

303
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СЕКРЕТНО

Экз. № 328

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ,
МАГМАТИЗМУ
И РУДНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Том I

Приложение
и Вх. № 4с
число 18/3-62 ?

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
1954

ПРИЛОЖЕНИЕ
Вх. № 1103с ЛИСТ
«30» vii 1954 г.
Первый отдбл.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

СЕКРЕТНО

Экз. № 328

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ,
МАГМАТИЗМУ
И РУДНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Том I

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
1954



5449

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *О. Д. ЛЕВИЦКИЙ*

Посвящается памяти
академика
Сергея Сергеевича Смирнова

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник содержит ряд статей, освещающих вопросы геологии, магматизма и рудообразования некоторых районов Дальнего Востока и Забайкалья. Основой для этого явились результаты геологических исследований в южной части Советского Дальнего Востока, проведенных Институтом геологических наук АН СССР силами его Восточно-Сибирской экспедиции.

Задачей исследований явилось комплексное изучение геологического строения, магматизма и рудных образований, имеющее конечной целью выявление закономерностей размещения месторождений различных металлов и некоторых других полезных ископаемых.

С. С. Смирнов, оценивая около десяти лет тому назад значение геологических исследований на Дальнем Востоке и в Забайкалье, писал:

«Громадная территория Советского Дальнего Востока (включая сюда и Забайкалье) представляет единую рудную провинцию, совпадающую с тихоокеанским поясом молодой складчатости.

Территория эта является одной из богатейших рудных областей Союза и занимает в отношении ряда ценных ископаемых исключительное или даже монопольное положение.

Рудные проявления, изобильно здесь развитые, показывают значительную близость как в отношении минералого-геохимических особенностей, так и в отношении геологических условий находений.

Данные, полученные в тех или других районах рассматриваемой территории, часто с большим успехом могут быть распространены не только на соседние районы, но и на отдаленные участки, принадлежащие к той же самой провинции».

Огромные по масштабу геолого-разведочные работы, проведенные в пределах Советского Дальнего Востока в последние годы, со всей очевидностью доказали его первостепенное значение как одной из крупнейших рудоносных территорий СССР и подтвердили тем самым актуальность проведения здесь широкого комплекса геологических работ, в том числе и тематических работ научно-исследовательских организаций.

Завершенные работы Восточно-Сибирской экспедиции, во многом представляющие собой обобщение обильных и ценных данных производственных геологических организаций, были ранее освещены в ряде опубликованных статей по тектонике и магматизму Забайкалья и Приморья, а также в вышедших в закрытой печати монографиях по геологии оловорудных месторождений. Настоящий сборник, таким образом, представляет собой своего рода дополнение к ранее опубликованным работам и должен рассматриваться в тесной связи с ними. Как отмечалось, сборник является первым выпуском серии «Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья». Во втором выпуске будет помещена уже завершенная сводная работа П. Н. Кропоткина, К. А. Шахварстовой и С. А. Солуна «Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока».

На последующий период намечено систематическое издание аналогичных сборников и отдельных монографий.

М. А. ФАВОРСКАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА ПОБЕРЕЖЬЯ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА МЕЖДУ БУХТАМ СИЗИМАН И ДАТТА

I. ВВЕДЕНИЕ

Летом 1951 г. автором был обследован участок побережья Татарского пролива между бухтами Сизиман и Датта, представлявший собой в геологическом отношении белое пятно. Предлагаемая статья — первое в литературе описание геологического строения этого участка. Отрывочные сведения, полученные ранее, по преимуществу от топографов, служили единственным основанием для господствовавшего до настоящего времени мнения, согласно которому часть восточного склона хребта Сихотэ-Алинь к северу от Советской Гавани в четвертичное время была скрыта под сплошным покровом базальтов. Эти взгляды получили отражение на сводной геологической карте Дальнего Востока масштаба 1 : 1 500 000, издания 1947 г.

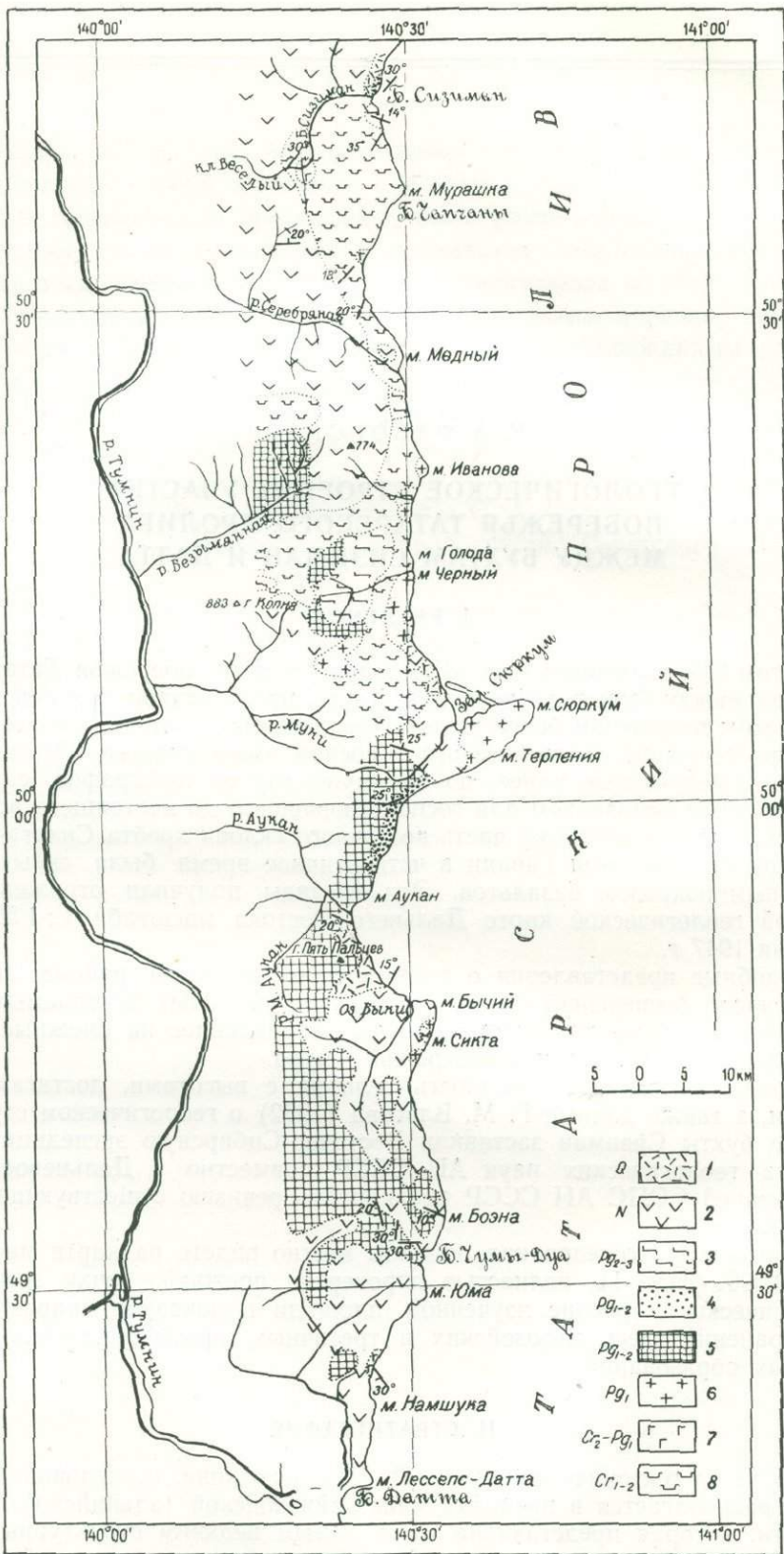
Подобные представления о геологическом строении района ставили его в число бесперспективных в отношении полезных ископаемых и не привлекали к нему внимание геологов, направленное на смежные районы бассейна р. Тумнин и левобережья Амура.

Однако резкая расчлененность рельефа с высотами, достигающими 1000 м, а также данные Г. М. Власова (1932) о геологическом строении района бухты Сизиман заставили Восточно-Сибирскую экспедицию Института геологических наук АН СССР совместно с Дальневосточной экспедицией СОПС АН СССР предпринять ревизию существующих воззрений.

Результаты исследования, как это можно видеть на карте масштаба 1 : 500 000 (фиг. 1), полностью опровергли прежнюю точку зрения на геологическое строение изученной площади и доказали широкое распространение здесь мезозойских и третичных, преимущественно изверженных образований.

II. СТРАТИГРАФИЯ

Согласно тектонической схеме П. Н. Кропоткина, исследованная площадь располагается в пределах зоны кайнозойской (альпийской) складчатости, которая представлена здесь самым верхним структурным ярусом. Характерным отличием этой области от расположенной южнее р. Самарги области развития среднего и верхнего структурного яруса альпийской складчатости является существенное преобладание среди



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта побережья Татарского пролива между бухтами Сизиман и Датта. Составила М. А. Фаворская. 1951.

1 — андезит-базальты; 2 — оливковые базальты; 3 — флюидальные липариты и липаритовые туфы; 4 — конгломераты базальтов; 5 — пироксеновые базальты; 6 — граниты и гранодиориты; 7 — диориты, кварцевые диориты и кварцевые монцититы; 8 — порфириты, их туфы и глинистые сланцы.

представителей кайнозойской магматической деятельности основных пород.

На основе наших исследований для описываемой площади может быть дана следующая стратиграфическая схема (снизу вверх).

1. Порфириды, их конгломераты и туфы и переслаивающиеся с ними пачки глинистых сланцев и аргиллитов — Cg_1 . Мощность свыше 300 м.

2. Интрузии кварцевых монзонитов, диоритов и кварцевых диоритов Cg_2-Pg_1 .

3. Интрузии гранитов и гранодиоритов Pg_1 .

4. Базальты водоразделов, вероятные аналоги кузнецовской свиты Центрального Сихотэ-Алиня, перекрывающие наиболее высокие поверхности выравнивания Pg_{1-2} . Мощность свыше 300 м.

5. Конгломераты базальтов, переслаивающиеся с туфами и туффидами Pg_{1-2} . Мощность местами превышает 70 м.

6. Флюидалные липариты и липаритовые туфы Pg_{2-3} . Мощность 10—20 м.

7. Оливиновые базальты с интенсивным развитием коры выветривания N . Мощность около 100 м.

8. Андезит-базальты Q . Мощность 20—30 м.

Ниже мы даем последовательное описание перечисленных комплексов.

1. Порфириды, их конгломераты и туфы. Порфириды, их конгломераты, туфы и переслаивающиеся с ними глинистые сланцы и аргиллиты занимают значительные площади в северной части исследованного района. Отложения этого типа известны в Северном Сихотэ-Алине и в Нижне-Амурской области (утинская свита). Возраст свиты устанавливается в Нижнем Приамурье на основании наличия прослоев порфиридных туфов в альбских отложениях и несогласного перекрывания туфами песчаников и сланцев амгунской серии валанжинского возраста. К югу от устья Амура среди отложений утинской свиты отмечены кварцевые порфириды (А. А. Подситник, 1950). Ниже мы приведем описание наиболее характерных разрезов свиты порфиридов с побережья Татарского пролива к югу от бухты Чапчаны, которое позволяет нам признать эту свиту вероятным возрастным аналогом утинской свиты Нижнего Приамурья.

а) На расстоянии около 3,5 км к югу от бухты Чапчаны в береговых скалах высотой 150 м конгломераты порфиридов налегают на слоистые туфы, а в верхней части обнажения перекрываются порфиритами. Мощность слоистых туфов около 20 м (фиг. 2). Элементы залегания их, измеренные по слоистости: азимут падения $350^\circ \angle 15^\circ$. Направление плоскостей контактов туфов и конгломератов совпадает с направлением слоистости. Конгломераты содержат окатанные глыбы порфирита 5—10 см в диаметре и туфовый цемент. Далее на протяжении около 500 м к югу в береговых обнажениях прослеживаются порфириды, местами перекрытые на высоте около 100 м над пляжем слоистыми туфами.

б) В нижней части следующего к югу обнажения выходят крупногальчатые темные конгломераты. На высоте около 0,5 м над пляжем на конгломератах залегает слой мощностью 0,5 м мелкогальчатого конгломерата, по простиранию быстро выклинивающийся. Выше залегает тонкий пласт кремнистой породы мощностью 10 см. На этом прослое залегают зеленоватые туфы порфиридов, мощностью в несколько десятков метров. Разрез венчается покровом порфиридов.

В шлифе галька крупногальчатых конгломератов представляется состоящей из тонкослоистого, бурого, почти непрозрачного в проходящем

свете глинистого вещества, содержащего многочисленные членистые скелеты микроорганизмов.

Мелкогалечный конгломерат содержит обломки подобных же глинистых пород и обломки разрушенных порфиритов с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза и андезитовой основной массой, содержащей микролиты альбита № 15 и скопления эпидота в хлоритизированном стекле. В породе отмечены также обломки базокварцевых альбитофиров с микрогранитной структурой. В большом количестве присутствуют радиально-лучистые скопления эпидота.



Фиг. 2. Выход слоистых туфов и аргиллитов к югу от бухты Чапчаны.

Пласт кремнистой породы представляет собой очень тонкозернистый слоистый аргиллит. Наиболее тонкозернистые прослои сложены почти неполяризующими глинистыми частицами и редкими чешуйками серицита. В несколько более крупнозернистых прослоях в изобилии встречаются чешуйки серицита и вторичного биотита, ориентированные параллельно слоистости, и отмечены отдельные мелкие зерна кварца. В породе рассеяны хлопья бурого неполяризующего вещества. Мощность отдельных прослоев не превышает нескольких десятых миллиметра.

Зеленоватые туфы под микроскопом представляются состоящими из обломков измененного порфирита, содержащего вкрапленники анде-

зин-лабрадора в хлоритизированной основной массе. В туфе установлены также обломки измененных более кислых эффузивов, альбитизированных плагиоклазов и кварца. Цемент представлен неполяризующим агрегатом вторичных минералов. В породе отмечены членистые скелеты микроорганизмов. В толще туфов встречены также участки кислого состава, содержащие угловатые обломки кислого стекла, кварцевого альбитофира, кислых плагиоклазов и аркозовых песчаников и аргиллитов; размер обломков около 1 мм. Плагиоклазы и стекло серицитизированы; отмечены скопления хлорита и эпидота.

Порфирит из покрова содержит крупные (около 2 мм в длину) вкрапленники плагиоклаза и более мелкие вкрапленники пироксена-авгита ($c:ng = 44^\circ$). Плагиоклаз отличается значительной свежестью и содержит округлые включения авгита; некоторые кристаллы плагиоклаза зональны. Отдельные вкрапленники темноцветного минерала полностью замещены хлоритом и иддингситом. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, пироксеном, хлоритом и рудными зернами. Структура основной массы микродиабазовая. Количество вкрапленников несколько выше количества основной массы.

в) К северу от устья р. Серебряной возвышается отвесная стена высотой около 300 м, сложенная порфиритами, которые образуют здесь несколько самостоятельных покровов, разделенных участками коры выветривания. Самый верхний из покровов перекрывается красноватыми конгломератами порфиритов. Выветрелый порфирит под микроскопом представляется состоящим из вкрапленников плагиоклаза, замещенного цеолитом, и микролитов андезина № 35, также значительно разрушенных; основная масса лимонитизирована. Порода содержит многочисленные мелкие миндалины, выполненные цеолитами с очень низким двупреломлением и низкими показателями преломления; цеолиты образуют лучистые и шестоватые агрегаты. Следует отметить, что процессы выветривания, сопровождающиеся интенсивной лимонитизацией, вообще характерны для толщи порфиритов, в составе которой обычны конгломераты с цементом, сложенным гидроокислами железа и цеолитами.

Толща порфиритов прорвана всеми интрузивными породами, известными в районе.

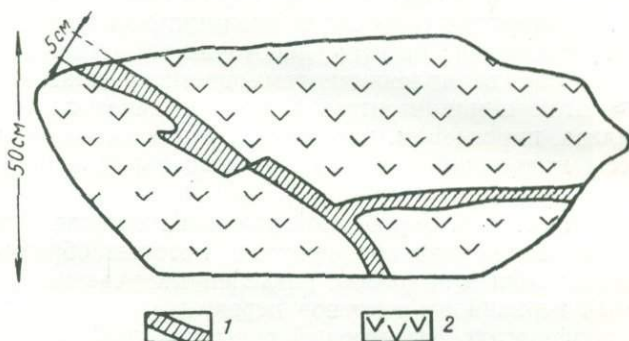
В нижнем течении ключа Веселого (к западу от бухты Сизиман) аргиллиты, входящие в состав порфиритовой толщи, на контакте с диоритами пронизаны кварц-альбитовыми прожилками и превращены в тонкозернистый кварц-альбитовый роговик.

К югу от мыса Голода интрузия гранодиоритов прорывает и чрезвычайно сильно метаморфизует туфопесчаник (фиг. 3), содержащий обломки кварца и срастания кварца с калиевым полевым шпатом. Среди обломков отмечены также почти нераспознаваемые порфириты, значительно хлоритизированные и замещенные рудной пылью. В цементе песчаника в изобилии присутствуют хлорит, уралит и рудные зерна. Порода подверглась сильному вторичному окварцеванию и пересечена кварцевыми прожилками.

2. Интрузии кварцевых монцонитов, диоритов и кварцевых диоритов. Кварцевые монцониты, кварцевые сиенит-диориты, диориты и кварцевые диориты встречены в различных участках исследованной площади. Интрузии этого типа, выходы которых не превышают 2—3 км в диаметре, в ряде мест рвут толщу порфиритов, их туфов и глинистых сланцев и слагают гальку конгломератов, перекрытых покровами оливинных базальтов неогена к северу от мыса Намшука. Взаимоотношение интрузий с пироксеновыми базальтами кузнецовской свиты

и с молодыми кислыми эффузивами не установлено. Возраст описываемых интрузий принимается как верхний мел — палеоцен по аналогии с прилежащим районом к югу от Советской Гавани, где интрузии такого же состава дают активные контакты с верхнемеловыми кислыми эффузивами, и с районами центрального и южного Сихотэ-Алиня, где малые интрузии основного и среднего состава на основании целого ряда фактов датированы как верхний мел — палеоцен.

Интрузии представляют собой небольшие штоки с крутыми контактами. Они сложены темно- или розовато-серой равномернозернистой породой и носят отчетливые признаки гибридного происхождения.



Фиг. 3. Туфопесчаник с прожилками аплита:

1 — аплит; 2 — туфопесчаник.

Количественный минералогический состав отдельных разновидностей этих пород приводится в табл. 1.

Кварцевые монцитоны, которыми сложена интрузия в районе мыса Намшука (обр. 3040), характеризуются значительным содержанием зональных плагноклазов с лабрадором № 55 в ядре и одновременно присутствием незонального олигоклаз-андезина № 30 и калиевого полевого шпата. Среди темноцветных пироксен резко преобладает над обыкновенной роговой обманкой и биотитом. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом и цоизитом, акцессорные — магнетитом, апатитом и сфеном. Преобладает гипидиоморфнозернистая структура с участками микропегматитовой и пойкилоофитовой структуры.

При переходе от этих пород к кварцевым сиенит-диоритам (интрузия в районе мыса Иванова, обр. 2817) появляется более кислый плагноклаз (№ 40 в ядрах зональных кристаллов) и увеличивается количество калиевого полевого шпата. Характерна гипидиоморфнозернистая структура.

Главной составной частью кварцевых диоритов, слагающих интрузию севернее поселка Сюркум и южнее бухты Чапчаны (обр. 2893), является андезин № 40, большей частью незональный. Среди темноцветных преобладает обыкновенная роговая обманка, наряду с которой присутствуют пироксен и биотит. Среди вторичных минералов, наряду с хлоритом и минералами эпидот-цоизитовой группы, отмечен кальцит. Акцессорные представлены апатитом, цирконом и рудным минералом, в одном образце отмечены также единичные зерна турмалина. Количество рудного минерала в кварцевых диоритах довольно значительно, причем некоторая часть его образуется за счет разрушения темноцветных минералов. Структура породы призматически-зернистая, реже гипидиоморфнозернистая.

Наряду с кварцевыми разностями, отмечены диориты, лишенные кварца и калиевого полевого шпата (интрузия по ключу Веселому). Эти породы подверглись значительному вторичному изменению, причем темноцветные, представленные пироксеном и роговой обманкой, почти полностью хлоритизированы. Аксессуарных минералов здесь меньше, чем во всех описанных выше гибридных разностях; в числе аксессуарных отмечены только апатит и рудный минерал. Структура породы габбровая, реже гипидиоморфнозернистая.

3. **Интрузии гранодиоритов и гранитов.** Интрузии гранодиоритов и гранитов отличаются большими размерами, чем интрузии гибридных пород, и достигают по площади 50 км².

По возрасту кислые интрузии более молоды, чем породы среднего состава, как это неоднократно наблюдалось нами на участках, расположенных южнее описываемой площади. На побережье между Сюркумом и мысом Голода граниты и гранодиориты дают активные контакты с порфиритами, а на полуострове Сюркум перекрываются покровом оливиновых базальтов. Значительный интерес представляют два небольших массива аплитовидных гранитов, расположенных к югу от мыса Бычьего, из которых один прорывает порфириты, а второй перекрывается измененными основными эффузивами.

Гранодиориты, граниты и их аплитовидные разности представляют собой фации, образовавшиеся при кристаллизации гранитной магмы.

Полных данных о форме описываемых интрузий на исследованной площади нам получить не удалось. Где контакты гранодиоритов с порфиритами хорошо обнажены, — падение их крутое. По составу граниты принадлежат к щелочноземельной подгруппе этих пород и дают постепенные переходы к гранодиоритам. Количественно-минералогический состав гранитов (обр. 2840) и гранодиоритов (обр. 2827) приведен в табл. I.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав интрузивных пород
(в объемных %)

№ шлифа	Плагиоклазы №			Калишпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Пироксен	Прочие (хлорит, эпидот, магнетит)	Название породы
	25—30	40—45	50—55							
2840	27,9	—	—	32,0	36,0	1,6	0,3	—	2,2	Гранит
2827	—	47,6	—	12,0	25,8	1,7	3,7	—	9,2	Гранодиорит
2817	—	36,2	—	29,9	18,7	0,6	4,9	—	9,7	Кварцевый снетит-диорит
2893	—	56,4	—	9,7	4,9	0,8	8,5	—	19,7	Кварцевый диорит
3040	18,2	—	28,3	15,0	13,2	—	—	8,5	16,8	Кварцевый монзонит (среднее из двух шлифов)

Главными породообразующими минералами гранитов являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и биотит, реже присутствует обыкновенная роговая обманка.

Основность плагиоклаза в различных образцах гранитов колеблется в довольно широких пределах, от № 10 до № 30; наибольшим распространением пользуется олигоклаз № 25. Плагиоклаз отличается значительной свежестью и лишь местами серицитизирован. Калиевый полевой шпат-пертит корродирует плагиоклазы. По биотиту развиваются хлорит и эпидот.

Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, апатит и редко циркон. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, очень часто также микропегматитовая.

При переходе от гранитов к гранодиоритам увеличивается основность плагиоклазов, которые здесь представлены андезином № 40, возрастает их количество и уменьшается количество калиевого полевого шпата и кварца. Среди темноцветных главная роль переходит к роговой обманке. Возрастает количество вторичных минералов. Состав акцессорной группы остается прежним. Среди плагиоклазов встречаются зональные разности с основным андезином в ядре и, наряду с ними, незональные кристаллы кислого олигоклаза, что свидетельствует о неравномерном характере кристаллизации в пределах подобных участков. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая, участки с микропегматитовой структурой чрезвычайно редки. Встречаются порфировидные разности, содержащие вкрапленники плагиоклаза до 2 мм в диаметре.

На побережье к югу от мыса Черного наблюдаются интенсивная турмалинизация и окварцевание гранодиоритового массива. Этот процесс приурочивается в основном к апикальной части интрузии. Турмалин цементирует угловатые обломки брекчированной интрузивной породы, отлагается по плоскостям отдельности и образует в гранодиоритах прожилки и радиально-лучистые скопления. Местами гранодиориты превращены в турмалиновый грейзен, состоящий из кварца, мелкочешуйчатого мусковита и турмалина. Кварц в виде округлых изометричных зерен составляет 70—75% грейзенизированной породы. Мусковит заполняет промежутки между зернами кварца. Турмалин плеохроитует в синих тонах, зерна его имеют неправильную форму, подчиненную зернам кварца. В небольшом количестве присутствуют циркон и рудный минерал. Структура породы гранобластовая.

На участке побережья к югу от мыса Бычьего упомянутые выше аплитовидные розовато-серые граниты перекрываются измененными андезитами; выход гранитов прослеживается по пляжу всего на протяжении 20 м и в значительной мере уничтожен морской абразией. Контакт их с андезитами резкий. Андезиты на контакте содержат мелкие угловатые обломки гранита, а также ксенолиты светлых эпидотизированных пород, достигающие 30 см в поперечнике.

Аплитовидный гранит из центральной части интрузии под микроскопом представляется микропегматитовым гранит-порфиром. Мелкие вкрапленники кварца (не свыше 0,5 мм в диаметре) значительно оплавлены и погружены в чрезвычайно тонкозернистую микропегматитовую массу, состоящую из калиевого полевого шпата и тонких закономерных вростков кварца. Микропегматит окружает также прямоугольные кристаллики альбита, по размеру уступающие вкрапленникам кварца. В породе присутствуют более крупные кристаллы плагиоклаза, замещенные альбитом и скоплениями эпидота, хлорита и магнетита. Этот плагиоклаз, вероятно, принадлежал к более основной разности и, возможно, является для породы посторонним, заимствованным из прорываемых гранитами андезитов. В пользу этого предположения говорит также присутствие в лейкократовых аплитовидных гранитах не свойственных нормальной разности скоплений вторичных минералов, образующих псевдоморфозы по темноцветным. Гранит-порфир из контакта с андезитами мало отличается от разности из центра интрузии, но обладает несколько более крупными вкрапленниками. Среди вторичных минералов здесь кальцит преобладает над эпидотом.

Андезит, взятый на расстоянии около 2 м от контакта с гранит-порфиром, представляется чрезвычайно сильно измененным. Вкрапленники сложены кислым андезином, в значительной мере замещенным эпидотом и хлоритом. Местами отмечена цеолитизация плагиоклазов. Основная масса имеет микролитовое строение и состоит из микролитов олигоклаза, из хлорита и многочисленных мелких зерен магнетита. Отмечены скопления хлорита и эпидота в ассоциации с более крупными зернами магнетита. Описанные изменения в андезите не могут, очевидно, быть поставлены в связь с гранитом как более ранним образованием и природа их осталась не выясненной.

Ксенолиты эпидотизированной породы в андезите представляют собой, вероятно, сильно измененные порфириды. В массе вторичных минералов местами различимы крупные (около 2 мм в диаметре) кристаллы олигоклаза. Вторичные минералы представлены преимущественно карбонатом и эпидотом. Присутствуют также хлорит, актинолит и магнетит.

На расстоянии около 300 м к югу взаимоотношения аплитовидных гранитов и вмещающих их черных плотных эффузивов противоположны вышеописанным. Массив имеет в поперечнике около 150 м. Северный контакт его извилистый и резкий; на южном контакте интрузия вдавливается в эффузивы в виде тонких прожилков. Аплитовидный гранит, взятый на расстоянии 20 м от контакта с эффузивами, имеет значительное сходство с разновидностью, слагающей первый из описанных массивов, но отличается более грубой микропегматитовой структурой. Главные составные части породы — кварц, калиевый полевой шпат и альбит — присутствуют в приблизительно равных количествах. Размеры кристаллов 0,5—1,5 мм. Встречаются единичные мелкие чешуйки биотита. Из вторичных присутствуют эпидот, хлорит и кальцит. Полевые шпаты пелитизированы. Отмечены зерна магнетита.

Порфириды на контакте с гранитами превращены в гибридную породу. По мере приближения к контакту с гибридной породой в гранитах увеличивается количество калиевого полевого шпата. Подобное же обогащение калием по сравнению с нормальной разностью наблюдается и в жилках гранитов, секущих порфириды.

Структура приконтактных разностей приближается к гипидиоморфнозернистой. В непосредственном контакте удлиненные кристаллы кварца в граните ориентируются перпендикулярно к линии раздела.

В экзоконтакте гранитной жилки по направлению от гранита наблюдается следующая смена пород: а) полоса шириной 2,5 мм гибридной породы, состоящей по преимуществу из мелких идиоморфных кристаллов альбита (длиной около 0,1 мм). В интерстициях между зернами альбита располагаются ксеноморфные выделения кварца и, в меньшем количестве, калиевого полевого шпата. Характерны дезинтегрированные пластинки биотита, прорастающие альбитом. Хлоритизированный биотит ассоциируется с магнетитом. Мелкие зерна магнетита рассеяны по всей массе породы. В значительном количестве присутствует карбонат; б) полоса шириной 1—2 мм тонкозернистого кварц-альбитового роговика, пронизанного прожилками гранита, мощностью 0,1—0,2 мм; в) метаморфизованный порфирит с микролитовой структурой, содержащий вкрапленники андезина и основную массу, сложенную андезином и хлоритом. В породе отмечены выделения вторичного кварца, карбоната, эпидота, пластинки биотита с сетчатой структурой и рудная пыль, количество которой увеличивается по направлению к контакту с роговиками.

Образец порфирита, взятый на расстоянии 20 м от контакта с гранитами, представляет собой полностью метаморфизованную породу. В нем сохранились только вкрапленники слабо зонального лабрадора № 50, основная же масса превращена в роговиковый агрегат кварца и альбита, содержащий скопления эпидота, мелких чешуек биотита, хлорита и зерна магнетита.

Приведенное описание выходов аплитовидных гранитов из района мыса Бычьего позволяет сделать следующие выводы:

1) оба описанных выхода принадлежат, повидимому, одному и тому же массиву, незначительно вскрытому эрозией;

2) южный и северный выходы контактируют с основными эффузивами, различными по возрасту; более древние из них принадлежат, видимо, к свите нижнемеловых порфиритов; возраст андезитов, перекрывающих граниты, неясен;

3) приведенное описание измененных пород из контактов показывает обогащение эндоконтакта гранитов калиевым полевым шпатом и интенсивную альбитизацию и окварцевание порфиритов в экзоконтакте.

Принимая также во внимание явления турмалинизации, описанные для интрузии мыса Черного, можно утверждать, что контактово-метасоматические процессы, сопровождающие кислые интрузии описываемой области, аналогичны подобным же процессам, связанным с «Приморскими гранитоидами» Южного Приморья и описанными нами ранее в специальной статье (Фаворская, 1949).

Жильные дериваты интрузий описываемого участка побережья Татарского пролива представлены лампрофирами и аплитами.

Дайки лампрофиров, секущие гранодиориты у мыса Черного, имеют северо-западное простирание и крутое падение на северо-восток; мощность их 2—3,5 м. Дайки сложены диорит-порфиритом. Порфиновые выделения представлены олигоклазом около № 20 и зеленой роговой обманкой. На месте зерен последней наблюдаются агрегатные скопления мелких зерен того же минерала и кварца. Основная масса имеет призматически зернистое строение и состоит преимущественно из двойников олигоклаза, а также скоплений зеленого амфибола, хлорита, минералов эпидот-цоизитовой группы, зерен кварца и мелких рудных зерен. Плаггиоклазы основной массы уступают по размерам плаггиоклазам вкрапленников всего в 2—3 раза.

Аплитовые жилы обычны в интрузиях как среднего, так и кислого состава. На мысе Иванова кварцевые сиенит-диориты пересечены ветвящимися жилами розового аплита. Мощность жил не превышает 10—15 см. В состав аплита входят приблизительно в равных количествах калиевый полевой шпат-пертит, олигоклаз и кварц. Темноцветные представлены редкими чешуйками хлоритизированного биотита. Полевые шпаты пелитизированы и хлоритизированы. Структура паналлотриоморфнозернистая.

4. Базальты водоразделов. Наиболее древние базальты, развитые на описываемой площади, являются вероятными аналогами кузнецовской свиты, выделенной В. А. Ярмолюком (1947) и Л. Б. Кривицким (1948) в Центральном Сихотэ-Алине. По данным этих авторов, в составе кузнецовской свиты андезитов и базальтов отмечены пористые лавы, вулканические бомбы и белые глины на месте полностью каолинизированных основных пород. По возрасту свита отнесена к верхам палеоцена, низам эоцена, на том основании, что на р. Самарге она перекрывает послеврхнемеловые андезиты, а на р. Тахобе несогласно перекрывает дислоцированные отложения, охарактеризованные флорой дат-

ского возраста. На р. Кхучине кузнецовская свита перекрывается бурогольными отложениями с флорой эоцена.

В Северном Сихотэ-Алине палеоценовые базальты представлены по преимуществу грубоплитчатыми плагиоклаз-пироксеновыми разностями. На склонах горы Пять Пальцев и в районе мыса Аукан подобные базальты переслаиваются с розоватыми ожелезненными разностями, характеризующимися глыбовой, конгломератовидной отдельностью.

Южнее устья р. Аукан среди подобных базальтов были отмечены участки туффитов и глин, содержащих пыльцу и споры растений. Н. А. Болховитиновой в образце подобного туффита на основании спорово-пыльцевого анализа был установлен следующий состав спор и пыльцы (в %), возраст которых она считает палеогеновым.

Споры <i>Osmunda</i> sp.	1
Бобовидные споры сем. <i>Polipodiacea</i>	2 вида 20
Споры кл. <i>Filicales</i>	2
Пыльца <i>Ginkgo</i> sp.	3
Пыльца хвойных <i>Picea</i>	18
„ сем. <i>Cupressaceae</i>	21
„ „ <i>Taxodium</i>	11
„ „ <i>Sequoia</i>	5
Пыльца цветковых <i>Alnus</i>	10
„ „ <i>Myrtus</i>	6
„ „ <i>Ericaceae</i>	1
„ „ <i>Myrica</i>	1
Пыльца неопределенная	1
	100%

К северу от бухты Сизиман пористые пироксеновые базальты слагают гальку в конгломератах, которые переслаиваются с туфогенными отложениями, содержащими отпечатки флоры. В 1932 г. возраст флоры из этого обнажения (сборы М. Г. Власова, 1932) был установлен С. М. Ткалич как олигоцен. Этим автором были определены следующие формы: *Sequoia Langsdorfii* Br g., *Populus* sp., *Alnus keferiteinis* U n g., *Carpinus grandis* U n g., *Carylus* sp., *Tyglaus* sp.

В 1951 г. нами была собрана небольшая новая коллекция флоры из того же обнажения. М. И. Борсук в ней были определены: *Sequoia Langsdorfii* (Br.) Heer, *Myrica ussuriensis* sp. n., *Ficus* sp., *Magnolia* sp. cf., *M. leei* Knowlt., *Leguminosites* sp. n. По заключению М. И. Борсука, «возраст флоры, на основании имеющегося состава должен лежать в пределах верхнего мела (датский ярус) — эоцена. Состав просмотренной флоры, по общему типу растительности, отличен от флор олигоцена Приморья, сближаясь скорее по ряду элементов с флорой переходного верхнемелового — нижнетретичного времени (флора р. Тахобе, Зее-Буренской равнины)». М. И. Борсук указывает, что для установления более узких возрастных границ должны быть произведены дополнительные сборы флоры.

В общем, имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют определять возраст наиболее древних базальтов как палеоцен-эоцен и параллелизовать их с кузнецовской свитой Центрального Сихотэ-Алиня.

В южной части описываемой площади палеогеновые базальты с плитчатой отдельностью перекрывают и бронируют древнюю поверхность выравнивания, расположенную на высоте 300—400 м над уровнем моря. Базальты слагают на водоразделах и вершинах неширокое плато, имеют

мощность свыше 300 м и залегают слабо наклонно с углами падения плоскостей отдельности 20—30°. Ниже приводится описание одного из типичных выходов палеогеновых базальтов.

Гребень, протягивающийся в широтном направлении к югу от долины р. Чумки, в перевальной части переходит в плато шириной 0,5—1 км. Плато имеет абсолютные отметки 300—400 м. В пределах его поднимаются отдельные вершины, высота которых увеличивается по направлению с востока на запад от 450 до 750 м над уровнем моря. На вершинах встречены скальные выходы базальтов с плитчатой отдельностью, которая на крайней к западу вершине осложнена столбчатой отдельностью. Плитчатая отдельность на этом участке падает на запад и юго-запад под углом 20—30°.

В составе базальтов вкрапленники плагиоклаза № 53 значительно преобладают по количеству и размерам над вкрапленниками авгита и гиперстена. Кристаллы лабрадора зональные, их центральная часть нередко заполнена стеклом или зернами магнетита. Характерны сростания зерен лабрадора, пироксена и рудного минерала — вероятные псевдоморфозы по более крупным кристаллам пироксена. В породе отмечены также псевдоморфозы магнетита по удлинённым вкрапленникам амфибола. В основной массе содержатся две генерации минералов: отдельные немногочисленные довольно крупные лейсты плагиоклазов и зерна ромбического пироксена и авгита, с одной стороны, и войлок мельчайших двойничков плагиоклаза в стекле — с другой. Структура основной массы трахитовая.

На плоской вершине горы Пять Пальцев (580 м) базальты представлены полнокристаллической разностью. Они содержат вкрапленники зонального лабрадора и вкрапленники гиперстена, изометричные по форме, имеющие около 0,5 мм в поперечнике. Основная масса сложена андезином № 45, ромбическим и моноклинным пироксеном и зернами магнетита. Размер минералов основной массы незначительно уступает вкрапленникам, но форма их более удлинённая. Структура породы диабазовая.

На склонах горы Пять Пальцев, обращенных к долине р. Аукан, наблюдается чередование в вертикальном направлении базальтов с плитчатой отдельностью и красноватых базальтов с конгломератовидной отдельностью. Под микроскопом последние представляются чрезвычайно сильно измененными. Стекло и темноцветные минералы полностью замещены окислами железа, а плагиоклазы соссюритизированы.

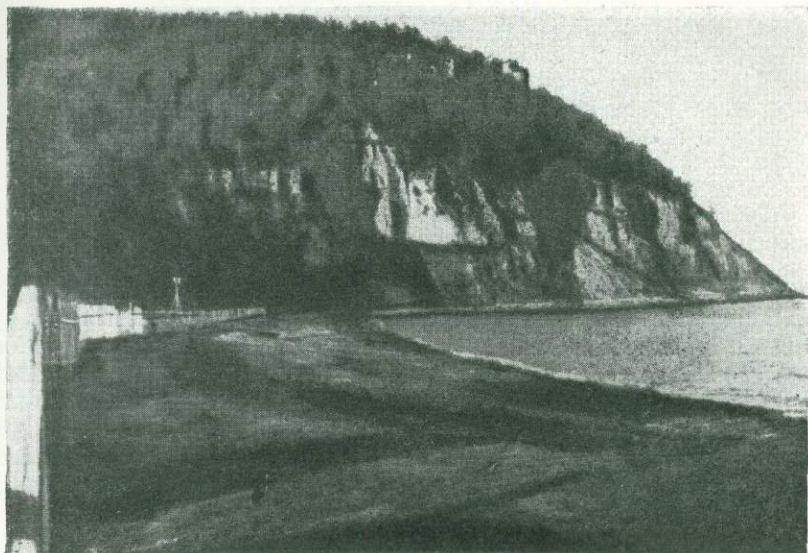
Возможно, что некоторые интенсивно измененные дайки авгитовых базальтов и андезитов, секущие толщу нижнемеловых порфиритов и интрузии различного состава, представляют собой корни палеоэоценовых основных эффузивов. В качестве примера можно привести дайку пироксенового базальта, секущего в верховье ключа Веселого толщу порфиритов и слоистых аргиллитов.

Дайка имеет мощность 1—2 м и прослеживается по простиранию больше чем на 100 м. Простирание дайки 345°, падение близкое к вертикальному. В шлифе порода представляется состоящей из вкрапленников авгита и лабрадора, достигающих в длину 2 мм. Основная масса сложена андезин-лабрадором № 48, авгитом и полностью хлоритизированным стеклом. В незначительном количестве в ней рассеяны зерна магнетита. Структура основной массы интерсертиальная.

Среди нижнемеловых эффузивов и интрузивных пород чаще чем дайки базальтов встречаются дайки плагиоклазовых андезитов. Мощность андезитовых даек 0,5—2 м, изредка она достигает 15 м. Расположение

даек беспорядочное. Некоторые из них быстро выклиниваются и имеют извилистые зальбанды. Андезиты сильно изменены. По вкрапленникам и по стеклу развивается кальцит, выполняющий, наряду с кварцем, миндалины и образующий в породе прожилки. По плагиоклазу развиваются также хлорит и кварц, реже цеолиты. Кварц в основной массе замещает стекло, не затрагивая микролиты плагиоклаза; структура основной массы андезитовая.

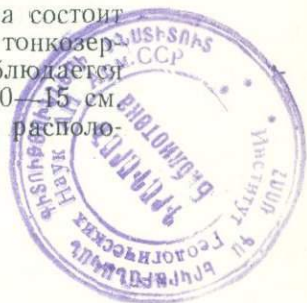
5. Конгломераты с базальтовой галькой. Конгломераты базальтов, местами переслаивающиеся с туфогенно-осадочными отложениями, на основании описанных в предыдущем разделе находок флоры отнесены нами к эоцену. Мощность конгломератов достигает местами 150 м.



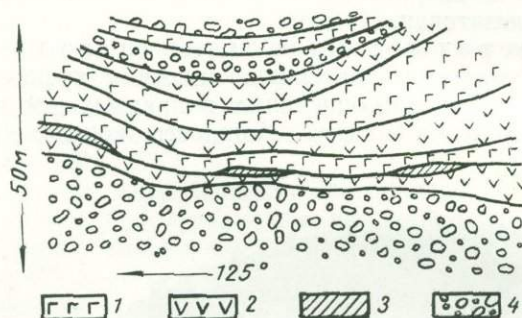
Фиг. 4. Базальты (скалы в лесу), перекрывающие толщу конгломератов и туфогенно-осадочных пород в бухте Сизиман.

На берегу Татарского пролива у северного ограничения бухты Сизиман наблюдается прекрасный разрез толщи эоценовых конгломератов и туфов (фиг. 4). Нижняя часть склона здесь сложена конгломератами. Конгломераты содержат слабо окатанные, приблизительно изометричные глыбы базальтов, достигающие в грубообломочных прослоях 1—2 м в диаметре. Конгломераты не отсортированы: в одном и том же прослое, наряду с очень крупными глыбами, встречаются и обломки по 1—20 см в диаметре. Все же в толще в целом наблюдается грубая слоистость с толщиной слоев 2—3 м. Слои отличаются по относительной величине глыб.

На высоте около 25 м над уровнем пляжа на конгломераты согласно с постепенными переходами через прослой тонкозернистых базальтовых туфов налегает толща слоистых светложелтых туффитов. Она состоит из слоев мощностью 2—3 м более крупнозернистых туфов и тонкозернистых опоквидных туффитов (фиг. 5). В каждом слое наблюдается также своя более тонкая слоистость из прослоев мощностью 10—15 см. В слоях туффитов присутствуют окременные стволы деревьев, располо-



женные в большинстве случаев вертикально. В туффитах обнаружена также описанная выше флора. Слой третичных отложений совместно с конгломератами смяты в пологие складки с простираем осей складок 35° и падением крыльев под углами $20-30^\circ$. Размах крыльев около 100 м.



Фиг. 5. Переслаивание конгломератов базальтов с туффитами:

1 — туфы с отпечатками флоры; 2 — светлые туффиты;
3 — темные туффиты; 4 — конгломерат базальтов.

Глыбы в конгломератах состоят из черных плотных базальтов, кирпично-красных пористых базальтов и черных пористых базальтов. В пористых базальтах отмечены миндалины, выполненные кальцитом и цеолитами. Базальты представлены авгитовыми разностями и хорошо раскристаллизованы. Плагноклазы замещаются хлоритом и цеолитами. В породе содержится значительное количество магнетита, а в красных разностях — лимонит. Общая мощность разреза около 70 м. Толща конгломератов и туффитов прорвана дайками оливиновых базальтов, выклинивающимися вверху, не выходя из ее пределов, и на высоте 70 м над пляжем перекрыта покровом андезит-базальтов с характерной столбчатой отдельностью. Мощность покрова около 80 м.

Конгломераты базальтов пользуются значительным развитием на участке побережья Татарского пролива между полуостровом Сюркум и мысом Аукап, где они слагают отвесные обрывы на высоте 150 м, переходящие в плато (эоценовые поверхности выравнивания?). Входящие в их состав глыбы сложены кирпично-красным и малиновым пористым базальтом, а также темносерым андезит-базальтом с крупными вкрапленниками белого полевого шпата и пироксеновым базальтом с плитчатой отдельностью. Некоторые глыбы андезита окрашены в яркозеленый цвет.

Андезит-базальты характеризуются большим количеством вкрапленников, составляющих по количеству свыше 50% породы. Вкрапленники представлены зональным плагноклазом с лабрадором № 50 в центре. Размеры вкрапленников различны (преобладают от 0,5 до 2 мм в длину). Вкрапленники авгита присутствуют в меньшем количестве и невелики по размеру. Отмечены также отдельные кристаллы буро-зеленой роговой обманки ($c:pg = 19^\circ$), окруженные рудной каймой. В породе разбросаны крупные зерна магнетита. Основная масса состоит из редких и относительно крупных микролитов плагноклаза и авгита и из стекла, содержащего мелкие рудные зерна и частично замещенные бледнозеленым хлоритом. Андезит-базальты, окрашенные в яркозеленый цвет,

характеризуются скоплениями яркозеленой вторичной слюды, развивающейся по длинным и тонким вкрапленникам роговой обманки и, вероятно, по вкрапленникам пироксена. Вторичная слюда ассоциирует с мелкими рудными зернами.

Базальты, слагающие конгломераты, отличаются большим сходством с палеоцен-эоценовыми водораздельными базальтами, и нет оснований сомневаться в их образовании за счет размыва последних.

6. Липариты и липаритовые туфы. Выходы флюидалных липаритов и липаритовых туфов пользуются на описываемой территории ограниченным распространением. Выходы липаритовых туфов отмечены на побережье к югу от бухты Сизиман, в районе мыса Медного и мыса Голода, а также западнее мыса Голода, в верхнем течении одноименной реки.

К югу от бухты Сизиман белые и розоватые туфы кислого состава переслаиваются с конгломератами базальтов. В соседнем обнажении конгломераты на высоте 15 м над пляжем по плоскости контакта азимут падения $315^\circ \angle 35^\circ$ налегают на покров базальтов. Базальты на контакте значительно разрушены, в конгломератах наблюдается мелкая галька того же состава. По составу базальты, залегающие в основании разреза, сходны с палеоцен-эоценовыми базальтами водоразделов. В близлежащем обнажении на туфах липаритов горизонтально залегают черные пористые андезит-базальты, образующие в липаритовых туфах также пластовые жилы. Мощность покрова андезит-базальтов около 10 м. По составу они аналогичны молодым андезит-базальтам бухты Сизиман, упомянутым выше.

Таким образом, принимая во внимание взаимоотношения липаритов с базальтами, мы считаем возможным параллелизовать их по возрасту с толщей липаритов и их туфов эоцен-олигоценного возраста в Южном Приморье.

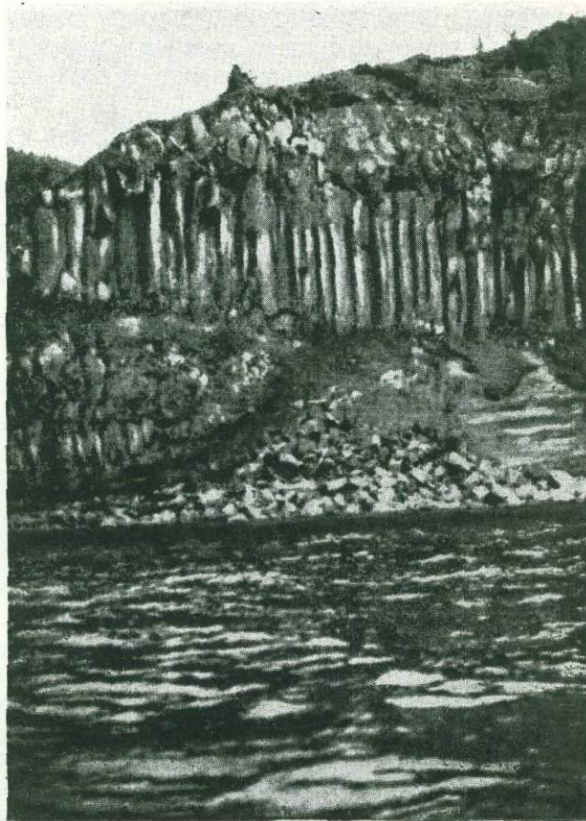
Туфы липаритов состоят преимущественно из угловатых обломков пород размером около 2 мм и содержат также обломки кварца, калиевого полевого шпата и альбита. Среди обломков пород отмечены сложенные перистыми агрегатами альбита, а также порфиновые разности с вкрапленниками альбита и кварца и основной массой, имеющей микрогранитное, сферолитовое, микропегматитовое или стекловатое строение. В состав основной массы входят альбит, калиевый полевой шпат и кварц. Стекло характеризуется флюидалной или петельчатой структурой. Отмечены также обломки сильно разрушенных основных пород с вкрапленниками лабрадора, реже авгита и лимонитизированным стеклом.

К югу от устья р. Серебряной в порфиритовых туфах встречено тело неправильной формы мощностью около 20 м, сложенное флюидалным липаритом; флюидалность в липаритах параллельна контакту. Порода состоит из вкрапленников альбита и из основной массы, сложенной сферолитами и ксеноморфными выделениями альбита, а также небольшим количеством мелких зерен кварца. Вкрапленники каолинизированы и карбонатизированы, в основной массе развиваются кальцит и хлорит. Структура основной массы микрогранитная с участками сферолитовой.

На мысе Голода в ожелезненных и пиритизированных порфиритах встречена жила флюидалного липарита. Мощность жилы 0,7 м, азимут падения $195^\circ \angle 70^\circ$. Липарит содержит темные линзовидные включения, параллельные флюидалности и контакту. Порода состоит в основном из кислого стекла, значительно измененного. В стекле отмечены мелкие округлые двойники альбита, образующие между собой сростки, а также

хлорит и бурые окислы железа. Линзовидные включения состоят из минералов эпидот-цоизитовой группы.

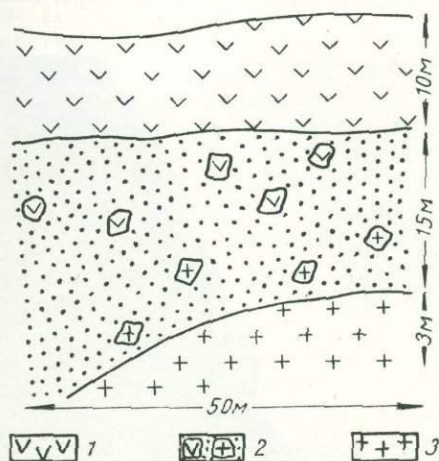
7. Оливиновые базальты и их туфы. Покровы и туфы оливиновых базальтов распространены равномерно по всей площади описываемого района. Покровы, как правило, отличаются характерной пятигранной столбчатой отдельностью (фиг. 6). Их положение в стратиграфической схеме определяется следующими соотношениями:



Фиг. 6. Мыс Бозна. Оливиновые базальты со столбчатой отдельностью.

а) на побережье Татарского пролива южнее мыса Пуньга массив кварцевых монзонитов перекрыт туфоконгломератами, которые содержат, наряду с глыбами оливиновых базальтов, также многочисленные угловатые глыбы кварцевых монзонитов, колеблющиеся по величине от 2—3 до 30 см в диаметре. На туфоконгломератах на высоте около 20 м над уровнем пляжа залегает покров оливинового базальта (фиг. 7). Подобные же соотношения между интрузиями среднего состава и оливиновыми базальтами наблюдаются за пределами этого района на мысе Красный Партизан, где интрузия кварцевых диоритов перекрыта галечниками с галькой кварцевых диоритов и оливиновых базальтов; галечники в свою очередь на высоте около 80 м над уровнем моря перекрываются покровом оливиновых базальтов;

б) у северного ограничения бухты Быки покров оливиновых базальтов со столбчатой отдельностью залегает на поверхности 20-метровой речной террасы, сложенной плоской окатанной галькой пористых красных и черных базальтов и на расстоянии около 200 м далее к югу спускается до уровня пляжа;



Фиг. 7. Налегание туфоконгломератов на массив кварцевых монзонитов:
1 — базальты; 2 — туфоконгломераты;
3 — кварцевые монзониты.

в) на северных подступах к мысу Терпения (полуостров Сюркум), в распадке широтного простирания можно видеть, как гранодиориты перекрываются покровами оливиновых базальтов. В разрезе толщ четко выделяются два покрова черных пористых базальтов, имеющие мощность около 5 м каждый. По направлению к верхней части покровов черные базальты переходят в красные разности, перекрытые сургучно-красной корой выветривания. В основании нижнего базальтового покрова залегает прослой гранодиоритовой брекчии мощностью около 0,5 м. Брекчия состоит из угловатых глыб гранодиорита до 20 см в поперечнике;

г) на побережье к югу от бухты Чумы-Дуа в сильно ожелезненных базальтовых конгломератах встречена вертикальная дайка оливинового базальта мощностью 5 м. На высоте около 20 м над уровнем пляжа дайка переходит в покров базальтов со столбчатой отдельностью;

д) к северу от бухты Сизиман конгломераты палеоцен-эоценовых базальтов пересечены дайками оливиновых базальтов. Элементы залегания самой нижней из них, имеющей мощность 25 м, следующие: азимут падения $70^\circ \angle 20^\circ$. Дайки ветвятся, давая вертикальные апофизы.

На основании описанных взаимоотношений нижняя возрастная граница покровов оливиновых базальтов может быть приблизительно установлена как верхи палеогена или низы неогена.

Южнее устья р. Аукан в стенке карьера на высоте около 10 м над уровнем пляжа обнажается выход слоистых диатомитов, залегающих на крупных глыбах туфов оливиновых базальтов. Линзовидные включения диатомитов в туфах, значительная выветрелость туфов и присутствие диатомитов в качестве цемента между глыбами приводят к заключению,

что оливиновые базальты близки по возрасту к диатомитам и послужили исходным материалом для их образования. Возраст диатомитов, согласно предварительному определению А. П. Жузе, не древнее миоцена.

Севернее мыса Боэна толща, состоящая из покровов оливиновых базальтов и их туфов, разделенная участками коры выветривания (фиг. 8),



Фиг. 8. Мыс Боэна. Толща оливиновых базальтов и их туфов, разделенная участками коры выветривания, которая обозначена крестиками.

перекрыта на высоте 30 м над пляжем покровом андезит-базальтов с плитчатой отдельностью, сходных с молодыми андезит-базальтами бухты Сизиман. Близ устья р. Гыму туфы оливиновых базальтов прорваны дайкой плагиоклазовых базальтов, на высоте около 30 м над пляжем переходящей в горизонтально залегающий покров.

Приведенные факты позволяют с наибольшей долей вероятности отнести оливиновые базальты и их туфы по возрасту к неогену.

Образование толщи оливиновых базальтов происходило длительное время, о чем свидетельствует наличие нескольких покровов, разобщенных участками коры выветривания или значительными по мощности накоплениями конгломератов, галечников и слоистых туффитов. В южной части исследованного района характерна также приуроченность покровов оливиновых базальтов к следующим трем различным гипсо-

метрическим уровням: а) к наиболее пониженным участкам рельефа — выходы мощностью около 5 м на пляже в районе пос. Сюркум и в бухте Быки, а также высыпки в заболоченных долинах рек Б. Сизиман, Тунгуска и Б. Тося; б) к поверхностям плато и террас 20- и 30-метровой высоты на мысе Намшука, к югу от мыса Пуньга, к северу от бухты Быки и к югу от бухты Чумы-Дуа; в) к поверхностям плато 100-метровой высоты на мысе Намшука, а также за пределами исследованной площади в окрестностях Советской Гавани. В северной части района, расположенной в области общего поднятия, оливиновые базальты залегают на водоразделах и высотах до 800 м.

Ниже приводится описание двух наиболее характерных обнажений толщи оливиновых базальтов: в районе бухты Быки и в южной части мыса Намшука.

У северного ограничения бухты Быки скалы высотой до 20 м сложены галечниками. Крупная галька хорошо окатана и имеет плоскую форму. Сортировка отсутствует: наряду с галькой, достигающей 2 м в диаметре, встречается окатанный гравий. Галька сложена черными и красными, нередко пористыми, базальтами. От конгломератов, распространенных на побережье севернее Аукана, эти галечники отличаются резким преобладанием гальки над мелкообломочным материалом, большей степенью окатанности и слабой сцементированностью обломков. Местами из-под галечников до высоты 10 м над пляжем обнажаются туфы, содержащие в мелкообломочном материале отдельные, различные по величине, слабо окатанные глыбы. Галечники перекрыты черными базальтами со столбчатой отдельностью. Мощность базальтового покрова около 10 м. На расстоянии 200 м далее на юг базальты спускаются до уровня пляжа. Под микроскопом эта разность базальтов отличается значительной свежестью и обилием вкрапленников, представленных лабрадором № 52, иногда зональным, оливином и ромбическим пироксеном. Вкрапленники лабрадора достигают в длину 1 мм и как по размерам, так и по количеству превосходят вкрапленники пироксена и оливина. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, авгитом, небольшим количеством хлорита и содержит мелкие зерна магнетита. Структура основной массы микродиабазовая. Пироксен вкрапленников характеризуется низким двупреломлением, прямым угасанием и небольшим углом оптических осей; знак минерала положительный. По константам пироксен близок к энстатиту. Константы оливина $N_g = 1,733 \pm 0,002$; $N_r = 1,693 \pm 0,002$; $2V = -86^\circ$ (по выходу двух осей); $N_g - N_r = 0,040$, что, по Винчелу, соответствует содержанию около 30% фаялитовой молекулы.

В южной части мыса Намшука, представляющего собой плато высотой 10—30 м и шириной около 0,5 км, над которым берег поднимается отвесным уступом до высоты около 100 м, наблюдается следующий разрез.

До высоты 2—3 м над пляжем обнажаются базальты с глыбовой конгломератовидной отдельностью, окрашенные в кирпично-красный цвет. Базальты представлены оливиновой разностью, они содержат крупные (до 2 мм в поперечнике) вкрапленники оливина и авгита. Основная масса состоит из микролитов лабрадора № 50 и из зерен оливина, авгита и магнетита. По темноцветным минералам развиваются тальк и иддингсит. Структура основной массы микродиабазовая.

Выше залегает горизонт конгломератов мощностью около 12 м. Конгломераты не отсортированы. Глыбы в них слабо окатаны и сложены базальтами с вкрапленниками плагиоклазов и темными плотными афировыми базальтами. Цемент туфовый.

На конгломератах залегает горизонт слоистых туфов мощностью около 15 м.

Разрез венчается покровом оливиновых базальтов с плитчатой отдельностью. Выходы подобных базальтов прослеживаются до вершины берегового склона высотой 100 м. Оливиновый базальт, взятый на вершине склона, имеет значительное сходство с описанной в основании обнажения конгломератовидной разностью, но отличается от нее характером вторичных изменений, которые в этом случае проявились преимущественно в виде интенсивной хлоритизации.

Петрографический состав оливиновых базальтов во всей северной части побережья Татарского пролива отличается значительным однообразием и отдельные разновидности могут быть выделены главным образом на основании структурных признаков. Так, черные оливиновые базальты, перекрывающие гранодиориты у мыса Терпения, представлены хорошо раскристаллизованной разностью с равномернозернистой офитовой структурой и могут быть названы габбро-базальтами.

На других участках более обычны порфирировидные разности базальтов с микродиабазовой структурой.

Петрографический состав туфов в общем соответствует составу покровных оливиновых базальтов. В разрезе на мысе Боэна туфы образуют слоистую толщу мощностью 0,5 м, тонкозернистые прослои которой состоят из угловатых обломков минералов и пород. Размер обломков 1—2 мм. Среди обломков, размеры которых определяются в 1—2 мм, отмечены габбро-базальты с вкрапленниками зонального лабрадора и буроватого оливина, миндалекаменные базальты, а также базальты, заключающие крупные (до 1,5 мм в поперечнике) вкрапленники оливина и плагиоклаза, погруженные в основную массу с витрофировой структурой. Стекло непрозрачно в проходящем свете и ожелезнено. Обломки минералов в туфе представлены оливином и плагиоклазом. По оливину развиваются идингсит и серпентин, в миндалинах и по трещинам отлагаются цеолиты. Показатели преломления оливина из разрушенных туфов, расположенных на высоте около 4 м над уровнем пляжа на мысе Боэна $N_g = 1,699 \pm 0,002$, $N_r = 1,660 \pm 0,002$, что соответствует содержанию железистой молекулы около 30%.

8. Андезит-базальты. Наиболее молодыми магматическими образованиями района являются пироксеновые андезит-базальты с характерной столбчатой и плитчатой отдельностью, прорывающие и перекрывающие на мысе Боэна толщу оливиновых базальтов и их туфов, включая участки коры выветривания. К югу от бухты Сизиман базальты этого типа налегают на туфы липаритового состава.

Пироксеновые андезит-базальты встречаются в пределах всего исследованного района в виде небольших по площади покровов и мощных даек. Их характерной особенностью является значительная свежесть и отсутствие коры выветривания. Как наиболее молодые магматические образования района они могут быть отнесены по возрасту к низам четвертичного времени.

Мощная дайка, прорывающая толщу буровато-красных туфов оливиновых базальтов к югу от устья р. Гыму, на высоте около 30 м над пляжем переходит в покров. Мощность дайки на уровне пляжа — 150 м, простирание 65° , падение крутое. Плагиоклазовые базальты, слагающие дайку, отличаются значительной свежестью. Вкрапленники в них представлены лабрадором № 50. Основная масса состоит из микролитов андезин-лабрадора и довольно значительного количества бурого стекла. В ней содержатся также зерна магнетита и мелкие зерна авгита.

Структура основной массы трахитовая. Некоторые пустотки в породе окружены каймами бурого стекла. Базальт содержит ксенолиты туфа. Базальты, перекрывающие на расстоянии около 3 км к югу от бухты Сизиман липаритовые туфы, представлены плагиоклаз-пироксеновой разновидностью и отличаются хлоритизированным стеклом.

В заключение описания различных комплексов приведем данные о химическом составе слагающих их пород и сопоставим его с химическим составом аналогичных пород в соседних районах.

Таблица 2

Химический состав некоторых эффузивных пород с побережья Татарского пролива

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	53,03	50,61	59,05	51,64	73,08	51,19	47,47	51,46	54,27
TiO ₂	0,76	1,48	0,63	0,29	0,11	0,75	—	—	0,70
Al ₂ O ₃	18,93	18,92	18,86	16,00	14,33	17,45	21,49	22,98	16,12
Fe ₂ O ₃	4,06	6,26	3,06	3,35	0,85	3,95	3,56	9,89	3,28
FeO	3,68	2,47	2,83	6,94	0,32	5,36	7,06	—	5,97
MnO	0,18	0,09	0,25	0,10	0,03	0,12	—	—	0,02
MgO	3,74	3,32	1,95	5,48	0,43	7,17	5,80	3,39	6,13
CaO	8,24	6,74	5,73	8,87	1,07	8,92	7,22	7,59	8,50
Na ₂ O	2,65	3,66	4,01	3,57	4,04	3,19	3,11	2,84	3,15
K ₂ O	1,70	2,79	2,65	2,01	4,35	1,23	2,07	1,66	1,03
H ₂ O ⁻	0,57	2,31	0,71	0,58	0,53	0,67	0,59	0,47	—
H ₂ O ⁺	2,17	—	0,42	—	1,14	0,21	—	—	—
П.п.п.	0,76	1,54	—	0,92	—	—	1,68	0,43	1,00
BaO	0,11	—	0,11	—	0,13	0,06	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,50	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	0,12	—	—	—	—	—
Сумма	100,58	100,19	100,26	99,79	100,41	100,27	100,05	100,71	100,43

1. Порфирит (нижний мел). Район бухты Чапчаны. Анализ произведен аналитиком Острогорской в химической лаборатории ИГН.

2. Базальт из конгломератов (палеоцен-эоцен). Район бухты Сизиман. Анализ произведен аналитиком М. Вепринцевой в химической лаборатории ИГН.

3. Пироксеновый базальт (палеоцен-эоцен). Вершина горы Лысой. Анализ произведен аналитиком Острогорской в химической лаборатории ИГН.

4. Базальт из кузнецовской свиты (палеоцен-эоцен). Бассейн р. Ботчи. Анализ заимствован у Л. Б. Кривицкого.

5. Липарит (эоцен-олигоцен). Район мыса Медного. Анализ произведен аналитиком Острогорской в химической лаборатории ИГН.

6. Оливиновый базальт (неоген). Район мыса Намшука. Анализ произведен аналитиком Острогорской в химической лаборатории ИГН.

7. Оливиновый базальт (неоген?). Тропа от города Николаевска в деревню Власова. Анализ заимствован у А. А. Подситник.

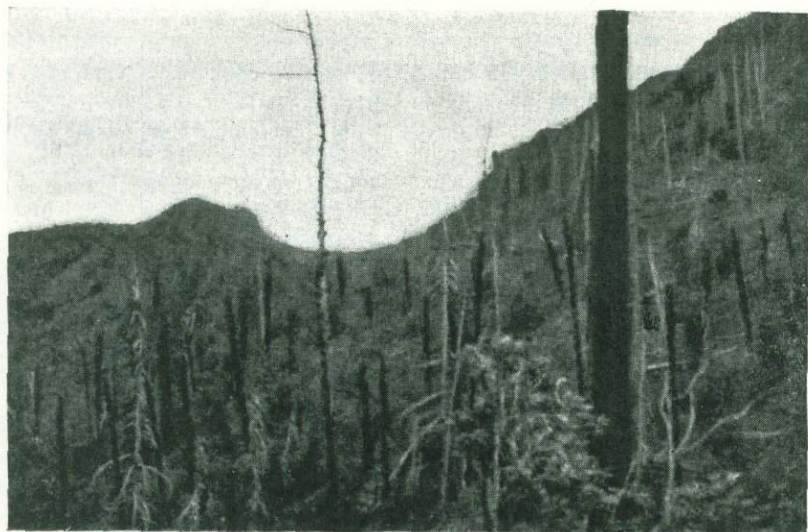
8. Оливиновый базальт (неоген?). Район Советской Гавани. Анализ заимствован у В. В. Батурина.

9. Андезит-базальт. Бассейн р. Ботчи. Анализ заимствован у Л. Б. Кривицкого.

III. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И НЕКОТОРЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА

Тектонические движения верхнего мела (палеоцена?) на описываемой территории смяли в складки северо-восточного простирания толщу порфиритов, их туфов и переслаивающихся с ними глинистых сланцев. Углы падения в крыльях складок около 30° .

Для интрузий района не выявлена четкая приуроченность к определенным структурным элементам. Образование их, вероятно, соответствует по времени складчатым движениям или является несколько более поздним.



Фиг. 9. Поперечный разрез древней речной долины у перевалов в верховье р. Чумки.

В палеоцене началось излияние базальтов, выделенных в предыдущей главе под названием «базальты водоразделов». Формирование толщ этих базальтов происходило в течение довольно длительного геологического времени и сопровождалось поднятием отдельных участков, причем периоды вулканической и тектонической активности сменялись периодами покоя, усиленной эрозионной деятельности и накопления обломочного материала. В результате дифференциальных движений палеоценовая поверхность выравнивания, покрытая базальтами водоразделов, в настоящее время поднята в районе на высоту 300—400 м (фиг. 9).

На участках, не испытавших поднятия, в эоцене происходило накопление туфогенно-осадочных образований в условиях небольших мелководных бассейнов, как об этом свидетельствуют толщ переслаивающихся конгломератов, туфов и слоистых туффитов с отпечатками наземной флоры. В эоцен-олигоцене произошло излияние и внедрение липаритов на отдельных изолированных участках.

Общее поднятие всей северной половины описываемой территории, расположенной к северу от южного ограничения полуострова Сюркум, произошло уже в неогене, после того как началось излияние оливинно-

вых базальтов. В результате на этой площади эрозией были нивелированы наиболее высокие (выше 700—800 м над уровнем моря) участки, сложенные палеоценовыми базальтами, и обнажились многочисленные «окна» нижнемеловых эффузивов, и палеоценовых интрузий различного состава. Расположенные гипсометрически ниже палеоценовых, неогеновые оливиновые базальты сохранились в северной части района на участках современных водоразделов.

В южной части района в течение неогена повторные извержения оливиновых базальтов были разобщены значительными промежутками времени, в продолжение которых на поверхности толщ происходило образование коры выветривания. В период формирования толщ оливиновых базальтов на отдельных участках происходили поднятия, фиксированные уровнем 100- и 30-метровых морских террас, перекрытых базальтовыми покровами. Широкое развитие коры выветривания, характерное для неогеновых эффузивов, в отличие от палеогеновых свидетельствует об изменении климата в течение третичного периода в сторону более высоких температур и повышенной влажности.

Последние излияния оливиновых базальтов происходили, вероятно, уже в начале четвертичного времени, потому что на отдельных участках они заполняют впадины современного рельефа. На этом основании еще более поздние магматические породы района, представленные андезит-базальтами, могут быть с уверенностью отнесены к четвертичному времени. В период оледенения континентальное побережье Татарского пролива испытывало погружение с образованием типичных рiasовых берегов (бухты типа Советской Гавани). Этим объясняется слабое развитие террас в приустьевой части реки и присутствие подводных долин в зоне шельфа. В настоящее время, по данным Зенковича, основанным на нивелировке береговых валов, эта область испытывает поднятие.

IV. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНА

Как уже отмечалось во введении, исследуемый район до недавнего времени расценивался как бесперспективный в отношении полезных ископаемых. Это мнение было основано на ошибочном представлении о его геологическом строении.

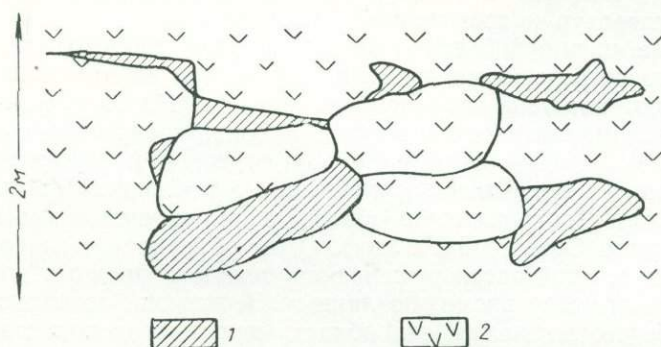
Полученный новый фактический материал позволяет не только пересмотреть прежние взгляды на перспективы поисков некоторых полезных ископаемых в районе, но и наметить конкретные участки для этих поисков. При дальнейшем более детальном изучении района поиски полезных ископаемых должны быть ориентированы в двух направлениях: в направлении поисков месторождений цветных и редких металлов, связанных с палеоценовыми интрузиями среднего и кислого состава, и в направлении поисков месторождений железа и его спутников и поисков бокситов, связанных с неогеновой корой выветривания.

Исследованиями последних лет в Южном и частично Северном Сихотэ-Алине было установлено, что с интрузиями палеоценового возраста связан наиболее перспективный для Приморья тип касситерит-сульфидного оруденения. При этом выяснилась пространственная ассоциация месторождений этого типа с небольшими по размерам интрузиями гибридных кварцевых монзонитов и кварцевых сиенит-диоритов. В северной части описываемой площади интрузии этого возраста и состава пользуются значительным распространением. При более крупномасштабном картировании на этой площади несомненно будут установлены новые выходы интрузивных пород, потому что в шлицах, взятых в русле

рек, в нижнем течении пересекающих эффузивы, в ряде случаев отмечался аксессуарный минерал кислых интрузий — циркон, а в левых притоках р. Сюркумки также ксенотим.

В связи со сказанным, при дальнейших поисково-съемочных работах необходимо особое внимание уделить участку побережья между полуостровом Сюркум и мысом Иванова, где обнажаются многочисленные интрузии гибридного состава и выходы вмещающих метаморфизованных порфиритов. В пределах этого же участка на мысе Черном обнажается гранитная интрузия, на контакте с порфиритами превращенная в турмалиновые грейзены. Здесь также возможны находки рудных проявлений, генетически связанных с грейзенами.

Признаки обогащения железом могут быть отмечены уже в пределах распространения толщи нижнемеловых конгломератов и порфиритов. Сильно ожеженные участки конгломератов в изобилии встречаются в береговых скалах от бухты Сизиман на севере до мыса Голода на юге



Фиг. 10. Конгломерат порфирита, сцементированный железной охрой:

1 — железная охра; 2 — галка порфирита.

(фиг. 10). Размер отдельных ожеженных участков достигает нескольких сот квадратных метров. В пределах их галка порфиритов составляет около 50%. Цемент представлен железной охрой и кальцитом. Наряду с участками оруденелого конгломерата, отмечены также оруденелые тектонические зоны в порфиритах. Качественный спектральный анализ восьми образцов рудных охр, произведенный в спектральной лаборатории ИГН, указал на содержание в ряде образцов следов свинца и несколько повышенное содержание ванадия, меди, никеля и кобальта. Последний дает в рудных охрах из района бухты Сизиман средние линии, что соответствует содержанию в несколько сотых процента. Ожеженные конгломераты сами по себе не представляют практического интереса, однако ввиду того, что количество подобных выходов значительно, они могли послужить источником для образования осадочных месторождений железа.

Значительно больший интерес в качестве возможного источника железных руд и бокситов представляет собой неогеновая кора выветривания на оливиновых базальтах, их туфах и конгломератах.

Наибольшей мощности (до 2 м) кора выветривания достигает на участках распространения туфов и конгломератов, на покровных базальтах она обычно не превышает по мощности 0,5 м. В химической лаборатории ИГН было произведено определение SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 в трех

образцах коры выветривания, образовавшейся на базальтах и их туфах.

В табл. 3 для сравнения приведено также содержание тех же окислов для среднего состава базальтов по Дели.

Таблица 3

Химический состав коры выветривания

	Образцы			Средний состав базальтов по Дели
	3009	3059	3	
SiO ₂	31,71	39,93	47,32	48,78
Al ₂ O ₃	21,66	23,25	25,80	15,85
Fe ₂ O ₃	8,51	11,25	20,72	5,37

Обр. 3009 — кора выветривания на туфах оливиновых базальтов из разреза на мысе Бозна.

Обр. 3059 — выветрелый базальтовый туф из отвалов шурфа на телеграфной линии между мысом Намшука и бухтой Чумы-Дуа.

Обр. 3 — кора выветривания на покрове оливинового базальта из района бухты Быки, перекрытая и обожженная более молодым покровом.

Кривые нагревания, полученные в лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР, указали на присутствие в образцах 3059 и 3 ферригалуазита, а в образце 3009 — гидратных железа и алюминия.

Сравнение молекулярных отношений SiO₂:Al₂O₃, вычисленных для образцов 3, 3009 и 3059, с подобными отношениями в ферригалуазите указывает на известный избыток Al₂O₃ в обр. 3009 (табл. 4). Этот избыток соответствует присутствию в породе 2,5% несвязанного Al₂O₃. Из той же табл. 4 можно видеть, что отношение SiO₂:R₂O₃ (=Al₂O₃+Fe₂O₃) во всех трех образцах коры выветривания значительно ниже, чем в ферригалуазите. В обр. 3 количество несвязанного железа достигает 12,5%. Сравнение с данными среднего состава базальтов по Дели позволяет видеть, что в процессе выветривания происходит обеднение породы кремнекислотой и обогащение полуторными окислами, среди которых главная роль принадлежит железу.

Таблица 4

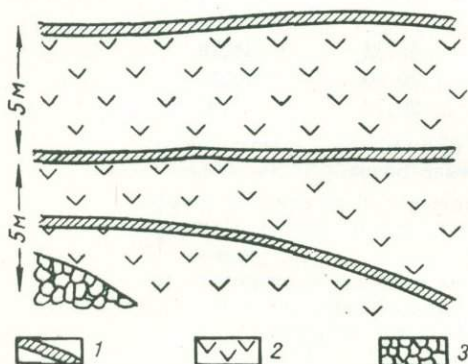
Молекулярные отношения кремнекислоты и полуторных окислов в базальтах и их продуктах выветривания

	SiO ₂ :Al ₂ O ₃	SiO ₂ :R ₂ O ₃ (=Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)
Базальт	5,2	4,3
Обр. 3	3,11	0,81
Обр. 3009	2,48	1,97
Обр. 3059	2,91	2,65
Ферригалуазит	2,79	2,35

Спектральный анализ семи образцов коры выветривания, проведенный в спектральной лаборатории ИГН, показал присутствие следов свинца и меди и в отдельных образцах сильные линии хрома, выше средних линий ванадия и слабые с плюсом кобальта и никеля.

При просмотре под биноклем образцов коры выветривания с мыса Боэна и с участка телеграфной линии между мысом Намшука и бухтой Чумы-Дуа в их составе установлены окислы железа, ферригалуазит и неразложенные зерна авгита и оливина в количестве 8—10% и плагиоклаза в количестве около 15%. В образце с мыса Боэна установлен также кварц.

Ниже приводится описание коры выветривания, заключенной между двумя базальтовыми покровами, в районе, расположенном севернее бухты Быки (фиг. 11).



Фиг. 11. Покровы базальтов, разделенные участками коры выветривания:

1 — кора выветривания; 2 — базальты;
3 — конгломераты базальтов.

Оливиновые базальты, слагающие покров на уровне пляжа, характеризуются интенсивным развитием иддингсита по оливину и цеолитизацией плагиоклазов.

На высоте 1 м над пляжем базальт приобретает малиново-красную окраску и под микроскопом представляется сильно измененным. Основная масса и темноцветные замещаются лимонитом. Плагиоклазы значительно цеолитизированы. Цеолиты цементируют обломки базальта.

Эта разность имеет мощность 0,5 м и по направлению кверху переходит в плотную сургучно-

красную породу с раковистым изломом.

Мощность прослоя этой плотной сургучно-красной породы около 10 см. Данные частичного химического анализа и данные термического анализа этого образца приведены выше (обр. 3). Шлиф по техническим причинам сделать не удалось. Под биноклем различимы ферригалуазит, окислы железа и кварц (в количестве около 7%). Спектральный анализ указал на содержание в породе следов свинца и никеля.

Базальтовый покров, перекрывающий кору выветривания, на протяжении около 10 см от контакта, представлен фиолетово-серой пористой разностью с пустотами, заполненными цеолитами, и с ксенолитами выветрелых пород. Основная масса базальта замещена лимонитом, плагиоклазы цеолитизированы и хлоритизированы. Цеолит, выполняющий пустоты, относится к группе шабазита. Он отличается четкой спайностью в двух направлениях, оптически положителен и имеет показатели преломления около 1,484.

Неизменный базальт из верхнего покрова содержит вкрапленники авгита, лабрадора и псевдоморфозы хлорита по минералу с ромбическими сечениями (оливин). Стекло основной массы также хлоритизировано.

Приведенные описания химического и минералогического состава коры выветривания оливиновых базальтов свидетельствуют о том, что в пределах описываемой территории вряд ли можно ожидать месторождений железа или алюминия, образовавшихся на месте исключительно в процессе выветривания. Разрушение первичного материала эффузивов зашло недостаточно далеко, и мощность разрушенных участков не превышает 2 м. Однако, принимая во внимание региональное развитие процесса выветривания в неогене, на описываемой территории можно

ожидать месторождений осадочного типа, образовавшихся в результате размыва коры выветривания и переотложения в водных бассейнах. К месторождениям подобного типа относится Николаевское железорудное месторождение, расположенное в непосредственной близости к описываемому району близ г. Николаевска на Амуре. Интересно также отмеченное выше присутствие в составе коры выветривания примесей кобальта и никеля, тем более, что никельсодержащие минералы ранее описаны Литенко (1950) в коре выветривания базальтов из бассейна р. Бикин.

Образования промышленных месторождений бокситов и железных руд в нашем районе можно было бы ожидать в прибрежно-лагунных или озерных условиях. Однако морских отложений неогенового возраста на описанной территории неизвестно. Это объясняется тем, что граница неогенового морского бассейна в настоящее время скрыта под водами Татарского пролива. Вместе с тем участок побережья, расположенный между полуостровом Сюркум и бухтой Быки, в неогене представлял собой область сноса, в которой отлагались озерные осадки, как об этом свидетельствует находка миоценовых пресноводных диатомитов близ устья р. Аукан. На этом участке при дальнейших поисковых работах и должно быть сосредоточено внимание.

Широкое развитие в исследованном районе основных эффузивов с низким содержанием кремнекислоты заставляет нас обратить внимание будущих его исследователей на возможность нахождения здесь еще одного вида полезных ископаемых, а именно алмазов. В этом отношении особенно интересны участки, сложенные эоценовыми конгломератами. Как известно, конгломераты основных и ультраосновных пород в ряде районов служат коллекторами алмазов, которые попадают в россыпи при размывании конгломератов. В нашем районе на морских песчаных пляжах, расположенных под обрывистыми выходами конгломератов (северное ограничение бухты Сизиман, участок к югу от полуострова Сюркум), происходит накопление тяжелых минералов и обогащение шлиха магнетитом и хромитом. Эти пляжи при поисках алмазов должны быть опробованы в первую очередь.

В заключение следует сказать несколько слов о выходах на описанной территории диатомитов и глин, которые могут быть использованы в дальнейшем в качестве адсорбентов.

Так, к югу от устья р. Аукан известен пласт диатомитов, имеющий мощность около 5 м и залегающий на высоте 10 м над пляжем на туфах оливиновых базальтов, образуя в них линзовидные включения и цементируя глыбы. Пласт состоит из переслаивающихся сургучно-красных, кремневых и яркожелтых прослоев мощностью по несколько сантиметров.

В химической лаборатории ИГН был произведен неполный химический анализ образца диатомита:

SiO ₂	71,00
Al ₂ O ₃	6,16
Fe ₂ O ₃	5,46

В шлифе можно видеть, что порода переполнена кремнистыми панцирями диатомей.

Методом окраски бензоидином, метилен-блау, хризоидином и розанином в диатомите установлены примеси каолинита и монтмориллонита. Кривая нагревания указывает на примеси гидрогетита и каолинита.

У южного ограничения бухты Сизиман находится карьер, стенки которого высотой 10 м сложены белой глиной. В глине включены кремнистые прослои, не превышающие по мощности 20 см и прослои бурых углей. Элементы залегания толщи, замеренные по кремнистым прослоям: азимут падения $40^\circ \angle 14^\circ$.

В шлифе порода представляется состоящей из серповидных обломков стекла, немногочисленных обломков полевых шпатов (ряда андезина) и остроугольных обломков кварца. Стекло и полевые шпаты замещаются монтмориллонитом и зеленовато-желтым, тонкочешуйчатым минералом с двупреломлением около 0,010.

Окраска бензоидином и метилен-блау подтвердила присутствие в породе монтмориллонита, а окраска хризоидином и розамином указала на примесь каолинита. На кривой нагревания четкой остановки монтмориллонита не получилось, вероятно, ввиду значительных примесей неразложненного эффузивного материала.

V. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные в 1951—1952 гг. исследования позволяют совершенно по-новому осветить вопрос о геологическом строении континентального побережья Татарского пролива. Если до настоящего времени эту часть Северного Сихотэ-Алиня принято было резко противопоставлять Южному Приморью как область исключительного развития основных изверженных пород, то теперь можно уверенно утверждать, что эти различия относятся только к эффузивным образованиям. Впервые установленное здесь широкое распространение кислых и средних палеоценовых интрузий позволяет оценивать перспективы металлоносности Северного Сихотэ-Алиня значительно более оптимистически, чем это делалось до сих пор. Вместе с тем изучение районов распространения послепалеоценовых основных изверженных пород в Северном Сихотэ-Алине позволило произвести их возрастное расчленение и частично восстановить историю их образования, что в свою очередь дает основания одновременно с поисками руд редких и цветных металлов обращать серьезное внимание также на поиски осадочных месторождений железа и бокситов и отчасти алмазов.

ЛИТЕРАТУРА

- Власов Г. М. — Отчет о производстве поисковых работ на каменную соль в районе бухты Сизиман северного побережья летом 1932 г. Рукопись, фонды ДВГУ.
- Кривицкий Л. Б. и Дацко Е. К. Геологическое строение бассейнов рек Ботчи и Нельмы (Приморский край). Рукопись, фонды ДВГУ, 1948.
- Литенко О. Т. и др. — Результат геологической съемки и поисков силикатных месторождений никеля в бассейнах правых притоков реки Бикин — рек Тахало, Большая Чимчугуза. Рукопись, ВГФ, 1950.
- Подситник А. А. — Николаевское на Амуре железорудное месторождение. Рукопись, фонды СОПС АН СССР, 1950.
- Полячков К. Д., Батурин В. В. и Степанов И. И. — Геологическое строение и гидрогеология района Советской Гавани. Рукопись, ВГФ, 1940.
- Фаворская М. А. — О некоторых явлениях метаморфизма на контактах третичных «серых гранитов» Южного Приморья. Тр. Ин-та геол. наук. Вып. 107, сер. петрогр. (№ 31), 1948.
- Ярмолюк В. А. — Геологическое строение Восточного склона Сихотэ-Алиня между реками Кхуцин и Единка. Рукопись, фонды ДВГУ, 1947.

М. А. ФАВОРСКАЯ

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ БЛИЗПОВЕРХНОСТНОГО ТИПА С ТРЕТИЧНЫМ МАГМАТИЗМОМ СИХОТЭ-АЛИНЯ

1. ВВЕДЕНИЕ

Среди факторов, влияющих на размещение гидротермальных месторождений в пределах структурно-металлогенических зон, очень существенная роль принадлежит рудоносным интрузиям с их генетическими и возрастными особенностями.

В районах, где господствует близповерхностный тип месторождений, вопрос о рудоносных интрузиях не может быть разрешен путем непосредственных наблюдений потому, что месторождения рассматриваемого типа образуются в значительном удалении от магматического очага.

В этом случае выявление рудоносных интрузий может быть произведено на основании детального изучения этапа развития магматизма, включающего рудный процесс с учетом всей совокупности геологических, петрографических и геохимических особенностей интрузий, с которыми пространственно связано оруденение. При этом должны быть изучены:

- 1) возраст интрузивных комплексов и их положение в тектонических структурах района;
- 2) возрастные и генетические взаимоотношения фаз различного состава в пределах интрузивных комплексов;
- 3) тип интрузий, пространственно связанных с оруденением, их возраст и генезис;
- 4) эффузивные серии, их возраст и взаимоотношение с интрузиями;
- 5) дайковые образования, с разграничением даек дериватов интрузий и даек корней эффузивов и выяснением положения дайковой серии рудных полей среди отмеченных генетических групп;
- 6) процессы метаморфизма на контактах интрузий, принадлежащих к различным фазам внедрения;
- 7) взаимоотношение контактово-метасоматических процессов с процессами оруденения и околорудными изменениями вмещающих пород;
- 8) геохимические особенности различных типов изверженных пород в целях возможного их сопоставления с геохимическими особенностями рудных образований.

Закономерности, установленные подобным путем, могут, однако, послужить для решения вопроса о типе рудоносных интрузий только при условии, если они окажутся характерными для данного крупного региона в целом, а также если удастся установить их общее значение для данного генетического типа месторождений.

В предлагаемой статье содержится попытка выявления описанным выше путем на территории восточного склона Сихотэ-Алиня рудоносных интрузий, являющихся источником наиболее перспективного для этих районов, сульфид-касситеритового и полиметаллического оруденения близповерхностного типа. За последние годы этот вопрос неоднократно поднимался различными исследователями Дальнего Востока, но так и не получил удовлетворительного разрешения. Связь магматизма с оруденением изучалась геологами (Ициксон, 1952; Ярмолюк, 1947, и др.) без достаточного учета всей совокупности полученных в этом направлении данных, а интересные мысли, высказанные в 1941 г. Я. Д. Готманом, в дальнейшем не были им развиты и подкреплены фактическим материалом.

Не все стороны магматического процесса, перечисленные выше, удалось изучить с достаточной полнотой и нам; в первую очередь это должно быть отнесено к вопросу о геохимических особенностях молодых изверженных пород Сихотэ-Алиня. Тем не менее личные исследования, проведенные в Южном и Северном Сихотэ-Алине за период 1944—1952 гг. (фиг. 1), и изучение главнейших фондовых материалов привели автора к ряду новых выводов, здесь излагаемых.

II. ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МОЛОДОГО МАГМАТИЗМА СИХОТЭ-АЛИНЯ

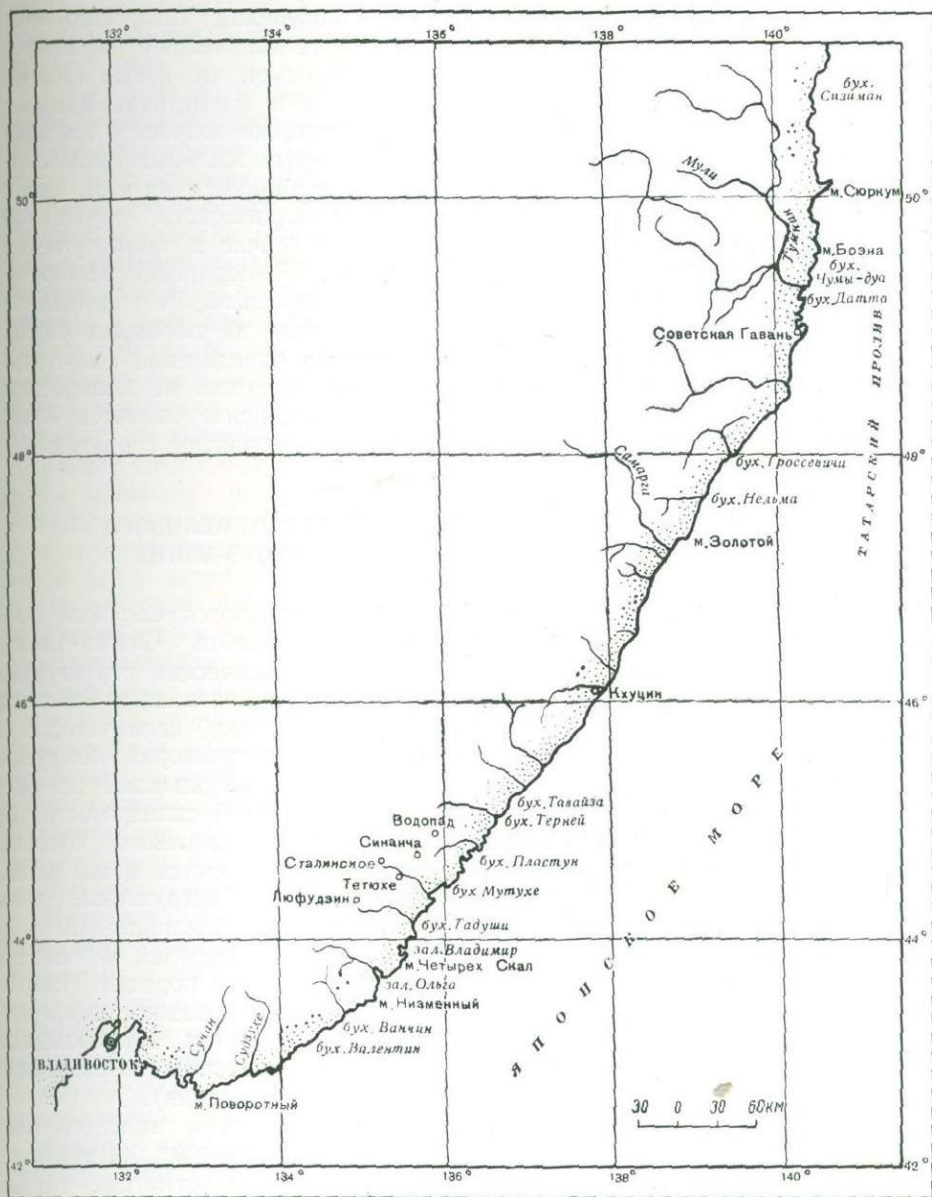
В настоящее время может считаться установленным, что образование сульфид-касситеритовых и полиметаллических месторождений восточного склона хребта Сихотэ-Алинь связано с процессом развития верхнемелового и кайнозойского магматизма.

Данные, которыми мы располагаем, позволяют выдвинуть следующую схему развития молодого магматизма, общую в основном для всего Сихотэ-Алиня.

1. «Ольгинские» кварцевые порфиры и их туфы. Верхний мел.
2. Порфириты. Верхний мел.
3. Габбро, габбро-нориты (верхний мел?) и связанные с ними гибридные породы типа кварцевых монзонитов.
4. Андезиты. Палеоцен.
5. Серые граниты и гранодиориты. Палеоцен.
6. Красные граниты. Палеоцен.
7. Пироксеновые базальты (кузнецовская свита Л. Б. Кривицкого). Палеоцен-эоцен.
8. Гранодиорит-порфиры и диорит-порфиры. Эоцен?
9. Обсидианы и туфолавы. Эоцен.
10. Туфоконгломераты, туфы и туфогенно-осадочные породы. Эоцен-олигоцен.
11. Липариты и их туфы. Олигоцен-миоцен?
12. Оливиновые базальты. Неоген (до четвертичных).
13. Четвертичные андезит-базальты.

Следует отметить, что значение перечисленных различных этапов в некоторых случаях существенно различно для Южного и Северного Сихотэ-Алиня. Так, породы кузнецовской свиты, распространенные на побережье Татарского пролива, в Южном Приморье встречаются лишь в пределах незначительных по площади участков в виде обломков в конгломератах и туфолавах эоцена и олигоцена. Покровы оливиновых базальтов и четвертичных андезит-базальтов, занимающие обширные площади к северу от 46 параллели, в Южном Сихотэ-Алине пользуются также ограниченным распространением. Напротив, аналоги эоценовых

туфолов Южного Приморья не установлены с достоверностью на севере, а аналоги олигоценых липаритов представлены небольшими участками туфов и дайками.



Фиг. 1. Схема расположения географических пунктов, упоминаемых в статье.

Из сказанного видно, что, начиная с эоцена, развитие молодой магматической деятельности на юге и на севере Сихотэ-Алиня протекало неодинаково и характеризуется в первом случае резким преобладанием кислых, а во втором — основных извержений.

Обоснование возраста отдельных этапов и описание состава соответствующих пород для территории Южного Приморья были даны нами ранее (Фаворская, 1950). Характеристика базальтов кузнецовской свиты и оливиновых базальтов неогена приведена в публикуемой в настоящем сборнике статье о геологическом строении побережья Татарского пролива. Это позволяет нам не останавливаться на дальнейшем рассмотрении приведенной схемы. Следует лишь оговориться, что новые данные, полученные нами после опубликования статьи о магматизме Южного Приморья, привели нас к несколько иной трактовке вопроса о генезисе красных гранитов и взаимоотношениях некоторых жильных представителей молодого магматизма; подробнее мы остановимся на этом ниже.

Возраст касситерит-сульфидного и полиметаллического оруденения восточного склона Сихотэ-Алиня определяется сейчас в промежутке от палеоцена до олигоцена, потому что в районе Тетюхинских месторождений рудные прожилки секут палеоценовые андезиты, а неизменное полное отсутствие касситерита в шлихах, взятых на площадях развития олигоценовых кислых эффузивов, довольно определенно свидетельствует о послерудном происхождении последних. Ниже мы попытаемся обосновать положение, согласно которому оруденение является более поздним по отношению к некоторым жильным дериватам гранитов.

III. ИНТРУЗИВНЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА СИХОТЭ-АЛИНЯ

Молодые интрузии исследуемой области пользуются широким распространением в пределах восточного склона хребта Сихотэ-Алинь, приурочиваясь в основном к двум крупным тектоническим структурам, выделенным в схеме П. Н. Кропоткина (1951) под названием Главного Сихотэ-Алинского синклинория и области кайнозойской складчатости.

В Южном Приморье в пределах Главного синклинория интрузии представлены преимущественно изолированными, небольшими по размерам телами, в то время как область кайнозойской складчатости характеризуется присутствием крупных интрузивов сложного состава. В Северном Сихотэ-Алине эта закономерность проявляется менее четко. В пределах крупных структур некоторые сложные интрузивные тела (например, интрузия Мутухе) приурочиваются к антиклинальным поднятиям, но в большинстве случаев расположение интрузий не зависит от предшествовавших им складчатых структур второго порядка. Некоторые крупные сложные интрузивы в результате более поздних дифференцированных движений образовали горстовые поднятия, сопровождающиеся накоплением конгломератов и туфогенно-осадочных образований в ограничивающих горст прогибах (Владимирский массив).

Наиболее древними интрузивными представителями молодого магматизма являются интрузии габбро-норитов, возможные интрузивные аналоги верхнемеловых порфиритов. Следует, однако, отметить, что интрузии, сложенные неизменными основными породами, отмечены нами только в двух пунктах: в верховье р. Б. Синанчи (интрузия г. Кабанчик) и на побережье Татарского пролива к югу от Советской Гавани. Гораздо чаще можно встретить интрузии более кислого кварц-монцитового или кварц-сиенит-монцитового или кварц-сиенит-диоритового ряда, дающие в пределах интрузивного комплекса из района Советской Гавани целую гамму переходов к габбро-норитам. Возраст интрузий основного состава определяется, с одной стороны, их активными контак-

тами с толщей ольгинских кварцевых порфиров, с другой — более поздним по отношению к габбро возрастом гранитных интрузий. Некоторые породы кварц-монцонитового ряда являются результатом воздействия гранитной магмы на габбро-нориты, содержат ксенолиты офитового габбро, и поэтому их окончательное формирование должно быть отнесено ко времени более позднему, чем образование неизмененных основных интрузий.

Следующие по возрасту после основных пород интрузии серых гранитов в подавляющем большинстве случаев входят в состав сложных интрузивных комплексов совместно с интрузиями монцонитового типа и интрузиями красных гранитов аляскитового типа.

Вопросу о генезисе пород монцонитового типа нами была посвящена специальная статья (Фаворская, 1953). В ней рассмотрены взаимоотношения интрузий различного состава в пределах интрузивного комплекса Мутухе и сделаны следующие выводы о происхождении кварцевых монцонитов и кварцевых габбро этого комплекса. Кислая магма на этом участке внедрилась на известной глубине в уже застывшую основную интрузию и смешалась с ней, образовав полужидкую массу, переполненную реликтивными минералами основного состава (лабрадор, авгит и амфибол) и обломками основной породы; ксенолиты основной породы сохранили следы офитовой структуры. Элементы кислой магмы в кварцевом монцоните представлены кварцем, микроклином и олигоклазом. Смешение основного материала и кислой магмы сопровождалось отщеплением остаточного кислого расплава и образованием аляскитовых гранитов, дайки которых внедряются в кварцевые монцониты на контакте. Внедрение даек происходило, повидимому, в не вполне застывшую полужидкую массу, о чем, в частности, свидетельствуют их извилистые и округлые контуры.

Остаточный кислый расплав, образующийся в процессе воздействия нормальной гранитной магмы на основные интрузии, при застывании давал начало интрузиям аляскитовых красных гранитов. Характерной особенностью последних является их повышенная щелочность и, в частности, высокое содержание калиевого полевого шпата. В районе бухты Валентин, как это впервые было отмечено Ф. К. Шипулиным, аляскитовые граниты относятся к собственно щелочному типу и содержат щелочную роговую обманку.

Многочисленные факты постоянной пространственной ассоциации гибридных пород среднего состава с аляскитовыми микроклиновыми гранитами в пределах области Сихотэ-Алиня приводят к мысли о генетической природе этой связи. Об этом же свидетельствует постоянное присутствие в составе красных гранитов, сложенных микроклин-микропегматитом, кристаллов андезина № 30, а также присутствие участков, переполненных ксенолитами основных изверженных пород, подобно установленному нами в районе бухты Тамахеза.

Однако, наряду с обособившимися интрузиями красных гранитов, прорывающими породы монцонитового ряда и нормальные серые граниты, наблюдаются аляскитовые граниты, образовавшиеся в результате микроклинизации серых гранитов в твердом состоянии.

Явления метаморфизма на контактах серых гранитов описаны нами ранее (Фаворская, 1948, 1950). Наблюдения над характером метаморфизма у контактов с основными эффузивами интрузии Мутухе и интрузии мыса Мраморного позволили нам сделать следующие выводы. Метаморфизм обусловлен процессами метасоматоза, наступившими после окончательного затвердевания интрузий серых гранитов, как об этом

свидетельствует отмеченная на некоторых участках микроклинизация вдоль трещин отдельности. Метасоматический характер контактового процесса объясняет ориентировку плоских ксенолитов у контактов интрузий, согласную с элементами залегания вмещающих пород и элементами залегания гнейсовидной полосчатости в биотитовых роговиках. Первая стадия процесса замещения выразилась в новообразовании калиевого полевого шпата в эндоконтакте интрузий. При этом в породах экзоконтакта обогащение калием почти не наблюдалось и происходило образование амфибол-плагиоклазовых роговиков. В следующую стадию метаморфического процесса, в зону как эндо-, так и экзоконтакта, проникали растворы, богатые натрием, подвергшие вторичной альбитизации все образованные ранее полевые шпаты. Этот процесс сопровождался выносом калия в зону экзоконтакта и соответственно замещением амфибола роговиков биотитом. Наконец, в последнюю стадию происходило окварцевание как экзо-, так и эндоконтактной зоны. При сопоставлении метаморфических процессов, происходящих на высоте 200 м над уровнем пляжа у пологого контакта гранитов с эффузивами, с метаморфизмом у крутых контактов внизу, были отмечены следующие особенности: а) процессы альбитизации и окварцевания одинаково характерны для обоих типов контактов, но во втором случае они развиваются преимущественно в зоне экзоконтакта, проникая в нее на расстояние не более 100 м; б) в нижнем крутом контакте наблюдается обогащение как экзо-, так и эндоконтактной зоны турмалином и акцессорными минералами — апатитом, магнетитом, сфеном и цирконом. В верхнем контакте турмалин отсутствует; в) обогащение эндоконтактной зоны гранита калием наблюдается исключительно у пологих контактов с эффузивами и отсутствует у крутопадающего контакта в нижней части обнажения. Поступление калия в зону экзоконтакта в равной мере характерно для обоих описываемых случаев.

Следует отметить, что обогащение эндоконтакта гранитных интрузий калием наблюдается для большинства молодых интрузий не только Южного, но и Северного Сихотэ-Алиня (интрузия бухты Быки) и, по-видимому, является характерным для гипабиссальных условий формирования. Подобное же обогащение наблюдалось нами ранее в гипабиссальных интрузиях сиенит-диоритового состава в Верхней Сванетии.

В заключении статьи, посвященной вопросу о контактовом метаморфизме (1948), микроклинизация серых гранитов была нами поставлена в связь с тем, богатым калием, расплавом, который породил интрузии красных гранитов. Принимая во внимание, что дайки, а иногда и массивы красных гранитов почти повсеместно прорывают микроклинизированные участки серых гранитов, представляется вероятным, что породившая эти граниты магма, до своего внедрения и застывания в гипабиссальных условиях, могла служить источником щелочных растворов, проникающих из глубины в уже застывшую контактную зону массивов серых гранитов.

На контакте с малыми интрузиями кварц-монцонитового типа в песчаниках и кислых туфах наблюдаются альбитизация, окварцевание и частично биотитизация и турмалинизация.

Резюмируя все изложенное в этом разделе об интрузивных фазах молодого магматизма Сихотэ-Алиня, можно сказать следующее:

а) на границе мелового и третичного периодов существовала самостоятельная интрузивная фаза габбрового состава;

б) следующая самостоятельная интрузивная фаза, принадлежащая по времени уже к палеоцену, была представлена нормальной гранитной

магмой. Крупные массивы серых гранитов — результат застывания неконтаминированной гранитной магмы.

В тех участках магматического очага, где кислая магма оказалась переполненной обломками основных интрузивных или эффузивных пород, происходил сложный процесс ассимиляции кислой магмой основного материала с образованием гибридных пород кварц-монцититового типа и остаточного богатого калием расплава.

Таким образом, формирование нормальных гранитов и гибридных пород кварц-монцититового ряда — процессы, близкие по времени, возможно в некоторых случаях даже одновременные. Расплав, обогащенный щелочами и близкий по составу к эвтектике как наиболее легкоплавкая часть, кристаллизовался несколько позже, вызывая до своего затвердевания метасоматические изменения в нормальных серых гранитах.

Образование малых интрузий гранодиорит-порфиров значительно разобщено во времени от формирования описанных сложных интрузивных комплексов, потому что в районе бухты Гроссевичи (как это впервые было установлено Л. Б. Кривицким) гранодиорит-порфиры внедряются в базальты кузнецовской свиты, перекрывающие интрузии гранитов.

Таким образом, для верхнего мела и кайнозоя области Сихотэ-Алинь мы считаем возможным говорить о трех самостоятельных интрузивных фазах: габброидной, гранитной и гранодиорит-порфировой и о фациях интрузивных пород гранитной, кварц-монцититовой и аляскитовой, связанных с эволюцией палеоценовых гранитных очагов.

IV. ЖИЛЬНЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ МОЛОДОГО МАГМАТИЗМА СИХОТЭ-АЛИНЯ

Эти породы отличаются значительным разнообразием. По своим генетическим взаимоотношениям они могут быть подразделены на две основных группы: а) дайки, связанные с интрузиями, б) дайки, представляющие собой корни эффузивов.

На практике, однако, такое подразделение, как и установление возрастных соотношений даек различного состава, далеко не всегда может быть проведено достаточно четко. Причина заключается в значительном петрографическом сходстве отдельных типов жильных образований и в том, что случаи взаимного пересечения даек на исследованной площади встречаются далеко не часто.

Стремясь выявить генетические группы жильных пород, мы обратились к вопросу о приуроченности определенных их типов к тем или другим вмещающим породам.

В табл. I различные типы даек размещены в возрастной последовательности в графах, соответствующих вмещающим их породам. В основу табл. I положены данные по изучению свыше пятисот даек преимущественно в пределах Южного и частично Северного Сихотэ-Алиня.

Ниже приводится описание взаимоотношений жильных пород для наиболее характерных участков.

1. Дайки прибрежных районов Сихотэ-Алиня

Участок побережья в пределах интрузии
мыса Мраморного (фиг. 2)

Интрузия сложена серыми гранитами, прорывающими палеозойский метаморфический комплекс и верхнемеловые кислые и основные эффузивы. В центре интрузии располагается массив гибридных кварцевых

Таблица 1

Приуроченность отдельных типов даек к различным вмещающим породам

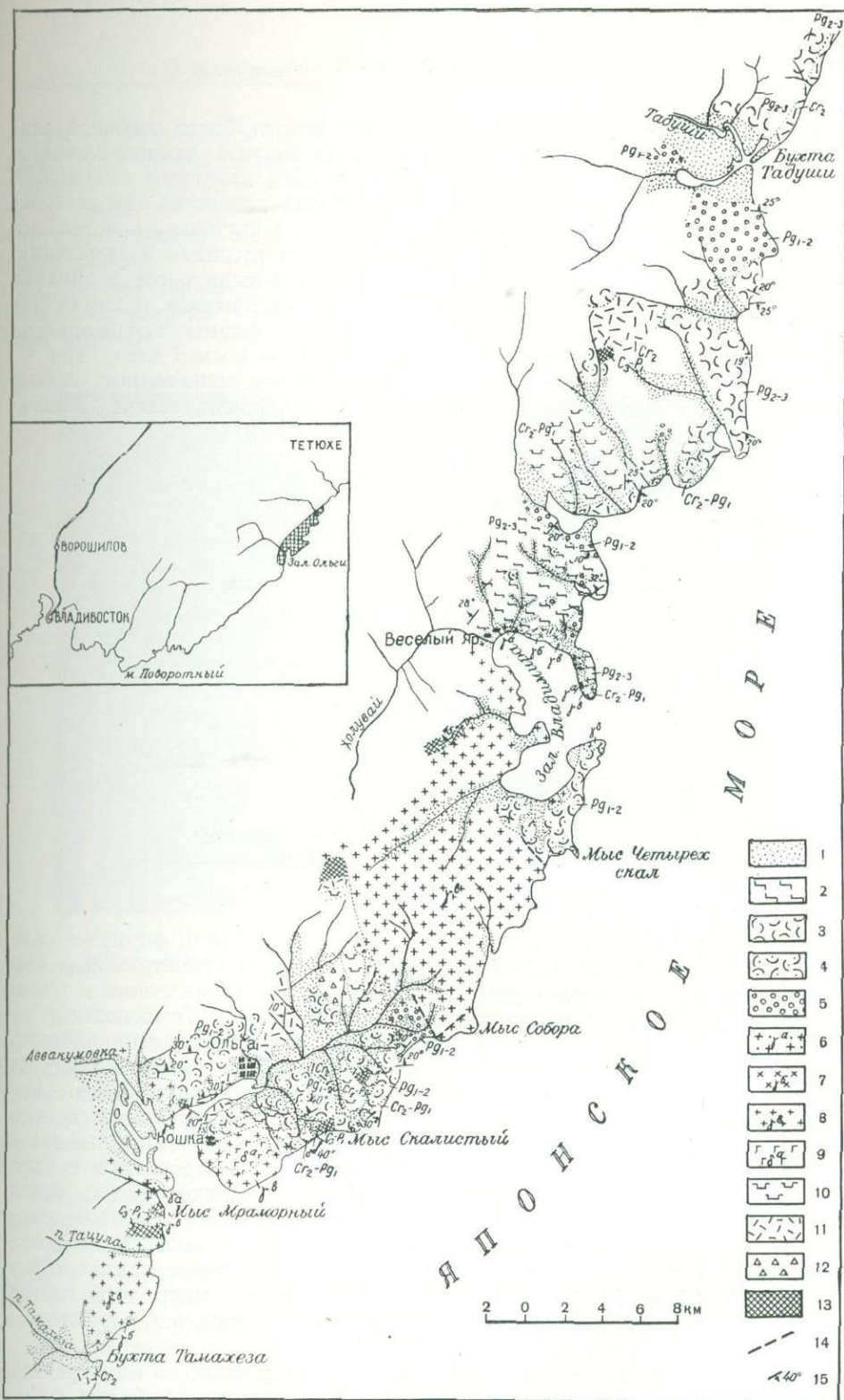
Дотретичный и раннетретичный эффузивно-осадочный комплекс	Интрузии серых гранитов, расположенные вблизи от интрузий гибридных монцонитов	Изолированные интрузии серых гранитов	Интрузии красных гранитов	Эффузивы		Скарны Першинского месторождения
				эоцена	олигоцена	
Андезиты и порфириты						
	Спессартиты					
	Серые аплиты					Аплиты
	Красные аплиты					
	Диорит-порфириты					Диорит-порфириты
	Фельзиты					
	Гранит-порфиры					
	Андезиты					
	Базальты					

монцонитов; другой небольшой массив гибридных пород располагается за пределами гранитной интрузии близ ее восточного контакта. В центральной части интрузия сечется многочисленными дайками красных аляскитовых гранитов, достигающими по мощности свыше 20 м. Этот участок особенно интересен тем, что отмеченный в его пределах комплекс жильных пород отличается большим разнообразием.

Наиболее древними среди даек интрузии мыса Мраморного являются дайки спессартитов. Они сложены плотной серой породой и по мощности колеблются от 0,1 до 1 м; в редких случаях мощность достигает 2—5 м. Простираение даек северо-восточное, азимут 5—25° с крутым, местами близким к вертикальному, падением на юго-восток и северо-запад. Дайки спессартита обычно быстро выклиниваются и разветвляются наподобие конских хвостов. Контакты их с вмещающими гранитами резкие; характерна интенсивная пиритизация эндоконтактных зон.

В двух точках, на расстоянии 300 м и на расстоянии 750 м к юго-западу от восточного контакта интрузии, нам удалось наблюдать пересечение даек спессартита жилками серого аплита мощностью 2—3 см. Во втором из упомянутых участков дайка спессартита включает прожилки пирита, мощностью 0,5 см, также пересеченный аплитом (фиг. 3). Та же дайка спессартита подходит к дайке флюидального дацита, расположенной вкрест ее простираения, и обрывается, повидимому, пересекаясь дацитами (непосредственный контакт с дацитами скрыт под осыпью). Таким образом, дайки спессартитов, будучи моложе вмещающих их серых гранитов, предшествуют в своем образовании аплитовым дериватам этих гранитов. Спессартиты, видимо, древнее также даек флюидального дацита.

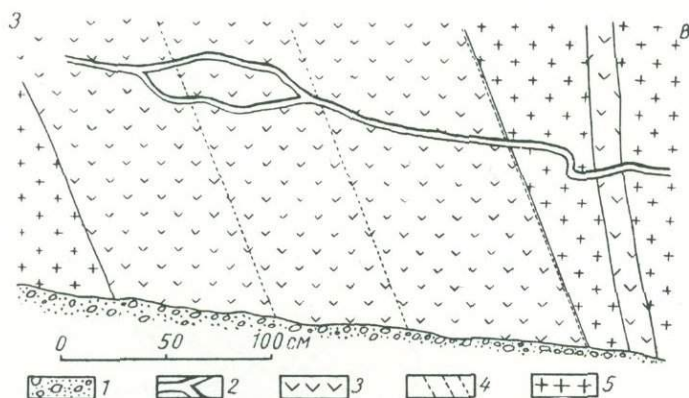
По своему составу спессартиты имеют резко выраженный гибридный характер. Наибольшим распространением пользуются разности с вкрап-



Фиг. 2. Геологическая карта прибрежной полосы в Южном Приморье от бухты Тадуши до бухты Тамахезы. Составила М. А. Фаворская. 1946—1947.

1 — современные отложения; 2 — флюидальные липариты и липаритовые туфы; 3 — светлые туфолоавы; 4 — темные туфолоавы и обидианы; 5 — конгломераты базальтов, порфиритов и кварцевых порфиров; 6 — гранодиорит-порфиры; 7 — красные граниты; 8 — серые граниты; 9 — кварцевые монцитониты; 10 — порфириты; 11 — ольгинские кварцевые порфиры; 12 — окварцованные эффузивы; 13 — кремнистые сланцы, песчаники, известняки и порфириты; 14 — линии разрывов; 15 — элементы залегания.

ленниками андезина, но в некоторых присутствует более основной плагиоклаз ряда лабрадора. Вкрапленники плагиоклаза немногочисленны, представлены несдвоенными зернами или простыми двойниками и не превышают по длине 0,5 мм. В некоторых разностях они располагаются кучно и пространственно ассоциируются с крупными кристаллами пирита. Во многих случаях они густо запылены рудными включениями. Из темноцветных наиболее характерна бледнозеленая роговая обманка ($c:ng = 20^\circ$), развивающаяся по бурой роговой обманке ($c:ng = 21^\circ$) и в редких случаях по пироксену. Характерны формы вкрапленников роговой обманки в виде длинных и тонких игл до 4 мм в длину, при поперечнике, не превышающем 0,5 мм. Они имеют копьевидные окончания, на продолжении которых располагаются цепочки мелких удлинен-



Фиг. 3. Аплит, секций дайку спессартита:

1 — осьнь склона; 2 — аплит; 3 — спессартит; 4 — прожилки пирита;
5 — гранит.

ных кристаллов того же минерала. Наряду с подобными формами выделения, в некоторых разностях встречаются и почти изометрические кристаллы амфибола. Характерны скелетные формы вкрапленников темноцветных минералов и прорастание их плагиоклазом. Темноцветные замещаются агрегатным амфиболом и пластинками биотита, которые нигде не выходят за пределы вкрапленников, и пиритом (фиг. 4). Иногда идиоморфные кристаллы роговой обманки ассоциируются с ксеноморфным пиритом. Длинные вкрапленники роговой обманки в некоторых разностях сломаны и обломки раздвинуты. Ксеноморфные выделения сфена, достигающие в поперечнике 0,5 мм, встречаются с идиоморфным плагиоклазом и роговой обманкой. Основная масса, размер зерен которой колеблется от 0,1 до 0,5 мм, сложена бледнозеленым игольчатым амфиболом, кварцем, биотитом, рудным минералом и сфеном. Состав плагиоклазов основной массы в отдельных дайках варьирует от № 35 до № 50; зерна кварца корродируют микролиты плагиоклаза. Микролиты в отдельных разностях ориентируются параллельно, в других они образуют спутанный войлок.

Порода содержит гнезда зерен кварца, имеющих в поперечнике 0,2—0,3 мм, и пересечена прожилками, сложенными амфиболом, биотитом, кварцем и пиритом и прожилками кальцита. Порода в целом отличается значительной свежестью, но некоторые кристаллы плагиоклаза соссоритизированы, реже они замещаются хлоритом, который преиму-

щественно развивается по биотиту. Количественные соотношения минералов в различных типах спессартитов варьируют в широких пределах. Содержание амфибола колеблется от 40 до 80%, количество плагиоклаза не превышает 45%, количество кварца и биотита — подчиненное. Структура основной массы спессартитов гранобластовая, иногда микропойкилитовая.

Интересен характер контакта спессартита с секущим его прожилком аплита. Спессартит в зоне контакта не дает закалки и в пределах полосы шириной в 1 мм интенсивно хлоритизирован. Хлорит развивается



Фиг. 4. Замещение амфибола (Амф) биотитом (Би) в спессартите.
× 46. Ник. II.

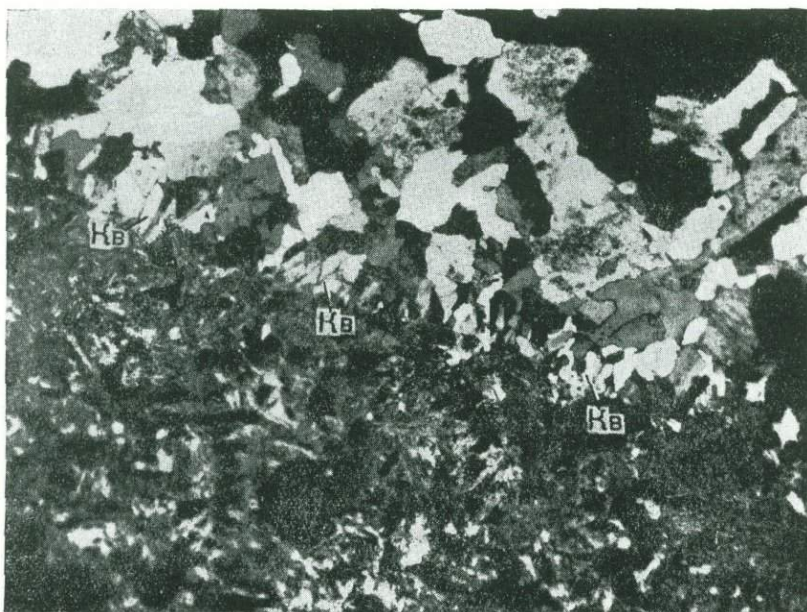
по амфиболу в виде крупных чешуй и придает запыленный вид кристаллам плагиоклаза. Аплит сложен кварцем, олигоклазом, калиевым полевым шпатом и разрушенным темноцветным минералом, замещенным хлоритом и сфеном. На контакте со спессартитом удлиненные зерна кварца в аплите образуют гребенчатую кайму, ориентируясь своей длинной осью перпендикулярно к линии контакта (фиг. 5).

Таким образом, микросообщности контакта полностью подтверждают более поздний возраст аплита.

Следующими по возрасту после спессартитов являются дайки серых аплитов, широко распространенные в пределах описываемого гранитного массива. Дайки сложены белой или светлосерой мелкозернистой породой, почти лишенной темноцветных. Мощность даек колеблется в широких пределах от 0,1 до 5—6 м, ориентировка беспорядочная, с некоторым преобладанием пологих падений. Контакты аплитов с вмещающими гранитами резкие. Характерны извилистые и ветвящиеся формы даек. Прожилки аплита, как отмечено выше, внедряются в дайки спессартитов. На расстоянии 3,5 км к юго-востоку от пос. Кошка дайка серого аплита пересечена дайкой фельзита.

Состав даек серого аплита в основном близок к составу вмещающих их гранитов и представлен микроклин-пертитом, составляющим 40% породы, альбитом или олигоклазом, кварцем и биотитом, реже присутствует роговая обманка. Из аксессуарных отмечены магнетит, апатит, сфен, циркон и гранат. Структура аплитов паналлотриоморфно- или гипидиоморфнозернистая.

Дайки красных гранитов и аплитов пользуются в пределах мыса Мраморного широким распространением и особенно обильны в районе мыса Шкота. Красные лейкократовые граниты на некоторых участках



Фиг. 5. Контакт аплитового прожилка с дайкой спессартиа. $\times 20$. Ник. +.

связаны с серыми гранитами постепенными переходами. Наряду с этим, в северо-восточной части интрузии красные граниты внедряются в серые в виде даек, достигающих по мощности 20 м. Дайки красных гранитов в зоне контакта переходят в аплитовидные разности и типичные аплиты. Мощность даек красных аплитов колеблется от 0,1 до 10 м, причем наиболее мощные образуют переходы к дайкам красных гранитов и содержат в осевой части крупнозернистые участки пегматоидного характера.

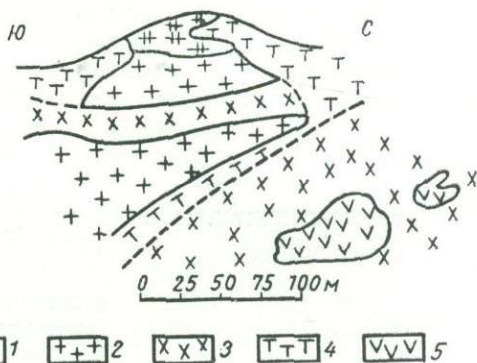
Дайки красных аплитов и гранитов характеризуются высоким содержанием микроклин-пертита, превышающим 50% всего состава. Крупные идиоморфные зерна микроклина содержат вросстки кварца и альбита. В интерстициях между крупными зернами присутствует микроклин, в микропегматитовом срастании с кварцем, олигоклазом, кварц и биотит (иногда с реликтами зеленой роговой обманки с: $ng = 25^\circ$). Аксессуарные представлены апатитом, магнетитом, цирконом, сфеном и ортитом.

Интересно отметить присутствие неправильной формы участков розового аплита в граните, содержащем ксенолиты гибридной породы. Местами, например к северу от мыса Мраморного (фиг. 6), ксенолиты

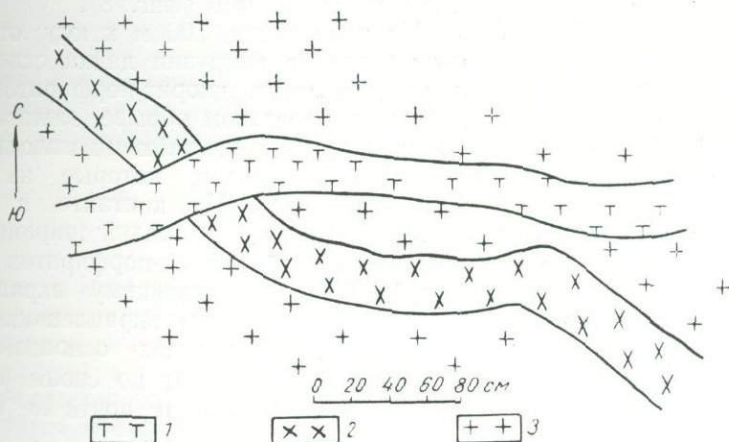
имеют четкие контакты, местами же они являются в значительной степени ассимилированными, как бы расплываются и постепенно переходят в розовый мелкозернистый аплит. Аплит, заключающий иногда шпировидные участки более крупнозернистого пегматоидного строения, в свою очередь дает постепенные переходы к нормальному крупнозернистому граниту.

В составе аплитов более 50% занимает калиевый полевой шпат-пертит, помимо него присутствуют олигоклаз, мелкие чешуйки биотита и скопления хлорита и эпидота на месте разрушенных темноцветных; акцессорные представлены магнетитом и апатитом. Порода пересечена прожилками кварца и альбита. Структура ее гилпидноморфнозернистая, местами микропегматитовая.

Породы значительно ассимилированных ксенолитов на контакте с аплитами имеют порфиоровидное строение. Вкрапленники олигоклаза имеют 3 мм в длину и ксеноморфные очертания. Основная масса на 70% состоит из идиоморфных кристалликов олигоклаза, не превышаю-



Фиг. 6. Участки аплита, окружающие ксенолиты
 1 — пегматит; 2 — крупнозернистый гранит; 3 — аплит;
 4 — загрязненный аплит; 5 — ксенолиты.



Фиг. 7. Дайка фельзита, секущая дайку аплита:
 1 — фельзит; 2 — аплит; 3 — гранит.

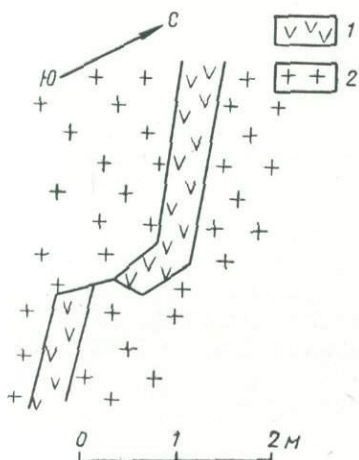
щих в длину 0,1 мм; центральная часть их сосюритизирована. Плагиоклаз окружен ксеноморфными выделениями кварца. Калиевый полевой шпат отсутствует. Местами встречаются скопления крупных зерен эпидота, чешуйки хлорита и зерна магнетита.

Таким образом, на примере ассимиляции ксенолитов можно в миниатюре наблюдать тот же процесс обособления близкого к эвтектике расплава, который при большем масштабе явления привел к образованию интрузий красных гранитов.

На расстоянии 3,5 км к юго-востоку от пос. Кошка дайка розового аплита мощностью 0,5 м пересечена дайкой фельзита мощностью 0,3 м (фиг. 7). В районе мыса Линда дайка розового гранита пересечена дайкой фельзита.

За пределами описываемого района неоднократно удавалось наблюдать, что на контакте красных и серых гранитов дайки серых аплитов нигде не переходят в массивы красных гранитов и, по всей вероятности, являются более ранними.

Следующими по возрасту после красных аплитов среди жильной серии интрузии мыса Мраморного следует принять дайки диорит-порфиров. Их положение в схеме определяется тем, что они прорывают здесь серые граниты, а на других участках, в частности в районе бухты



Фиг. 8. Дайка диорит-порфири-та в граните:

1 — диорит-порфирит; 2 — гранит.

Тавайза, прорывают красные граниты. Верхняя возрастная граница диорит-порфиров определяется тем, что они секутся дайками базальтов.

Дайки диорит-порфиров пользуются более ограниченным распространением на описываемом участке, чем дайки спессарти-тов. Они представлены серой афанитовой породой и часто пиритизированы. Мощность даек обычно колеблется около 1,5 м, иногда достигая 7 м. Простираение в большинстве случаев северо-восточное, до широтного. Дайки имеют резкие контакты и часто прерываются и продолжают по параллельным трещинам (фиг. 8).

На расстоянии 700 м к югу от восточного контакта интрузии дайка осветленных и ожелезненных диорит-порфиров, обнаженная в береговом обрыве, зажата в виде клина между двумя дайками молодых пироксеновых андезитов, которые на высоте 1,5 м сливаются. На контакте с диорит-

порфиритами более молодые дайки дают зону закалки шириной 5 см.

В составе наиболее типичных разновидностей диорит-порфиров главная роль принадлежит плагиоклазу № 20—30, слагающему вкрапленники длиной до 2 мм. Значительно реже присутствуют вкрапленники авгита и зеленой или бурой роговой обманки. Плагиоклаз основной массы представлен олигоклазом, кристаллы его уступают по своим размерам плагиоклазам вкрапленников всего в 2—3 раза и почти не уступают им по длине, будучи, однако, более узкими.

В интерстициях между лейстами плагиоклаза присутствуют хлорит, актинолит, рудные зерна, сфен и в некоторых случаях первичный кварц. Характерно интенсивное развитие вторичных процессов хлоритизации, актинолитизации и карбонатизации. Структура основной массы призматически-зернистая или андезитовая.

Дайка, зажата в виде клина между двумя более молодыми, пересечена прожилками пирита.

По мере увеличения количества актинолита в диорит-порфиритах порода приобретает некоторое сходство с описанными выше спессарти-тами, отличаясь, однако, от них характером микроструктур и более интенсивным развитием вторичных процессов.

Дайки фельзита в пределах описываемого массива немногочисленны. Они сложены темносерой или черной стекловатой породой и содержат вкрапленники и обломки полевого шпата и кварца. Характерны своеобразные формы выветривания в виде неправильных округлых выступов на поверхности даек. Мощность даек обычно незначительна и колеблется в пределах 2—30 см; в районе мыса Линда отмечена дайка фельзита мощностью 1 м. Характерны извилистые контуры даек. В районе мыса Шкота дайки серых и красных аплитов секутся дайками фельзитов, а в районе мыса Линда подобные же взаимоотношения



Фиг. 9. Фельзит. $\times 20$. Ник. +.

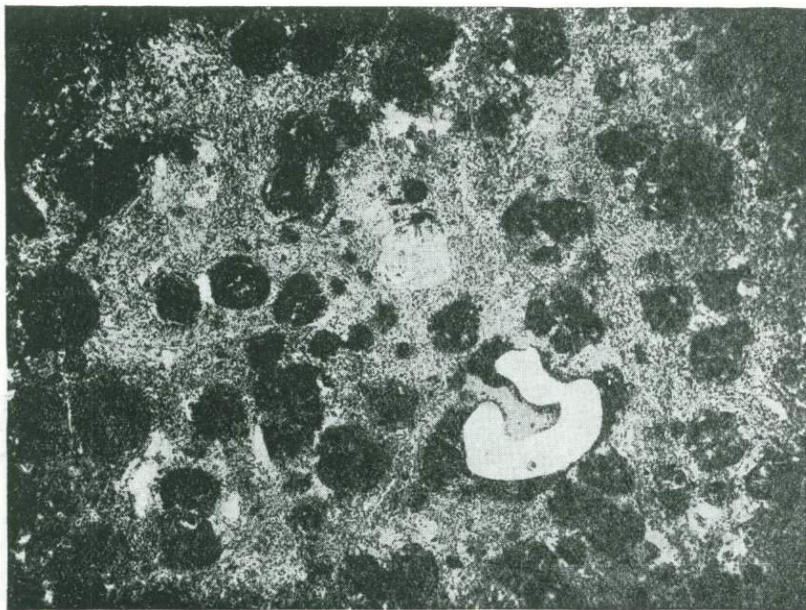
фельзитов наблюдаются с дайкой красного гранита. В восточной части интрузии элементы залегания даек фельзита в основном совпадают с элементами залегания зон милонитизации. Многие дайки непосредственно приурочены к этим зонам, чем, по видимому, и объясняется их неизменное богатство обломками гранита, придающее некоторым дайкам характер брекчии с фельзитовым цементом.

В составе некоторых даек отмечены вкрапленники альбита и калиевого полевого шпата-пертита (фиг. 9). В центре зерен калиевого полевого шпата содержатся более мелкие и иначе ориентированные обломки того же минерала. Вкрапленники альбита имеют удлиненную форму. Из аксессуарных отмечен циркон. Следует отметить, однако, что дайки фельзита, содержащие идиоморфные вкрапленники полевых шпатов, большая редкость. Гораздо чаще встречаются дайки с очень тонкой микрофельзитовой основой массой, переполненные обломками полевых шпатов и кварца. В отдельных случаях они напоминают цементированные милониты.

В районе мыса Шкота в граните встречена дайка белого гранит-порфира с крупными вкрапленниками кварца. Мощность дайки 0,3 м,

азимут падения $85^\circ \angle 80^\circ$. Взаимоотношение гранит-порфиров с дайками иного состава на этом участке не установлено.

В пределах интрузии мыса Мраморного встречены также единичные дайки флюидалных липаритов. Они характеризуются значительной мощностью и отчетливо выраженной флюидалной текстурой, следующей изгибам контактов. На расстоянии 750 м к юго-западу от восточного контакта интрузии дайка липарита мощностью 5 м проходит вкрест простирания дайки лампрофиров, повидимому, ее пересекая (при подходе к непосредственному контакту дайка лампрофира на протяжении



Фиг. 10. Сферолитовый липарит. $\times 20$. Ник. ||.

около 3 м скрыта под осыпью). Флюидалный липарит содержит немногочисленные, широкие вкрапленники альбита, погруженные в основную массу, сложенную преимущественно сферолитами сильно каолинизированного альбита. Сферолиты имеют в диаметре 0,2—1 мм. Промежутки между ними заполнены аллотриоморфнозернистым агрегатом кварца. В породе присутствуют скопления буровато-зеленой вторичной слюды и пирита и рассеяны длинные и тонкие чешуйки мусковита (фиг. 10).

Дайки молодых андезитов и базальтов пользуются в пределах интрузии мыса Мраморного значительным распространением. Они сложены серой или черной плотной афанитовой породой, местами со скорлуповатой отдельностью.

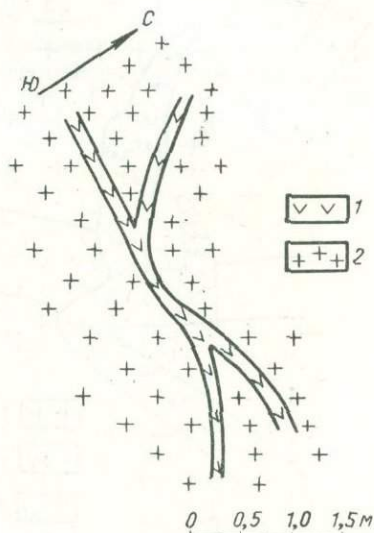
Мощность даек не превышает 4 м, чаще от 0,3 до 1 м. Преобладающие простирания даек — северо-западные $325\text{—}340^\circ$ с крутыми углами падения на северо-восток и юго-запад, но встречается и северо-восточное. Дайки базальтов и андезитов имеют резкие, но извилистые контакты и часто ветвятся (фиг. 11). Молодые андезиты пересекают в пределах интрузии более древние диорит-порфиры. Взаимоотношения андезитов и базальтов на этом участке не установлены, но севернее мыса

Скалистого на побережье Японского моря встречена комплексная дайка, секущая эоценовые туфы, внешняя зона которой сложена андезитом, а внутренняя базальтом.

Андезиты содержат вкрапленники олигоклаз-андезина № 25—30 и свежие крупные вкрапленники авгита, реже зеленой роговой обманки. Основная масса состоит из микролитов олигоклаза и немногочисленных зернышек авгита, погруженных в разрушенное стекло. На месте стекловатой основной массы частично образуются агрегаты хлорита и минералов эпидот-цоизитовой группы, присутствуют зернышки пирита. Структура основной массы андезитовая.

Базальты, слагающие дайки, обычно менее изменены, чем андезиты. Они содержат вкрапленники лабрадора № 50—60 и вкрапленники авгита, реже вкрапленники оливина, ромбического пироксена или густоокрашенной буровато-зеленой роговой обманки. Авгит нередко представлен титанистой разновидью. Отмечены также плагиобазальты, в которых отсутствуют вкрапленники темноцветных. Основная масса сложена андезин-лабрадором, авгитом и основным стеклом, иногда в ней встречается также зеленый амфибол и редкие зерна кварца. Из аксессуарных обычны магнетит, апатит и сфен. Даже в наиболее свежих жильных базальтов стекло, как правило, разрушено и замещается ярко-зеленым хлоритом с повышенным двупреломлением. В породах с разрушенным плагиоклазом пироксен часто остается свежим.

Довольно обычны миндалины, выполненные хлоритом или кальцитом. В одной из даек миндалины имеют краевую зону, сложенную кварцем, а центральную радиально-лучистыми агрегатами цеолита. Структура основной массы андезитовая, интерсертальная или витрофировая, реже микролитовая или долеритовая.



Фиг. 11. Дайка базальта в граните:

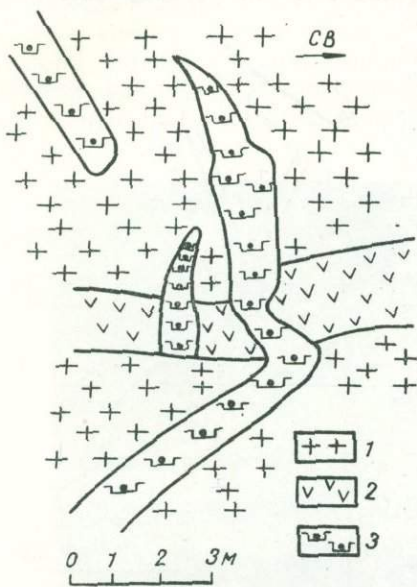
1 — базальт; 2 — гранит.

Участок побережья между восточной окраинной интрузией мыса Мраморного и мысом Скалистым

Участок сложен доинтрузивными породами: сильно перемятой и тектонически разбитой песчано-сланцевой свитой палеозоя и несогласно перекрывающими ее кислыми и средними верхнемеловыми эффузивами. Песчаники и сланцы прорваны небольшой интрузией диоритов, а в пределах эффузивов встречаются тектонические отгорженцы серых гранитов.

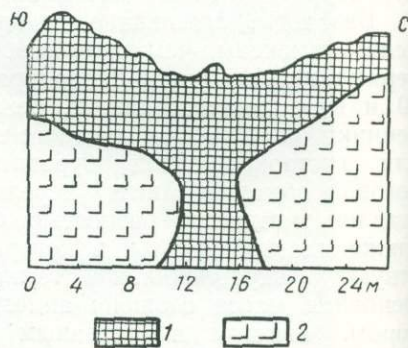
Комплекс жильных пород, встреченный на этом участке, значительно отличается от описанного выше комплекса, распространенного в пределах гранитов мыса Мраморного. Здесь полностью отсутствуют представители четырех выделенных в предыдущем разделе групп: спесартиты, серые аплиты, красные аплиты и граниты, фельзиты. Дайка диорит-порфирифта встречена только одна, в непосредственной близости к гранитному массиву. Напротив, широкое развитие приобретают дайки

липарита. На расстоянии 0,5 км к СВ от восточного контакта интрузии мыса Мраморного дайка липарита мощностью 10 м, пологопадающая на север, залегает в брекчии, состоящей из обломков порфирита, кварцевого порфира и гранита. Липариты пересечены дайкой андезита мощностью 5 м. Здесь же на побережье против истоков пади Ротной дайка липарита с изменчивой мощностью от 2 до 10 м сечет интрузию кварцевых диоритов и в свою очередь пересекается дайками базальтов (фиг. 12).



Фиг. 12. Дайка базальта, секущая дайку липарита:

1 — диорит; 2 — липарит; 3 — базальт.



Фиг. 13. Дайка липарита, переходящая в покров:

1 — липарит; 2 — порфирит.

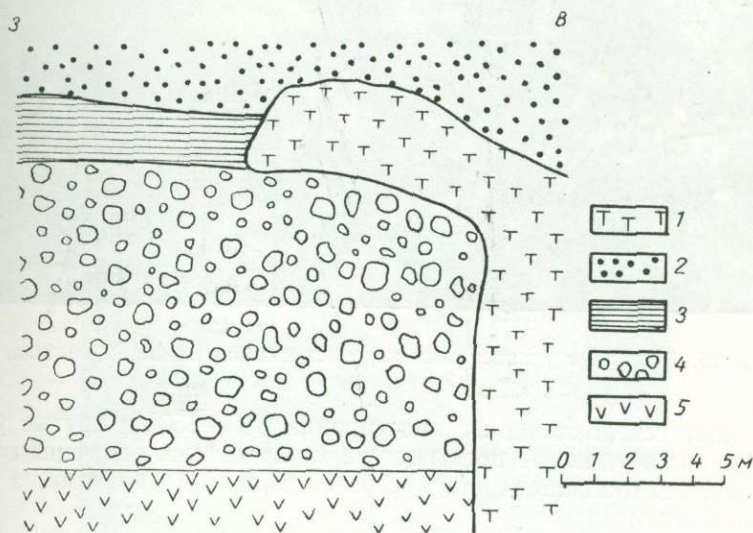
На участке распространения доинтрузивного комплекса большая роль принадлежит дайкам молодых базальтов и андезитов. Среди даек основных пород на этом участке встречены также дайки очень сильно разрушенных пироксеновых порфиритов, представляющие собой, возможно, корни широко распространенных здесь покровов порфиритов.

Участок побережья между мысом Скалистым и истоками Сивучевой пади

Участок сложен туфолавами, туфами и слоистыми туффитами эоценового возраста. Из-под третичных эффузивов местами выступают верхнемеловые порфириты и их конгломераты. Интересной особенностью этого участка является широкое распространение даек флюидалных липаритов, связанных переходами с эффузивными образованиями типа пластовых залежей некков и покровов. Дайки спессартитов, аплитов и диорит-порфиритов здесь отсутствуют. На одном участке отмечена дайка фельзита, приуроченная к тектоническому контакту эоценовых туфов с туфами более древних кварцевых порфиров, что свидетельствует о послезоценовом возрасте фельзитов. Кроме того, на побережье в районе истоков Сивучевой пади в третичных слоистых туфах встречается дайка розового гранит-порфира. Азимут падения дайки $270^\circ \angle 80^\circ$; мощность около 30 м. Гранит-порфир, основная масса которого состоит из кварца, альбита и серицита, содержит вкрапленники кварца, распо-

женные кучно и достигающие в поперечнике 2—3 мм, а также сростки крупных кристаллов калиевого полевого шпата и альбита.

Как отмечалось, широким распространением на описываемом участке пользуются дайки флюидалных липаритов. На восточном берегу мыса Скалистого в нижней части обнажения дайка липарита мощностью 4 м сечет порфириты, а на высоте 10 м над пляжем переходит в покров (фиг. 13). На побережье в районе истоков пади Калягина порфириты прорваны неким темнофиолетового флюидалного дацита, содержащего крупные линзы хлоритизированного порфирита; видимая мощность некка около 25 м.



Фиг. 14. Пластовая дайка липарита в туфах и конгломератах:

1 — липарит; 2 — розовато-серый туф; 3 — туффит; 4 — конгломерат; 5 — порфирит.

В обнажении севернее мыса Скалистого в основании разреза залегают порфириты, перекрытые конгломератами. На конгломератах залегают слоистые туффиты третичного возраста, а еще выше голубовато-серые туфы. Нижняя часть разреза прорвана дайкой розоватого липарита, достигающей по мощности 2—3 м. На контакте между конгломератами и туфами дайка переходит в согласную пластовую залежь (фиг. 14). Порода, слагающая дайку, характеризуется присутствием вкрапленников несдвойникового альбита, имеющих удлиненную или ромбическую форму (фиг. 15), и мелких вкрапленников кварца; последние иногда отсутствуют. Вкрапленники темноцветных немногочисленны и замещены агрегатом хлорита, кальцита и магнетита. Структура основной массы микролитовая или фельзитовая, в виде исключения встречаются мелкие сферолиты альбита; порода интенсивно пиритизирована.

За пределами описываемого района, на побережье, к югу от озера Топауза, аналогичные породы слагают некк, мощностью около 300 м, на высоте около 20 м от уровня пляжа переходящий в покров. Некк в истоках пади Калягина сложен несколько менее кислыми флюидалными лавами, содержащими вкрапленники альбит-олигоклаза и не содержащими вкрапленников кварца.

В эффузивных толщах эоценового возраста на описываемом участке присутствуют дайки молодых андезитов и базальтов, среди которых



Фиг. 15. Липарит с удлинёнными включениями альбита. $\times 20$. Ник. +.

преобладают северо-западные простирания $340\text{--}350^\circ$ и крутые углы падения. Мощность даек не превышает 2 м. Среди них отмечены комплексные дайки, центральная часть которых сложена базальтами, а краевые части андезитами.

Участок Владимирского гранитного массива

В пределах описываемого участка прослеживаются по побережью в сплошных обнажениях на протяжении около 30 км между мысом Собора и мысом Четырех Скал серые граниты. Характерной особенностью жильной серии, пересекающей здесь граниты, является отсутствие в ее составе даек спессартинов, столь характерных для интрузии мыса Мраморного, расположенной непосредственно южнее.

Серые аплиты, аналогичные аплитам интрузии мыса Мраморного, слагают дайки, мощность которых, как правило, не превышает 2,5 м. Залегание аплитовых даек в значительной мере беспорядочное, с некоторым преобладанием восточно-северо-восточных простираний, с крутым или почти горизонтальным падением. В центральной части Владимирского массива, как и в массиве мыса Мраморного, наблюдаются шилы аплита и пегматита вокруг частично ассимилированных ксенолитов.

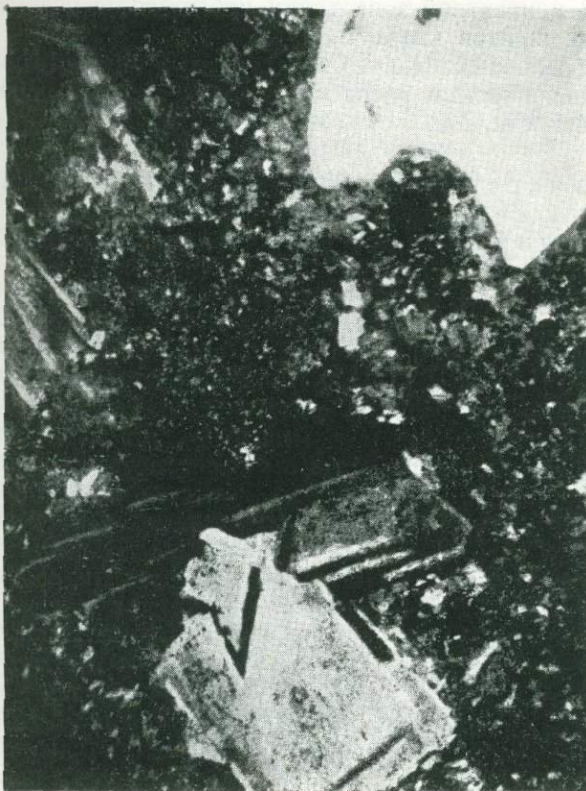
Дайки красных гранитов отмечены только в северной приконтактной части Владимирского гранитного массива.

Дайки диорит-порфиритов немногочисленны, имеют мощность 0,5—1 м и северо-восточное простирание.

Дайки фельзитов пользуются значительным распространением. Они приурочиваются к тектоническим подвижкам и зонам милонитизации, и порода, их слагающая, переполнена обломками гранитов. Дайки фельзитов по мощности изменяются от маломощных прожилков до даек

мощностью 2,5 м; преобладают северо-западные простирания $290-310^\circ$ с падением на юго-запад под углами $20-60^\circ$.

Дайки липаритов приурочены к приконтактовым участкам Владимирского гранитного массива, а южнее мыса Четырех Скал к зонам милонитизации в граните и к тектоническому контакту гранитов и туфолав эоцена, где они сопровождаются дайками гранит-порфиров. Здесь в крупнозернистом граните встречена дайка розового липарита. Азимут



Фиг. 16. Гранит-порфир из дайки. $\times 20$. Ник. +.

падения дайки $30^\circ \angle 65^\circ$, мощность 20 м. Далее на север на расстоянии еще около 3 м проходит дайка гранит-порфира (фиг. 16). Ее азимут падения $30^\circ \angle 45^\circ$, мощность 50 м. У контакта гранитов с туфолавами проходит целая серия мощных даек гранит-порфира, приуроченная к зонам дробления в граните, в том числе к тектоническому контакту. Гранит-порфир на контакте с брекчией образует зону закалки и переходит во флюидалный липарит. Таким образом, отмечается пространственная ассоциация даек гранит-порфира и липарита и переход гранит-порфиров на контакте в породы, близкие липаритам. По своему составу дайки липаритов почти не отличаются от описанных выше.

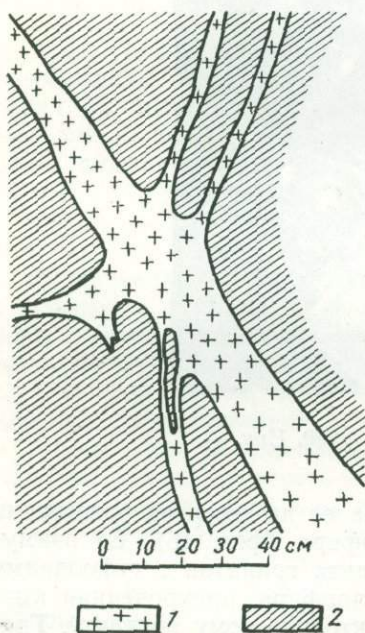
Гранит-порфиры из даек у мыса Четырех Скал представлены серовато-розовой тонкозернистой породой с мелкими вкрапленниками розового полевого шпата и отдельными чешуйками черного биотита. Порода из центральной части даек представлена полнокристаллической разно-

стью. Вкрапленники альбита располагаются кучно и ассоциируются с крупными зернами пирита. Размер вкрапленников 0,5—1 мм, некоторые из них имеют удлиненную форму. Вкрапленники кварца отсутствуют. Кварц образует в породе скопления округлых зерен. Основная масса сложена микролитами альбита (длина 0,1 мм), кварцем, хлоритом и неясно выраженными сферолитами щелочного полевого шпата. В центре сферолитов располагаются мелкие удлиненные кристаллики альбита. Полевые шпаты каолинизированы. Акцессорные представлены сфеном и цирконом. В контактной зоне дайки наблюдается очень тонкое прорастание полевых шпатов кварцем.

Дайки молодых андезитов и базальтов пользуются в пределах описываемого массива широким распространением. Среди базальтов отмечены оливиновые разновидности.

Участок с выходами известняков
у северо-западного контакта
Владимирского гранитного массива

В пределах данного участка наблюдаются дайки серого аплита, секущего магнетитовые скарны Першинского месторождения (фиг. 17). Мощность даек не превышает 15 см, причем они сильно ветвятся, образуя тонкие прожилки мощностью до нескольких миллиметров.



Фиг. 17. Жила аплита в магнетитовом скарне:
1 — аплит; 2 — магнетитовый скарн.

Аплит состоит из идиоморфных кристаллов олигоклаза длиной до 3 мм, иногда заключающих более основное ядро, и из таких же крупных зерен калиевого полевого шпата-пертита, имеющих форму простых двойников. Эти последние содержат в центре зерен реликты плагиоклаза. Зерна кварца различны по размерам (0,1—3 мм), причем крупные зерна сильно перематы и, возможно, представляют собой ксенолиты. В значительном количестве присутствует травяно-зеленая роговая обманка, обладающая резким плеохроизмом. Обычны участки с микропегматитовой структурой. Общее количество калиевого полевого шпата превышает 50%. Контакты даек четкие, процессов ассимиляции в контактах не наблюдается, равно как и никаких признаков проникновения скарнов в аплиты. В северной стенке нижнего карьера на Першинском месторождении залежь магнетита пересекается прожилком диорит-порфирита, имеющим юго-юго-западное простирание и вертикальное падение.

В породе содержатся вкрапленники андезина № 30 и мелкие вкрапленники пироксена, полностью замещенного кальцитом и яркозеленым хлоритом. Основная масса состоит из микролитов андезина и хлоритизированного стекла. В изобилии присутствуют мидалины, выполненные эпидотом и хлоритом. Эпидот замещает также вкрапленники плагиоклазов и образует в породе прожилки.

Структура основной массы андезитовая. Дайка не скарнирована и, по видимому, является послерудной.

Участок побережья между заливом Владимир и бухтой Тадуши

Здесь широким развитием пользуются эоцен-олигоценовые липариты, их туфы и туфолавы. На площади распространения этих пород дайки немногочисленны и представлены исключительно молодыми андезитами и базальтами.

Приведенное описание даек на участке побережья между заливом Ольги и бухтой Тадуши дает нам в основном достаточно полный материал для выделения отдельных генетических групп дайковых образований и для суждения об их приуроченности к тому или иному типу вмещающих пород. В результате могут быть отмечены следующие соотношения:

а) дайки спессартитов приурочены к интрузиям серых гранитов, расположенных поблизости от выходов гибридных пород;

б) дайки серых аплитов связаны с интрузиями серых гранитов и являются образованиями более поздними по отношению к дайкам спессартитов и по отношению к скарнам, связанным с серыми гранитами;

в) дайки красных аплитов связаны с интрузиями красных гранитов и являются более поздними по отношению к серым аплитам;

г) дайки диорит-порфиритов приурочены в своем распространении к интрузиям как серых, так и красных гранитов. Диорит-порфириты моложе скарнов и вместе с тем являются образованиями более древними, чем дайки базальтов, и, вероятно, более древними, чем дайки флюидалных липаритов, приуроченные к тектоническим контактам интрузий и к зонам милонитизации;

д) дайки флюидалных липаритов, связанные с покровами и neckами, представляют собой корни эоцен-олигоценовых эффузивов и приурочены к молодым (вероятно, эоценовым) тектоническим нарушениям;

е) дайки андезитов и базальтов относятся в большинстве своем к наиболее молодым породам района и представляют собой корни покровов третичных и четвертичных базальтов и андезитов.

При более детальном исследовании среди них, вероятно, смогут быть выделены также различные группы, соответствующие разновозрастным третичным и четвертичным покровам. Установленные закономерности подтверждаются на целом ряде других участков, как на севере так и на юге Сихотэ-Алиня, и имеют региональное значение.

Для подтверждения связи даек древних и молодых андезитов, а также базальтов с покровами, установления генезиса даек гранит-порфиров и фельзитов и выяснения их взаимоотношений с дайками липаритов приведем дополнительный материал по различным участкам побережья.

В верхнем течении правых притоков р. Тетюхе, ключей 27-го и Большичного обнажается покров палеоценовых андезитов, мощностью 500 м. Андезиты залегают несогласно на палеозойском осадочном комплексе и толще ольгинских кварцевых порфиров. Кварцевые порфиры пересечены дайками андезитов мощностью 7—10 м. То, что эти дайки развиваются в непосредственной близости к андезитовому покрову и по составу вполне аналогичны покровным андезитам, позволяет считать их корнями андезитового покрова.

На побережье Татарского пролива к югу от бухты Чумы-Дуа в сильно ожелезненных конгломератах с базальтовой галькой встречена

вертикальная дайка базальта мощностью 5 м. На высоте около 20 м над уровнем пляжа дайка переходит в покров базальтов со столбчатой отдельностью. Базальт из дайки представлен оливиновой разностью и аналогичен по составу полнокристаллическим разностям жильных базальтов Южного Сихотэ-Алиня.

На побережье Татарского пролива к северу от мыса Бозна в третичных туфах оливиновых базальтов наблюдается мощная дайка более молодых плагиобазальтов, на высоте около 30 м над пляжем переходящая в покров. Мощность дайки на уровне пляжа 150 м, простираение 65° , падение крутое. Плагиоклазовые базальты, слагающие дайку, отличаются большим сходством с описанными выше плагиоклазовыми разностями жильных базальтов. В то же время приведенные в табл. 2 химические анализы покровных и жильных базальтов свидетельствуют о близости их химического состава.

В районе бухты Валентин аплитовидные розовые граниты пересечены многочисленными дайками флюидалльных липаритов, из которых отдельные достигают по мощности 18 м. Следует подчеркнуть, что разрыв во времени образования между аплитовидными гранитами и липаритами был, видимо, значителен, потому что граниты рассечены многочисленными зонами милонитизации, совершенно не затрагивающими дайки липаритов.

Заслуживает упоминания, что на этом же участке на расстоянии около 100 м от описанных липаритовых даек в серых гранитах, отделенных от аплитовидных гранитов тектонической зоной, залегает дайка розового гранит-порфира. Эта дайка, отличающаяся от липаритовых даек пологим падением, имеет мощность всего 5 м и тем не менее сложена полнокристаллической породой; лишь в эндоконтактах наблюдаются зоны закалки, мощностью около 1 м, сложенные липаритом. Таким образом, приведенные данные позволяют с уверенностью говорить о том, что на участке бухты Валентин появление полнокристаллических разностей не находится в прямой связи с мощностью даек. Возможно, что основной причиной являются различия эрозионного среза, и, в частности, можно полагать, что серые граниты, в которых залегает дайка гранит-порфира, представляют собой приподнятый более размытый блок.

Дайки флюидалльных липаритов несколько отличаются по составу от даек гранит-порфира, но имеют общие структурные особенности.

В составе флюидалльных липаритов вкрапленники встречаются очень редко и представлены альбитом. Основная масса содержит мелкие идиоморфные кристаллики альбита, в 15—20 раз уступающие по длине вкрапленникам. Эти кристаллики служат центрами для крупных сферолитов калишпата. В промежутках между сферолитами располагаются ксеноморфные зерна кварца. В отдельных случаях сферолиты калишпата пронизаны тончайшими микропегматитовыми вростками. В некоторых разностях сферолитовые участки, имеющие форму полос, чередуются с микрофельзитовыми. Местами порода пересечена прожилками кварца и более поздними, секущими первые, прожилками цеолита. Акцессорные представлены цирконом и рудным минералом.

Гранит-порфир из центральной части дайки состоит из крупных идиоморфных вкрапленников калиевого полевого шпата-пертита, сгруппированных по несколько вместе, и вкрапленников оплавленного кварца. Вокруг вкрапленников радиально-лучисто располагаются ксеноморфные выделения калишпата, содержащие мелкие гранофировые вростки кварца. Промежутки между гранофиром заполнены ксеноморфными зернами

Химические анализы эффузивных и жильных представителей молодого магматизма Восточного Сихотэ-Алиня
(в %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	47,96	53,45	67,69	77,34	74,13	74,73	76,15	73,08	77,95	75,14	47,84	51,84	43,97	51,19
TiO ₂	2,07	0,95	1,17	0,08	0,11	0,16	0,07	0,11	0,10	0,18	1,17	0,35	1,50	0,75
Al ₂ O ₃	18,24	17,88	14,26	13,43	14,49	13,99	13,46	14,33	12,04	13,02	16,43	20,80	17,24	17,45
Fe ₂ O ₃	3,99	3,33	1,75	0,33	0,60	1,31	0,51	0,85	1,12	2,33	3,27	0,60	5,30	3,95
FeO	7,62	4,04	1,63	0,72	0,14	0,29	0,26	0,32	0,21	0,29	4,75	6,20	5,46	5,36
MnO	0,39	0,09	0,16	0,03	0,20	0,05	Следы	0,03	Следы	0,03	0,45	0,14	0,16	0,12
MgO	3,99	3,92	1,32	0,36	0,25	0,32	„	0,43	„	0,27	7,11	5,87	5,30	7,17
CaO	10,24	5,81	2,13	1,14	1,19	0,74	0,52	1,07	0,46	0,45	7,01	8,40	9,23	8,92
Na ₂ O	3,78	3,18	4,78	2,36	0,98	4,27	2,94	4,04	4,83	2,66	2,21	2,66	1,19	3,19
K ₂ O	0,88	2,49	2,33	3,90	7,88	4,19	5,03	4,35	2,52	4,78	0,58	1,33	3,36	1,23
H ₂ O ⁻	0,30	0,47	0,20	0,20	0,08	0,41	0,18	0,53	0,14	0,35	1,61	0,78	1,86	0,67
H ₂ O ⁺	0,59	2,87	0,13	0,16	0,28	0,33	0,70	1,14	0,45	1,07	3,22	0,90	2,18	0,21
BaO	Следы	0,10	0,12	0,03	0,07	—	—	0,13	—	—	0,69	0,04	—	0,06
П.п.п.	—	1,44	0,52	0,20	—	—	0,34	—	0,37	—	3,22	0,20	2,73	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,31	0,03	—
Сумма	100,05	100,02	99,69	100,28	100,40	100,79	100,16	100,41	100,19	100,57	99,56	100,42	99,51	100,27

1. Дайка спессартита из района бухты Валентин. Аналитик — Крутецкая.
 2. Дайка диорит-порфирита из района Тавайзы. Аналитик — Острогорская.
 3. Дайка гранит-порфира из района бухты Тамахеза. Аналитик — Крутецкая.
 4. Дайка гранит-порфира из района Мутухе. Аналитик — Шешковская.
 5. Дайка фельзита из района мыса Шкота. Аналитик — Ломейко.
 6. Дайка липарита из района мыса Четырех Скал. Аналитик — Острогорская.
 7. Дайка липарита с месторождения Июльского. Аналитик — Забавникова.
 8. Дайка липарита с побережья к югу от р. Серебряной. Аналитик — Острогорская.
 9. Липарит из некка в районе оз. Топаузы. Аналитик — Забавникова.
 10. Липарит из покрова на Синанчинском перевале. Аналитик — Острогорская.
 11. Габбро-базальт из дайки в районе бухты Валентин. Аналитик — Крутецкая.
 12. Оливиновый базальт из дайки в районе мыса Четырех Скал. Аналитик — Шешковская.
 13. Оливиновый базальт из дайки в районе Мутухе. Аналитик — Алексеева.
 14. Дайка оливинового базальта, переходящая в покров в районе бухты Чумы-Дуа. Аналитик — Острогорская.
- Анализы произведены в химической лаборатории ИГН.

кварца. В ничтожном количестве присутствуют тонкие длинные чешуйки разрушенного биотита. Акцессорные представлены небольшим количеством рудного минерала.

Гранит-порфир из зоны закалки содержит крупные, достигающие 0,5 см в длину, вкрапленники калиевого полевого шпата-пертита и более мелкие вкрапленники кварца. Структура основной массы фельзитовая.

Из изложенного видно, что, несмотря на несколько более богатый калием состав гранит-порфиров по отношению к липаритам, между дайками обоих типов нет существенной разницы. Это подтверждает предположение, что дайки гранит-порфиров являются более глубинными разновидностями липаритов.

Таким образом, удастся проследить все переходы от вулканических некков и покровов к дайкам флюидальных липаритов и через закаленные приконтактные зоны к полнокристаллическим гранит-порфирам. Если учесть, кроме того, что дайки гранит-порфиров на некоторых участках секут эоценовые эффузивы, перекрывающие интрузии гранитов, то не остается сомнения в том, что какая-то часть гранит-порфировых даек действительно представляет собой корни эоцен-олигоценых липаритов.

Вместе с тем имеющиеся факты не позволяют категорически отрицать существование гранит-порфиров, генетически связанных с гранитами; однако установить их отличие от подобных же пород эффузивной серии пока не представляется возможным. Наличие, наряду с наиболее распространенным типом существенно альбитовых гранит-порфиров и липаритов, также богатых калием разновидностей, содержащих вкрапленники калиевого полевого шпата, не может послужить критерием для подобного разграничения. В самом деле, приведенные в табл. 2 анализы показывают, что, наряду с покровами и некками липаритов, в составе которых натрий преобладает над калием, есть и такие, как покровные липариты Синанчинского перевала, где соотношение щелочей обратное.

Все сказанное здесь о дайках гранит-порфиров в равной мере может быть отнесено и к фельзитам. С одной стороны, среди них есть несомненные структурные разновидности группы липаритов, подобные дайке, секущей эоценовые эффузивы близ истоков пади Мамонтова. С другой стороны, своеобразный химический состав фельзитов из дайки, секущей гранитную интрузию в районе мыса Шкота (табл. 2) и содержащей натрий в количестве менее 1% при содержании калия около 8%, заставляет сближать ее по происхождению с богатым калием остаточным гранитным расплавом. Разграничение двух возможных генетических типов фельзитов произвести не удалось.

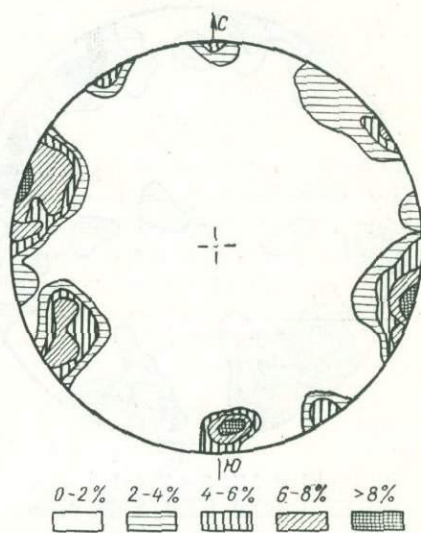
Для выяснения положения даек в трещинных структурах нами проведено изучение гранитной интрузии мыса Мраморного (фиг. 18), где, как отмечалось, дайковые образования представлены наиболее разнообразно.

Сравнение диаграмм, составленных по методу Вальтер Шмидта для даек различного состава и трещин, и соответственные наблюдения в поле позволяют сделать следующие выводы.

Для интрузии мыса Мраморного главную роль играет группа трещин, представленная крутопадающими западно-северо-западными ($280-200^\circ$) и северо-северо-восточными ($10-20^\circ$) трещинами и сопряженными с ними горизонтальными трещинами. Трещины северо-северо-восточного прости-



Фиг. 18. Трещины отдельности в интрузии мыса Мраморного близ пос. Кошка. 208 замеров.



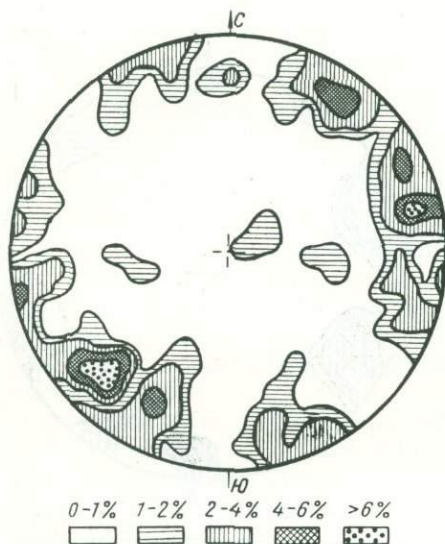
Фиг. 19. Дайки основных пород в северо-восточной части интрузии мыса Мраморного. 47 замеров.

рания первоначально представляли собой трещины разрыва и с ними совпадает большинство наиболее ранних основных даек массива: спессартиты и диорит-порфириты (фиг. 19). Позднее возникшая трещиноватость была усложнена развитием трещин, дающих резкие максимумы для простираний $310-330^\circ$ с падением на юго-запад и северо-восток под углами $80-90^\circ$. С этими максимумами сопряжены менее четкие, в области северо-восточных простираний ($40-60^\circ$) с падением на юго-восток под углами $60-80^\circ$, а также максимум, близкий к горизонтальному. К северо-западным трещинам описываемой системы приурочено большинство молодых даек базальтов и андезитов как в пределах интрузии мыса Мраморного, так и на всем побережье от бухты Тадуши до бухты Тамахезы. По трещинам северо-восточного простирания в этот период отмечены тектонические нарушения и вертикальные движения небольшой амплитуды, захватившие также некоторые дайки спессартитов и плагноандезитов.

В диаграмме (фиг. 20) использованы элементы залегания всех даек основного состава на побережье от Тадуши до Тамахезы. Эта диаграмма

имеет значительное сходство с частной диаграммой, составленной подобным же образом для участка гранитного массива мыса Мраморного (см. фиг. 19). На диаграммах максимумы с северо-восточными простираниями соответствуют преимущественно дайкам лампрофиров и диорит-порфириров, а максимумы северо-западного простирания — дайкам молодых андезитов и базальтов.

Диаграмма, составленная для даек аплита (фиг. 21) по замерам в массивах Владимирском и мыса Мраморного, указывает на преобладание пологих падений и резко отличается от диаграмм основных даек. В расположении даек аплита наблюдается два максимума: азимут про-



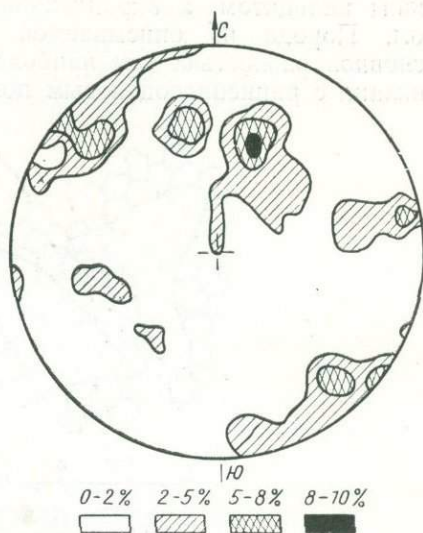
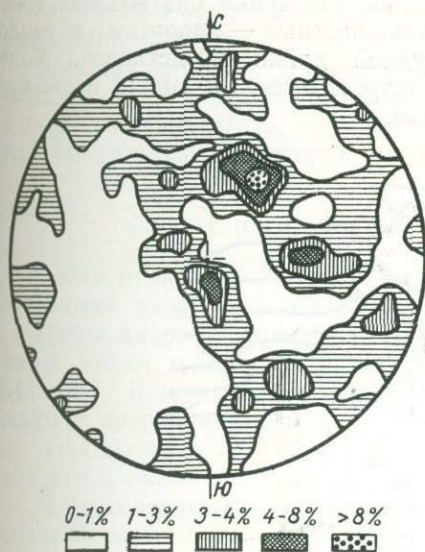
Фиг. 20. Дайки основных пород на участке от Тадуши до Тамахезы. 117 замеров.



Фиг. 21. Дайки аплита в гранитах массивов Владимирского и мыса Мраморного. 54 замера.

стирания $80-115^\circ$ с падением на север под углом $5-25^\circ$ и азимут простирания $70-80^\circ$ с падением на север под углом $50-70^\circ$.

На диаграмме, составленной для даек липарита района побережья от бухты Тамахезы до бухты Тадуши (фиг. 22), залегающих в основном вне гранитных массивов, наблюдается максимум для азимутов простирания 140° с падением на северо-восток $30-40^\circ$. Второстепенные максимумы располагаются на участках: азимут простирания 90° , падение на юг $\angle 5-20^\circ$ и азимут простирания 20° , падение на северо-восток $\angle 30-40^\circ$. Таким образом, и эта диаграмма, так же как диаграмма аплитов, отличается сравнительно пологими углами падения. Максимум с падением на северо-восток с углами $30-40^\circ$ располагается поблизости от главного максимума на диаграмме трещин во вмещающих интрузию кварцевых порфирах (фиг. 23). Совпадение этих максимумов, вероятно, объясняется тем, что дайки липаритов располагаются преимущественно во вмещающих породах, в том числе в кварцевых порфирах, и совпадают с их планом деформации больше, чем с планом деформации интрузий.



Фиг. 22. Дайки липаритов на участке от Тадуши до Тамахезы. 81 замер.

Фиг. 23. Трещины в туфах кварцевых порфиров в районе пос. Кошка. 37 замеров.

2. Дайки из районов некоторых рудных месторождений

Классификация даек, проведенная на основе изучения хорошо обнаженных прибрежных районов Сихотэ-Алиня, позволяет установить генетические связи с интрузиями или покровами эффузивов даек, сопровождающих рудные месторождения.

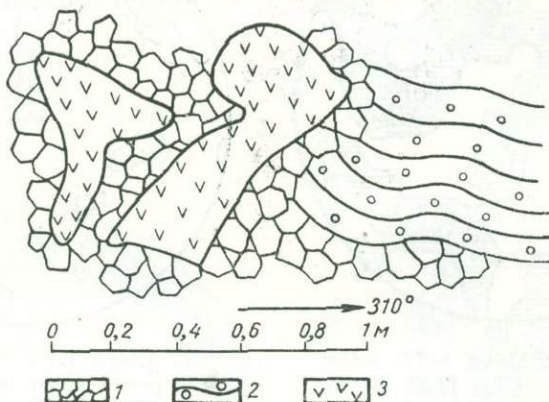
Ниже приводится описание дайковых образований некоторых рудных полей.

Тетюхинское рудное поле

Дайки Тетюхе, сложенные раннепалеоценовыми андезитами, диорит-порфиритами, липаритами и базальтами, залегают как в осадочных породах палеозоя и мезозоя, так и в толще верхнемеловых кварцевых порфиров.

Как показывает изучение скарного поля Хрустального отвода, дайки диорит-порфиритов являются дорудными. Так, в разведочной канаве восточного борта 1-го (Хрустального) ключа установлена дайка диорит-порфирита, пересекающая скарны. Простирается дайка близко к широтному. Здесь же в шурфе № 9 выходит диорит-порфиритовое тело, разбитое на ряд блоков, промежутки между которыми выполняет крупнозернистый датолит, образующий кайму вокруг диорит-порфирита (фиг. 24). В другой дайке, расположенной в выемке дороги на расстоянии 30 м к северо-востоку от ключа Восточного, имеющей мощность 1,5 м, наблюдаются прожилки скарна мощностью около 1 мм. Дайка окружена зоной крупнозернистого датолита; в контакте со скарным породой отчетливо осветлена, а в апофизе дайки содержатся жеоды горного хрусталя. У контактов и в апофизе порода чрезвычайно сильно скарнирована. Стекло замещается эпидотом, который выполняет также минералы и вместе с кварцем и датолитом замещает вкрапленники.

Диорит-порфирит сильно разрушен, вкрапленники плаггиоклаза замещены кальцитом, а вкрапленники темноцветных — хлоритом и эпидотом. Порода из описываемой дорудной дайки представлена более основной разностью, чем наиболее распространенный тип и, возможно, связана с раннепалеоценовым покровом.



Фиг. 24. Дорудная дайка андезита.

1 — крупнозернистый датолит; 2 — датолитовый скарн;
3 — андезит.

В районе рудника Восточный Партизан в дайке андезитового состава, секущей песчано-сланцевую толщу, П. Н. Кропоткиным и Е. А. Радкевич были встречены ксенолиты крупнозернистого лейкократового гранита. Порода, слагающая дайку, сильно разрушена. Плаггиоклазы серицитизированы, а темноцветные замещены зеленым хлоритом с высоким двупреломлением. Основная масса хлоритизирована и ожелезнена, структура ее андезитовая. Порода интенсивно пиритизирована. Ксенолиты гранита сложены крупными зернами калиевого полевого шпата и сильно перемятого кварца. Дайки липаритов колеблются по мощности от 2 до 20 м, представлены альбитовой разностью и слабо распространены.

Дайки базальтов встречаются на Тетюхе в подчиненном количестве и содержат вкрапленники лабрадора и авгита, погруженные в основную массу андезитового строения. По стеклу развивается яркозеленый хлорит. Базальты аналогичны описанным в прибрежных районах.

Сталинское рудное поле

Дайки Сталинского месторождения однообразны по первоначальному составу, но в различной степени разрушены; мощность даек не превышает 0,5 м. Дайки простираются по двум взаимно-перпендикулярным направлениям:

- а) 30—40° с крутым падением на северо-запад;
- б) 130—150° с крутым падением на северо-восток.

Среди даек второго направления отмечены дайки, секущие рудные жилы. Так, в штольне № 13 дайка базальта, простирающаяся по азимуту 130° с крутым падением на северо-восток, имеет мощность 0,5 м, но, подойдя к рудной жиле, резко около нее обрывается, пересекая ее только

в виде тонкого апофиза мощностью в несколько сантиметров, который на расстоянии еще около 1 м выклинивается (Материков, 1947).

Базальт из даек Сталинского месторождения аналогичен базальту молодых даек побережья, содержит вкрапленники лабрадора № 55—60 и вкрапленники авгита, структура основной массы обычно интерсертальная. Из вторичных процессов характерна цеолитизация.

Синанчинское рудное поле

Дайки рудного поля Синанчи представлены чрезвычайно метаморфизованными диорит-порфиритами и базальтами.

Дайки диорит-порфиритов, известные ранее под названием микродиоритов, имеют мощность 10—15 м и северо-северо-западное простирание $345-350^\circ$. В штреке штольни № 10 установлено проникновение рудной жилы в диорит-порфириты в виде тонких прожилков. К северо-востоку от устья штольни № 1 дайка диорит-порфирита, заключающая прожилки хлорита и линзы пирита, пересечена дайкой базальта.

Немногочисленные вкрапленники в составе диорит-порфиритов замещены кальцитом, кварцем и хлоритом. В основной массе местами различимы микролиты андезина, окруженные вторичными хлоритом, кальцитом, кварцем и альбитом. В дайках отмечены зоны окварцевания.

Дайки базальтов, имеющие северо-западное простирание 320° и мощность 1,5—2 м, преобладают в рудном поле Синанчи. Порода, их слагающая, изменена вторичными процессами до полной неузнаваемости. Вкрапленники плагиоклазов полностью карбонатизированы и эпидотизированы, а стекло и темноцветные минералы замещены хлоритом. В тех случаях, где вкрапленники сохранились, они представлены основным андезином.

По данным Е. А. Радкевич (1948), эти дайки послерудные, потому что помимо фактов пересечения дайками базальтов руды, установлено, что ксенолиты руды ориентируют микролиты основной массы базальта.

Как уже отмечалось, у северо-западного контакта Владимирского гранитного массива серых гранитов с известняками, магнетитовые скарны Першинского месторождения пересечены дайками серых аплитов (см. фиг. 17). Контакты даек четкие, процессов ассимиляции в контактах не наблюдается, равно как и никаких признаков проникновения скарнов в аплиты.

Магнетитовые скарны пересечены также прожилками диорит-порфирита.

Резюмируя приведенные факты относительно даек рудных полей, мы пришли к заключению, что касситерит-сульфидное и полиметаллическое оруденение является более поздним по отношению к дайкам диорит-порфиритов и предшествует образованию даек молодых андезитов и базальтов. Диорит-порфириты рудных полей по своему составу, значительной мощности и наличию ксенолитов гранита — несомненные аналоги диорит-порфиритов, секущих в районе побережья интрузии красных гранитов и представляющих собой поздние отщепления контаминированной гранитной магмы.

Послерудные дайки базальтов по своему составу, незначительным мощностям и преобладающим северо-западным простираниям полностью соответствуют молодым основным дайкам побережья. Сильная разрушенность даек рудных полей обусловлена воздействием серной кислоты, образующейся при окислении сульфидов.

Таким образом, нам удалось показать, что оруденение следовало за поздними жильными дериватами красных гранитов, т. е. остаточного богатого щелочами расплава, образовавшегося при застывании контаминированной гранитной магмы. Представляется вероятным, что именно этот расплав и есть источник рудных растворов. Возникновение этих последних в связи с процессами контаминации кислой магмы подтверждается также отмеченным в предыдущем разделе постоянным присутствием гибридных кварцевых монзонитов в незначительном удалении от рудных месторождений.

Оруденение, как правило, локализуется на участках широкого распространения даек основных пород как более древних (дериватов, гранитсидов), так и корней молодых эффузивов.

Эта постоянная ассоциация объясняется, повидимому, тем, что дайки обоих названных типов, как и оруденение, приурочиваются к участкам интенсивного развития крутопадающих трещин с простиранием $330-20^\circ$.

Особо следует остановиться на взаимоотношении даек с магнетитовыми скарнами Першинского месторождения. Приведенные выше факты с несомненностью свидетельствуют, что магнетитовые скарны являются более ранними, чем дайки аплитов и дайки диорит-порфириров, предшествующих в своем образовании оруденению касситерит-сульфидного типа. Таким образом, есть полное основание утверждать, что два упомянутых типа оруденения значительно разобщены по времени образования.

Заканчивая обсуждение вопросов, касающихся процесса развития молодого магматизма Сихотэ-Алиня, следует в заключение кратко остановиться на статье Ф. К. Шипулина, опубликованной в «Известиях АН СССР» в 1950 г.

Повторяя в основном установленную нами ранее схему развития интрузивного магматизма (М. А. Фаворская, 1949, 1950), Ф. К. Шипулин пытается ее усложнить, утверждая, что «в течение третичного периода имели место по меньшей мере четыре фазы внедрения интрузий и, вероятно, около десяти этапов внедрения даек схизолитов».

Не имея возможности подробно останавливаться здесь на рассмотрении взглядов Ф. К. Шипулина, считаю нужным отметить, что далеко идущие выводы автора основаны на неправильном толковании фактического материала. Ошибка Ф. К. Шипулина, как нам кажется, заключается в первую очередь в том, что, упоминая о явлениях гибридности, он не пытается выделить последовательные стадии развития этого процесса и не ставит с ним в связь разнообразие фациальных изменений Судзунских и других гранитоидных массивов. Недооценка автором роли гибридности и ассимиляции приводит к ряду недоразумений. Так, автором выделяются две интрузивные фазы основного и среднего состава только на основании присутствия в гранитах ксенолитов габбро, окруженных реакционной каймой кварцевых диоритов. В районе бухты Тамахеза Ф. К. Шипулин, не распознав гибридного характера краевой зоны массива красных гранитов, связанной с неизменными разностями постепенными переходами и пересеченной жилами красного аплита, принимает эту зону за самостоятельную интрузивную фазу гранодиорит-порфириров, пытаясь на этом основании внести свои коррективы в установленную нами ранее возрастную схему интрузивных пород. Эти примеры можно было бы умножить. Не менее существенным недостатком взглядов Ф. К. Шипулина является его попытка рассматривать вопросы развития интрузивного цикла и связи с ним оруденения в отрыве от всего магматического процесса в целом, т. е. без учета эффузивных образова-

ний. Этот недостаток особенно резко проявляется в трактовке Ф. К. Шипулиным вопроса о дайках. В результате он относит все без исключения основные жильные породы к лампрофирам, несмотря на то, что фактический материал вынуждает его отрицать связь этих «лампрофиров» с гранитами, считать их самостоятельными и производить из «глубинного магматического бассейна», из которого происходило и внедрение представителей различных интрузивных фаз. Отсюда следует и утверждение Ф. К. Шипулина, что гидротермальные сульфидные жилы не связаны с гранитоидами, а поступление рудных эманаций происходило подобно дайкам лампрофиров из «недоступных наблюдению глубинных частей коры».

В настоящее время подобная концепция не встречает поддержки среди исследователей Дальнего Востока, как это в частности обнаружилось на дискуссии по металлогении этого района на Совещании во ВСЕГЕИ в 1952 г. Значительное количество нового фактического материала, в том числе изложенного в настоящей статье, также находится в противоречии с отмеченными взглядами Ф. К. Шипулина.

V. СРАВНЕНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА КОНТАКТАХ ИНТРУЗИЙ С МЕТАМОРФИЗМОМ ПОРОД В ПРЕДЕЛАХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Приведенное в разделе III описание контактового метаморфизма свидетельствует о широком развитии в пределах описываемого района послемагматических метасоматических процессов, однотипных на контактах гранитов и гибридных пород среднего состава. Причина подобного сходства лежит в единстве источника послемагматических растворов, представленного в обоих случаях остаточным кислым расплавом, генетически сопряженным с гибридными интрузиями. Для выяснения связи магматизма с оруденением вопрос о взаимоотношении подобных послемагматических растворов с рудными имеет первостепенное значение. Этот вопрос неоднократно обсуждался в геологической литературе, причем в ряде случаев между растворами упомянутых типов была установлена прямая связь. Так, по данным Ю. А. Билибина (1947), рудные проявления в пределах Ыллымахского массива на Алдане связаны с калиевыми гидротермами, обусловившими автометаморфические изменения самих магматических пород. В нашем районе для решения поставленного вопроса большой интерес представляет изучение метаморфических пород на участке горы Медвежьей, расположенном непосредственно в пределах рудного поля Сталинского месторождения.

По существующему среди геологов мнению (Материков, 1947), метаморфизм песчаников и сланцев горы Медвежьей вызван еще не вскрытой, но залегающей на незначительной глубине интрузией, с которой, повидному, связано и оруденение. Сопоставление характера метасоматического процесса на контактах изученных нами ранее хорошо обнаженных интрузий с изменениями в породах горы Медвежьей подтвердило наличие на глубине подобной интрузии и указало на ее сходство с типичными представителями третичных кислых интрузий Приморья.

Контактно-метаморфизованные породы горы Медвежьей образуют антиклинальную складку, ядро которой близ вершины горы сложено ороговикованными глинистыми сланцами, а крылья чередующимися между собой песчаниками и сланцами. Ороговикованные сланцы в ядре антиклинали представлены светлыми и темносерыми разностями, местами с узловатой структурой. Сланцы секутся альбитовыми прожилками.

Узловатые породы под микроскопом представляются чрезвычайно сильно окварцованным и альбитизированным глинистым сланцем. Мелкозернистые участки в нем состоят из чешуек биотита, зернышек кварца и рудных зерен. Эти участки пересечены прожилками, сложенными кварцем и альбитом. Альбит выполняет также мелкие пустотки в породе. Темные разности сланцев состоят из зернышек кварца и большого количества серицита. В породе равномерно распределены мелкие, темные частицы (графит?) и встречаются скопления биотита. Глинистые сланцы в крыльях складки также чрезвычайно сильно альбитизированы. Альбитовая порода, слагающая прожилки в сланцах, состоит из мелких зернышек альбита и содержит скопления сильно разрушенных чешуек биотита и хлорит. В этой альбитовой породе в свою очередь встречаются прожилки, сложенные более крупными кристаллами альбита в виде простых двойников. Особенно сильная альбитизация, а также окварцевание приурочены к зонам нарушения в сланцах; порода значительно пиритизирована.

В песчаниках, среди которых встречены аркозовые разности, как новообразование появляются турмалин и биотит. Таким образом, метаморфизм пород горы Медвежьей происходил в основном под влиянием процессов альбитизации, окварцевания и турмалинизации, причем эти процессы, как было показано нами ранее на примерах интрузий Мутухе, мыса Мраморного и других, возникают в заключительную стадию формирования сложных интрузивных тел в районе побережья и связаны с остаточным расплавом, при застывании которого образовались красные граниты. Вопрос о наличии в пределах рудного поля Сталинского месторождения не вскрытой на поверхности гранитной интрузии можно, таким образом, считать достаточно обоснованным. Это в свою очередь позволяет говорить о пространственной связи оруденения с залегающими на глубине красными гранитами.

Связь между послемагматическими и рудными растворами, помимо описанной здесь пространственной приуроченности первых к участкам рудных полей, находит себе подкрепление также в некоторых общих для обоих типов растворов геохимических особенностях.

Характерно, в частности, богатство как послемагматических, так и рудоносных растворов бором (турмалин в контактовых зонах гранитоидов и в рудных жилах Лифудзина и Хрустального и датолит в рудных телах Тетюхе).

VI. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МОЛОДЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД СИХОТЭ-АЛИНЯ

Как было отмечено во введении к настоящей статье, вопрос о геохимических особенностях представителей отдельных этапов молодого магматизма Сихотэ-Алиня нам не удалось осветить с достаточной полнотой.

Изучение аксессуарных минералов ограничилось изготовлением и просмотром пяти искусственных шлихов интрузивных пород, а результаты спектрального анализа различных типов молодых изверженных пород не позволили сделать определенные выводы относительно геохимических особенностей рудоносных интрузий.

Минералогическое изучение искусственных шлифов серого гранита, красного гранита, гранодиорит-порфира и липарита, проведенное в лаборатории ИГИ минералогами Н. Н. Батыревой и Н. С. Добронравовой, позволяет судить только о качественных особенностях аксессуарной группы минералов для гранитоидов различного возраста.

Акцессорные минералы серых гранитов и гранодиорит-порфиров представлены преимущественно магнетитом, апатитом и сфеном, в небольших количествах в них присутствует циркон.

Наибольшим разнообразием акцессорных минералов отличаются красные граниты. Среди акцессориев здесь главная роль принадлежит ортиту, неоднократно отмечавшемуся также в шлифах. В целом отчетливо намечается обогащение редкими элементами остаточного гранитного расплава, при застывании которого образовались красные граниты. Как в серых, так и в красных гранитах отмечена пиритизация и присутствуют единичные знаки галенита и флюорита.

Флюидальные липариты из некка Топаузы отличаются исключительной бедностью акцессориями, представленными единичными зернами титаномагнетита и циркона.

Спектральный анализ, проведенный для представителей всех этапов молодого магматизма, как интрузивных так и эффузивных и жильных, позволил подметить следующие особенности.

Для всех молодых изверженных пород Сихотэ-Алиня характерно повышенное содержание бария и стронция, причем барий концентрируется преимущественно в кислых, а стронций в основных породах. Повышенное содержание бария обнаружено в ряде пород и химическим анализом.

Характерно высокое содержание ванадия и титана, преимущественно в основных и средних изверженных породах. Кислые породы дают слабые, реже средние линии этих элементов. В породах из группы верхнетретичных липаритов ванадий в большинстве случаев отсутствует.

Во всех исследованных породах установлены следы циркония, а в третичных туфолах, в дайках липаритов и гранит-порфиров и в микропегматитовых красных гранитах Северного Сихотэ-Алиня цирконий дает средние и выше средних линии.

Во всех породах, за исключением третичных туфолов и липаритов, а также четвертичных базальтов и андезитов обнаружены следы свинца.

Неогеновые оливиновые базальты дают средние линии для кобальта и никеля, что указывает на их содержание в породе в пределах нескольких сотых процента. Для этих же пород характерны сильные линии хрома.

Представляют интерес результаты спектрального анализа контактово-метаморфических пород района бухты Тавайза. Здесь в береговых обрывах обнажаются небольшие купола интрузий красных гранитов, на высоте около 20 м над пляжем прорывающие кровлю андезитов, которые превращены на контакте в пиритизированные вторичные кварциты. Спектральный анализ вторичных кварцитов, взятых на расстоянии 200 м от контакта с гранитами, указал на следы олова, слабые линии меди, следы никеля, средние линии молибдена, слабые линии висмута, следы ванадия и сильные линии циркония. Следует отметить, что висмут, олово и молибден в прочих спектральных анализах пород района нигде отмечены не были.

VII. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изложенного представляется возможным сделать ряд выводов о характере магматического процесса, результатом которого явилось образование касситерит-сульфидных месторождений близповерхностного типа на восточном склоне Сихотэ-Алиня.

Наиболее существенные из этих выводов следующие.

1. Малые интрузии среднего состава, сопровождающие рудные месторождения, образовались в результате контаминации исходной гранитной магмы основными изверженными породами. Этот процесс сопровождался образованием аляскитового расплава, близкого по составу к эвтектике. Таким образом, породы типа кварцевых монцонитов и красные микропегматитовые граниты пространственно и генетически сопряжены.

В районе рудных месторождений мы наблюдаем на поверхности только гибридные породы монцонитового состава, в то время как связанные с ними аляскитовые красные граниты эрозией не вскрыты. Сравнительно неглубокий эрозионный срез на этих участках и, следовательно, значительная мощность уцелевшей над гранитами кровли обусловили возможность сохранения здесь близповерхностных олово-полиметаллических (месторождений сульфидного типа, формировавшихся на значительном расстоянии от магматического очага.

В связи с этим интересно отметить, что изучавший Сталинское оловорудное месторождение М. П. Материков (1947) пришел к заключению, что связь рудообразования с малыми интрузиями гибридного состава может пониматься здесь только пространственно. По его мнению, контуры контактового ореола интрузива горы Медвежьей указывают на крутое падение его контактов, в связи с чем следует считать, что жильные трещины уходят к корням интрузива. Таким образом, источник рудных растворов располагается значительно глубже и, возможно, имеет более кислый состав, чем обнажающиеся по соседству с месторождением небольшие массивы кварцевых монцонитов.

2. Аляскитовый остаточный расплав вызывает интенсивные метасоматические изменения в неконтаминированных серых гранитах и во вмещающих интрузии породах.

3. С конечной стадией формирования сложных интрузивных комплексов связано образование дорудных даек диорит-порфиритов и, наконец, отделение послемагматических рудных растворов.

Дайки липаритов, некоторых гранит-порфиров и фельзитов, молодых базальтов и андезитов, являясь корнями более поздних по времени эффузивов, представляют собой образования послерудные.

4. В остаточном аляскитовом расплаве происходит концентрация некоторых редкоземельных, летучих и рудных компонентов, о чем свидетельствует повышенное содержание аксессуариев в красных гранитах по сравнению с серыми, а также появление небольших примесей рудных элементов в породах интенсивно метаморфизованных на контакте с красными гранитами (вторичные кварциты из района бухты Тавайза).

5. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет заключить, что установленные особенности рудообразующего магматического процесса характерны для всего восточного склона Сихотэ-Алиня как в южной, так и в северной его частях.

6. В пределах Тихоокеанского вулканического кольца рудные месторождения касситерит-сульфидного типа пользуются, как известно, значительным распространением. Из них наиболее близки по своей геологической обстановке к приморским месторождения Боливии и Японии, также связанные с третичным магматизмом. Альфельд (1932), в течение ряда лет изучавший Боливийский оловянный пояс, считает, что распространенные в его пределах малые интрузии кварц-монцонитового состава представляют собой апикальные, более основные отщепления крупных гранитных батолитов, скрытых на глубине. Он подчеркивает при этом, что связь оловянных руд с малыми интрузиями монцонит-порфиорового

типа является не генетической, а пространственной, потому что рудные растворы происходят из глубинных кислых пород. Доказательство этого положения он видит в том, что рудные жилы, рассекающие на поверхности малые интрузии, на глубине покидают их и переходят во вмещающие осадочные породы.

Альфелд (1932) высказывает далее предположение, что месторождения Боливийского типа не являются чем-то исключительным, а представляют собой нормальный тип близповерхностных месторождений во всех оловоносных провинциях мира. Однако в районах глубоководированных месторождения этого типа, вместе с образовавшимися одновременно малыми гипабиссальными интрузиями, до настоящего времени не сохранились. К заключению о связи месторождений касситерит-сульфидного типа с криптобатолитовыми зонами интрузий приходит и Такео Като (1928), исследовавший месторождения, связанные с позднегерцинским вулканизмом Японии. Этот автор приводит описание малых интрузий, представленных дайками, различными по составу и сопровождающими рудные месторождения, утверждая при этом, что дайки и руда имеют только братское родство, а подлинный и общий для тех и других источник обнажается на поверхности только в редких случаях.

Как видно из сказанного, взгляды упомянутых авторов на связь магматизма и оруденения во многом совпадают с изложенными в нашей статье. В самом деле, по данным обоих авторов, месторождения касситерит-сульфидного типа в Боливии и Японии неизменно ассоциируются с гибридными интрузиями среднего состава, подобно тому как это наблюдается в Приморье. Эта связь, однако, не генетическая, а пространственная, ибо подлинный источник оруденения отличается более кислым составом и остается нескрытым на поверхности. В Приморье, по нашим данным, подобным источником является остаточный аляскитовый расплав, возникший в процессе контаминации исходной магмы и при застывании образовавший красные граниты. Альфельд и Такео Като, не занимавшиеся специально вопросом генезиса малых гибридных интрузий, тем не менее также считают подобным источником граниты (гранитные батолиты, по Альфельду). Приведенные данные для зарубежных месторождений касситерит-сульфидного типа лишней раз свидетельствуют о том, что источник оруденения следует искать в данном случае в конкретных, залегающих на небольшой глубине кислых интрузиях, а не относить его в недосыгаемые глубины.

На территории Приморья наличие установленной пространственной связи позволяет считать выходы гибридных интрузий монзонитового ряда, криптобатолитовые участки контактно-измененных пород кровли и скопление даек диорит-порфиритов поисковым критерием на цветные и редкие металлы, уже успевшим в ряде случаев оправдать себя.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Петрография Ыллымахского интрузива. Геолгиздат, 1947.
Готман Я. Д. К вопросу об оловоносных интрузиях Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 6.
Ицксон М. И. Тезисы к докладу на конференции ВСЕГЕИ по вопросам рудообразования, 1952.
Кропоткин П. Н. и Салун С. А. Основные черты тектоники Сихотэ-Алиня. Фонды ИГН АН СССР, 1948.
Материков М. П. Сталинское оловянно-полиметаллическое месторождение. Сов. геология, 1947, № 26.
Полячков К. Д., Батурин В. В. и Степанов И. И. Геологическое строение и гидрогеология района Советской Гавани. Спецгео, рукопись, фонды ВГФ, 1940.

- Радкевич Е. А. Касситеритово-сульфидные месторождения. 1953.
- Фаворская М. А. О некоторых явлениях метаморфизма на контактах третичных «серых гранитов» (Южное Приморье). Тр. ИГН, вып. 107, сер. петрогр. (№ 31), 1948.
- Фаворская М. А. Новые данные по молодому вулканизму Южного Приморья. Вестн. АН СССР, 1949.
- Фаворская М. А. Этапы развития молодого вулканизма Южного Приморья. Изд. АН СССР, сер. геол., 1950, № 3.
- Фаворская М. А. К вопросу о генезисе третичных интрузий монцонитового типа на Дальнем Востоке. Тр. ИГН, вып. 148, сер. петрогр., 1953.
- Шипулин Ф. К. Третичные гранитоиды Южного Приморья и некоторые данные по их металлогении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 5.
- Ярмолюк В. А. Геологическое строение Восточного склона Сихотэ-Алиня между реками Кхущин и Единка. Рукопись, фонды ДВГУ, 1947.

М. Г. РУБ

ДОМЕЛОВЫЕ ГРАНИТЫ ГРОДЕКОВСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ

I. ВВЕДЕНИЕ

Граниты, входящие в состав так называемого гродековского интрузивного комплекса, широко развиты в западной части Ханкайского древнего массива, слагая ряд интрузивов, в том числе большой Гродековский, Посьетский, Вознесенский, Чихезский, Первомайский и др.

Ханкайский древний массив имеет, по данным П. Н. Кропоткина, сложное строение и делится на две подзоны: северо-восточную, прослеживающуюся от г. Ворошилова-Уссурийского на юго-западе через Спасск-Дальний — Лесозаводск до нижнего течения р. Иман на северо-востоке, и западную подзону, расположенную к западу от предыдущей. Северо-восточная подзона характеризуется широким развитием докембрийских и кембрийских толщ, прорванных ниже- или среднепалеозойскими гранитами, на которых кое-где сохранились остатки мезозойских и верхнепалеозойских отложений. Для этой подзоны характерна ориентировка складок в древних толщах с юго-востока на северо-запад, т. е. преимущественно перпендикулярно к направлению мезозойской складчатости. В западной подзоне докембрийские породы наблюдаются только в отдельных участках, причем как докембрийские, так и ниже- и среднепалеозойские отложения сильно метаморфизованы. Верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения значительно дислоцированы, в то время как нижний мел очень слабо дислоцирован и лежит на глубокоэродированной поверхности Гродековского массива. В отмеченной подзоне интенсивно проявилась верхнепалеозойская — мезозойская складчатость (Верхоянский цикл).

II. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРОДЕКОВСКИХ ГРАНИТОИДОВ

а) Данные о возрасте гранитоидов

До недавнего времени к гродековскому интрузивному комплексу относились гранитоиды верхнеюрского нижнемелового возраста и термин «гродековские» граниты П. С. Бернштейном и другими был введен в литературу как синоним верхнеюрских — нижнемеловых гранитов.

Это определение основывалось главным образом на данных В. З. Скорохода, который в 1933 г. наблюдал южнее Гродековского массива, в бассейне р. Лючихезы, активный контакт серых биотит-роговообманковых гранитов с фаунистически охарактеризованными осадочными отложениями триаса. Последующие наблюдения показали, что упомянутые

граниты слагают небольшие самостоятельные массивы и по петрографическому и химическому составу резко отличаются от гранитов Гродековского массива. Граниты же, которыми сложен большой Гродековский массив, Посьетский массив и другие, прорывают и метаморфизуют, как это видно в районе верхнего течения р. Синтухе, по р. Кордонке, в районе ст. Гродеково и в ряде других мест, охарактеризованные фауной верхнепалеозойские отложения.

Эти отложения к северо-западу и западу от ст. Гродеково представлены в нижней части аркозовыми песчаниками с линзами конгломератов. В конгломератах наблюдается большое количество обломков полевых шпатов, кварца, гальки, кварцитов, кремнистых сланцев и других пород. Мощность этого горизонта до 100 м.

Выше залегает толща известняков, переслаивающихся с известковыми и известково-глинистыми сланцами; мощность этой толщи 1500—2000 м. В известняках обнаружено большое количество фауны брахиопод, мшанок, фораминифер, члеников криноидей. Ниже приводится список фауны, определенной Д. Ф. Маслянниковым как нижнепермская: *Marganifera involuta* Tsch., *Productus prudoni* Dal., *Spiriferella cristata* Schl., *S. saranae* Salt vor litha, *Spirifer nitiensis* Dienl., *S. fasciger* Keys, *Camaroforia* sp. indet, *Enteletes* sp., *Fenestella*, *Productus (marganifera)* sp., *P. anonia* cf. *barenzi* Milis, *Spiriferella rajah* Salt, *S. litha* Tracks, *Fistulipora* sp. indet, *Fenestella* sp. indet и др.

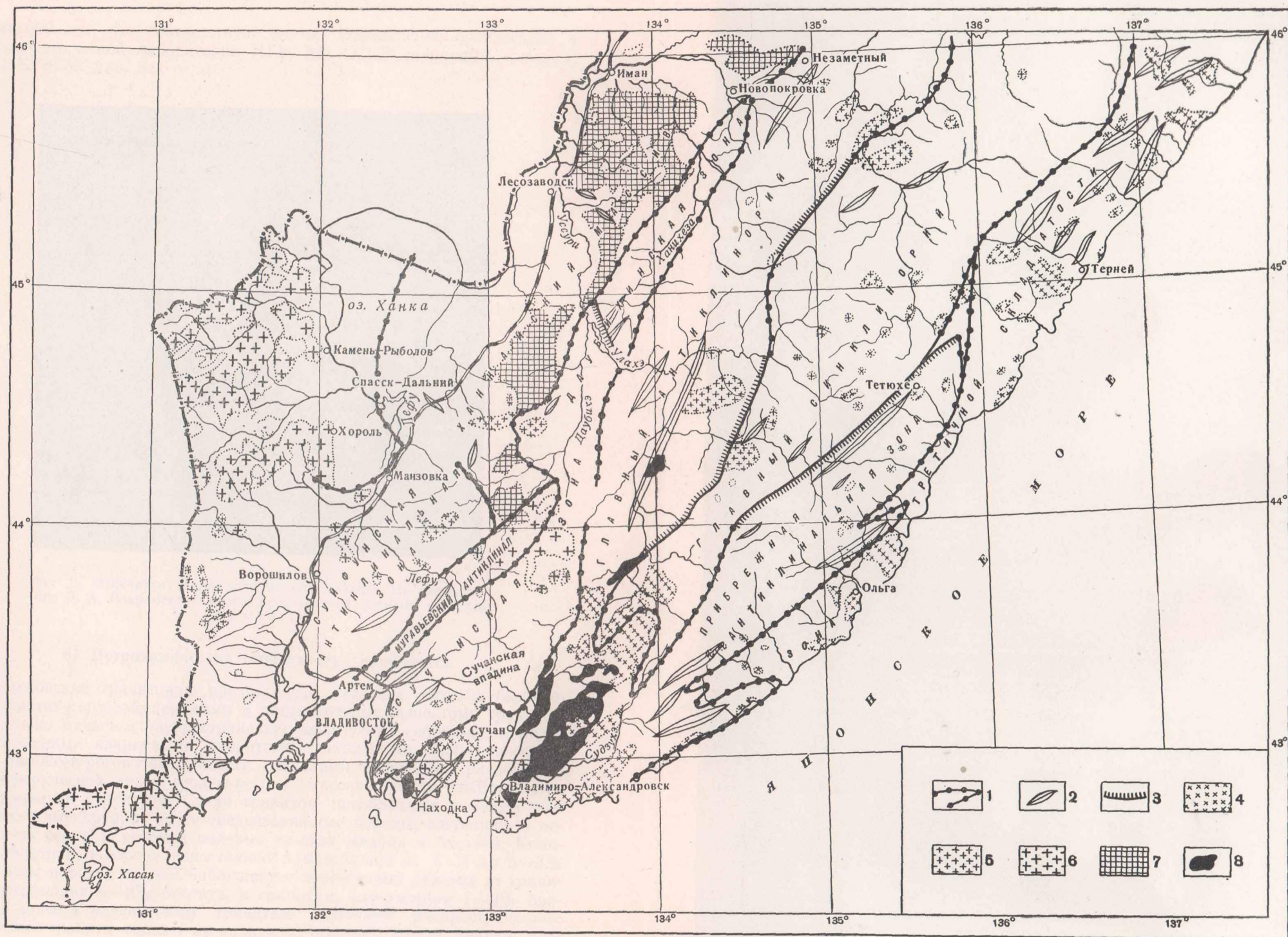
Выше известняковой толщи обнаружены светлые аркозовые песчаники, которые переслаиваются с глинистыми сланцами, содержащими остатки флоры. Мощность этой толщи 1100—1300 м. По р. Кордонке в 1948 г. П. Н. Кропоткин обнаружил в глинистых сланцах остатки криноидей неопределенного возраста.

Взаимоотношения гродековских гранитов с отложениями триаса и юры нами нигде не установлены; что же касается юрских и верхнетриасовых отложений, выделенных В. З. Скороходом в нижнем течении р. Падахеза и прорванных гродековскими гранитами, то они ничем не отличаются от вышеописанных верхнепалеозойских толщ.

На глубоко размытой поверхности гродековских гранитов трансгрессивно залегают нижнемеловые отложения (Никан с остатками флоры (нижнее течение р. Падахеза, район с. Владимировки, Липовцы). На западном побережье озера Ханка, в 1,5 км к северу от пос. Камень-Рыболов, в 1950 г. нами также были обнаружены песчаные и глинистые сланцы, лежащие на размытой поверхности гранитов и содержащие отпечатки флоры, представленной, по определениям А. Н. Криштофовича и В. А. Вахрамеева, *Aneimia elengata* (Newberry) Knowlton (фиг. 2), *Coniopteris* sp., близкий к *C. angarensis* Ргун., *Cladophlebis* sp., *Podozamites* sp., *Ctenis* sp. По мнению В. А. Вахрамеева, совместное присутствие таких форм, как *Aneimia elengata*, ранее описанная из верхнего мела США, с такими формами, как *Coniopteris* sp., близкий к *C. angarensis* Ргун., встречающийся в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях, свидетельствует о нижнемеловом возрасте описываемых слоев.

На основании вышеизложенного возраст гродековских гранитов определяется как домеловой. Ввиду того что нижнемеловые отложения лежат, как отмечено, на глубоко размытой поверхности гранитов, возраст гродековских гранитов с наибольшей вероятностью устанавливается как верхнепалеозойский — нижнемезозойский.

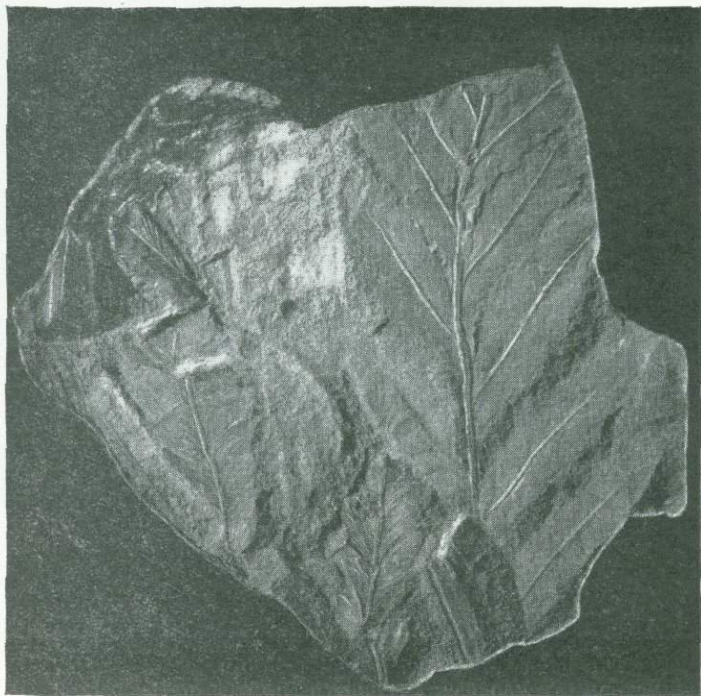
Подтверждением этого является определение абсолютного возраста гродековских гранитов из Хорольского гранитного массива, обн. 367 (по монациту, отобранному из искусственных шлихов), давшее



Фиг. 1. Схема тектоники и расположение интрузии Южного Приморья. Составили П. Н. Кротокин и М. Г. Руб. 1948.

1 — границы структурных зон; 2 — антиклинали; 3 — разломы, сбросы, сдвиги; 4 — граниты P_g; 5 — граниты J + Cr; 6 — граниты P + T₁; 7 — граниты P_{z1} + P_{z2}; 8 — интрузии основного состава.

270 000 000 лет, что соответствует перми. Определение произведено в рентгенохимической лаборатории ИГН АН СССР свинцовым методом; точность ± 50 млн. лет.



Фиг. 2. Отпечатки флоры в глинистых сланцах. По определению В. А. Вахрамеева, флора представлена *Aneimia elengata* Newberry.

б) Петрохимические особенности гранитоидов

Гродековские гранитоиды представлены главным образом биотитовыми, биотит-роговообманковыми и аляскитовыми разновидностями гранитов. Значительно меньшим распространением пользуются гибридные породы, представленные кварцевыми диоритами, кварцевыми диорит-монцонитами, пироксен-роговообманковыми гранитами и другими разновидностями. В периферической части гродековского массива часто наблюдается порфиroidная структура. Среди гранитов преобладают розовые или розовато-серые крупно-, реже среднезернистые породы, состоящие в основном из серых и розовых полевых шпатов, кварца и биотита. Количество биотита в породе непостоянно и колеблется от 1—2 до 6—8% всей массы породы, причем наблюдается постепенный переход от гранитов, содержащих 6—8% биотита, к гранитам, содержащим 1—2% биотита, и далее к аляскитовым гранитам. Наиболее распространенные биотитовые граниты состоят из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза и биотита; в подчиненном количестве присутствует роговая обманка. Аксессуары минералы — циркон, апатит, монацит, сфен, магнетит и флюорит. Вторичные — серицит, хлорит, гидроокислы железа, эпидот, цоизит, клиноцоизит. Структура гипидиоморфнозернистая, гранит-

ная, в отдельных участках микропегматитовая. Количественное содержание отдельных минералов в описываемых гранитах дано в табл. 1.

Таблица 1

Количественное содержание минералов гродековских гранитов
(Подсчитано на интеграционном столике системы «Leitz»)

№ шлифа	Название пород	Содержание минералов (в %)									
		калиевый полевой шпат	кварц	плаггиоклаз	роговая обманка	биотит	циркон	турмалин	граниты	рудный минерал	неразделенные акцессорные
1386	Крупнозернистые биотитовые граниты	45,5	28,3	25,4	—	0,7	0,1	—	—	—	—
1393	То же	42,9	37,3	18,7	—	1,1	—	—	—	—	—
1402	" "	33,7	31,5	31,0	—	3,0	—	—	—	0,5	0,3
70	" "	29,6	34,9	31,4	—	3,6	—	—	—	0,5	—
1156	" "	40,8	26,5	29,3	—	3,4	—	—	—	—	—
1550	" "	39,2	24,9	27,6	—	8,0	—	—	—	0,4	—
72	" "	50,2	30,7	15,1	—	3,6	—	—	—	—	0,4
66	" "	43,2	29,6	23,6	—	3,1	0,3	—	—	0,2	—
3676	" "	52,7	23,5	13,6	—	8,8	0,4	—	—	0,2	0,6
1622	" "	42,4	39,6	12,2	—	4,1	—	—	1,2	—	0,3
1444	" "	38,9	39,5	18,0	—	2,9	—	—	—	0,4	0,3
1550	" "	37,2	40,1	16,3	—	5,2	0,4	—	—	0,8	—
1377	" "	66,3	21,7	11,0	—	0,6	0,4	—	—	—	—
84	" "	31,8	43,2	22,0	—	2,8	0,2	—	—	—	—
108/48	" "	44,4	39,6	12,2	—	3,3	—	—	—	—	0,4
80в	" "	53,5	31,3	12,5	—	2,2	—	—	—	—	0,5
367	" "	28,5	34,0	28,0	—	8,5	—	—	—	—	1,0
13866	Мелкозернистые биотитовые граниты	35,6	33,5	29,2	—	1,7	—	—	—	—	—
1393а	То же	40,6	31,4	26,3	—	1,7	—	—	—	—	—
14096	" "	21,8	39,5	38,0	—	1,1	—	—	—	—	—
1391а	" "	51,7	32,2	15,5	—	0,6	—	—	—	—	—
1389	Биотит-роговообманковые граниты	39,3	24,9	29,0	3,2	3,0	—	—	—	0,4	0,2
65	То же	33,8	38,5	25,6	0,8	1,3	—	—	—	—	—
1545	" "	42,5	29,7	21,0	1,5	3,0	—	—	—	0,4	1,9
79	" "	22,8	40,0	31,8	2,0	3,4	—	—	—	—	0,4
1379	Гранодиорит	23,3	12,1	28,5	5,2	20,6	1,7	—	1,7	0,9	—
1457	Порфириовидный биотитовый гранит	41,2	32,0	21,8	—	3,6	—	—	—	0,9	0,5
141а	Аляскитовый порфириовидный гранит	34,3	42,3	23,4	—	—	—	—	—	—	—
1621	Грейзенизированный и турмалинизированный гранит	22,9	62,2	11,9	—	1,5	0,5	0,7	—	—	—
1620	Грейзенизированный гранит	19,0	66,3	14,0	—	0,4	—	—	—	—	0,3

Калиевый полевой шпат наблюдается в виде табличатых кристаллов или зерен неправильной формы, размером 0,6—4 мм в поперечнике. Часто в калиевых полевых шпатах хорошо наблюдается типичная микроклиноватая решетка. В одном участке встречен зональный кристалл микроклина (фиг. 3). Обычно в калиевых полевых шпатах в большом количестве присутствуют пертитовые включения альбита (фиг. 4) самой разнообразной формы в виде ленточек, веточек, листочков и неправильных пятнистых скоплений. Часто в калиевых полевых шпатах присутствуют идиоморфные по отношению к ним кристаллы плаггиоклазов. Калиевый полевой шпат идиоморфен по отношению к кварцу и ксеноморфен — к плаггиоклазам. В некоторых участках видно, как калиевый полевой шпат замещается кварцем.



Фиг. 3. Шлиф № 66/48, гродековский гранит; зональное расположение пертитовых вростков в микроклине. $\times 50$. Ник. +.



Фиг. 4. Шлиф № 2399, биотитовый гранит. $\times 46$.
Ник. +.

Замещение начинается обычно по периферии кристаллов калиевых полевых шпатов и, постепенно расширяясь, захватывает значительную часть кристаллов. В некоторых участках калиевый полевой шпат образует взаимопрорастания с кварцем и в шлифах хорошо наблюдается микропегматитовая структура.

Количество калиевого полевого шпата колеблется от 35 до 50—55% всей массы породы. Спектральные анализы калиевых полевых шпатов даны в табл. 2. Приведенные здесь и ниже спектральные анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН СССР; аналитик — Н. В. Лизунов.

Таблица 2

Результаты спектрального анализа калиевых полевых шпатов из гранитов Гродековского интрузивного комплекса

		Калиевые полевые шпаты из гранита:																					
Образцы элементы	N 1362к N 40к	N 177к	N 1437к	N 1355к	N 1361к	N 1550к	N 1620к	N 80к	N 80ак	N 106к 78	N 112к	N 114к	N 181к	N 141ак 78	N 653к	N 235к	N 1265к	N 2238к	N 2253к	N 2212к	N 2140к	N 2239к	
																							Si, K, Al
Si, K, Al	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Na	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ca	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ba	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Fe	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mg	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sr	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mn	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ti	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ga	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zr	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Be	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Pb	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sn	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cu	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mo	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Bi	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Tl	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
V	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Li	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
W	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sc	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zn	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

1 — очень сильные линии; 2 — сильные линии; 3 — выше среднего; 4 — средние линии; 5 — слабые линии; 6 — очень слабые линии; 7 — следы; 8 — н. следы.

Как видно из табл. 2, во всех калиевых полевых шпатах описываемых гранитов присутствуют Pb, Cu, Ga и большое количество Ba, а также почти во всех Be и Sn.

Кварц встречается в виде зерен неправильной формы размером 0,5—3,5 мм в поперечнике. Он заполняет промежутки между кристаллами полевых шпатов и довольно часто замещает калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Часто зерна кварца обладают аномальным волнистым угасанием. Количество кварца колеблется от 25—30 до 40% всей массы породы.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Плагиоклаз первой генерации встречается в виде призматических кристаллов, явно идиоморфных по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу; размер кристаллов колеблется от 0,8 до 3 мм в поперечнике. В плагиоклазе хорошо наблюдаются полисинтетические двойники по альбитовому закону. Плагиоклаз первой генерации представлен обычно олигоклазом

№ 25—27, реже наблюдается олигоклаз № 13—15. В некоторых участках плагиоклаз первой генерации замещается кварцем, иногда на контакте с калиевым полевым шпатом в плагиоклазах наблюдаются червеобразные вроски кварц-мирмекита. Плагиоклаз первой генерации в различной степени серицитизирован.

Плагиоклаз второй генерации представлен альбитом. Он развивается по периферии кристаллов плагиоклаза первой генерации, а иногда также вокруг микроклина; в отличие от плагиоклаза первой генерации не затронут вторичными процессами. Количество плагиоклаза колеблется от 8—10 до 25% всей массы породы.

Роговая обманка наблюдается редко в виде длиннопризматических кристаллов (длина до 3 мм), реже зерен неправильной формы. Роговая обманка обладает ясно выраженным плеохроизмом от темно-зеленого по Ng до светлозеленого по Np. Хорошо наблюдается спайность; угол угасания $c : Ng = 16-18^\circ$. Все вышеотмеченное говорит, что это обыкновенная роговая обманка. Роговая обманка идиоморфна по отношению к калиевому полевоому шпату и кварцу и ксеноморфна к плагиоклазам.

Биотит представлен двумя генерациями. Биотит первой генерации присутствует в виде пластинчатых кристаллов или листочков размером 0,5—2 мм в поперечнике. Идиоморфные его кристаллы наблюдаются иногда в калиевых полевых шпатах. Биотит второй генерации развит в промежутках между кристаллами полевых шпатов и кварца, местами заполняет трещинки в плагиоклазе первой генерации, калиевом полевоом шпате и кварце. Биотит отчетливо плеохроирует от темнокоричневого по Ng до светлокориичневато-желтого по Np. Количество биотита составляет 1—4% всей массы породы.

Циркон встречается часто (почти во всех шлифах) в небольшом количестве в виде призматических кристаллов с пирамидальными окончаниями. Размер его кристаллов колеблется в пределах долей миллиметра, редко достигая 0,1 мм. Обычно циркон ассоциируется с биотитом, причем в тех случаях, когда кристаллы циркона находятся в биотите, вокруг них наблюдаются плеохроичные ореолы. В искусственных шлифах циркон присутствует в значительных, иногда весовых количествах. Наблюдаются две разновидности циркона:

1) циркон розового или светложелтого цвета, прозрачный, с алмазным блеском, образующий хорошо ограненные кристаллы в виде удлиненной тетрагональной призмы с тетрагональными пирамидами на концах;

2) циркон буроватого цвета, менее прозрачный, чем предшествующий; образует короткопризматические кристаллы.

Спектральный анализ цирконов, отобранных из искусственных шлифов гранитоидов гродековского интрузивного комплекса, дан в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что во всех цирконах присутствуют Fe (средние линии), Y (средние линии), Ca (средние линии), Hf (слабые и средние линии) и Be (слабые линии и следы). Кроме того, почти во всех цирконах присутствуют U (0,05—0,2%) и Th (0,05—0,2%). В некоторых образцах обнаружены Sn и Pb.

Монацит наблюдается довольно редко в отдельных шлифах в незначительном количестве и только в двух участках (вершина р. Синтухе — ключ Агрессивный и в районе с. Хороль) обнаружены повышенные концентрации монацита. Монацит образует призматические кристаллы, размер которых колеблется от тысячных долей миллиметра до 0,06 мм (фиг. 5). От циркона монацит отличается формой кристаллов и косым угасанием.

Таблица 3

Результаты спектрального и рентгенохимического анализов цирконов

Обр. элемент	Спектральные анализы							Рентгено-химические анализы												
	Обр.39	Обр.4	Обр.6	Обр.26	Обр.741	Обр.143	Обр.148	Обр.600	Обр.3	Обр.4	Обр.6	Обр.7	Обр.24	Обр.26	Обр.33	Обр.141	Обр.143	Обр.145	Обр.148	Обр.276
Zr	■	■	■	■	■	■	■		~10%		~10%		~10%	~10%	~10%	~25%	~25%	~10%	~20%	~2%
Si	■	■	■	■	■	■	■													
Fe	■	■	■	■	■	■	■													
Y	■	■	■	■	■	■	■		~0,2%	~0,8%	~0,2%	0,5%	~0,2%	~0,1%	~0,3%	~0,5%	~0,5%	~0,5%	~0,5%	
Ca	■	■	■	■	■	■	■													
Hf	■	■	■	■	■	■	■		1-1,5%		1,0%									
Al	■	■	■	■	■	■	■													
Mg	■	■	■	■	■	■	■													
Mn	■	■	■	■	■	■	■													
Ti	■	■	■	■	■	■	■													
Be	■	■	■	■	■	■	■													
Cu	■	■	■	■	■	■	■													
Sr	■	■	■	■	■	■	■													
K			■	■			■													
La																				
Sc					■		■													
Sn	■	■																		
P					■															
Li																				
Tl									0,2%		0,2%									
Th									0,2%	~0,05%					~0,05%		~0,05%	~0,05%	~0,05%	
U									~0,05%	0,4%	~0,05%	0,1%	~0,2%		~0,05%	~0,05%	~0,2%	~0,1%		

■ 1 ■ 2 ■ 3 ■ 4 ■ 5 ■ 6 ■ 7 ■ 8

1 — очень сильные линии; 2 — сильные линии; 3 — выше среднего; 4 — средние линии; 5 — слабые линии; 6 — очень слабые линии; 7 — следы; 8 — н. следы.

Апатит наблюдается в незначительном количестве в виде игольчатых или короткостолбчатых кристаллов, размер которых колеблется в пределах сотых долей миллиметра. В искусственных шлихах апатит встречается довольно часто в виде гексагональных призм или кристаллов боченкообразных форм. Апатит в шлихах бесцветный.

Сфен встречается в незначительном количестве. В шлихах сфен наблюдается в виде клиновидных кристаллов, реже зерен неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,1 мм; обычно ассоциируется с рудным минералом и темноцветными. В искусственных шли-



Фиг. 5. Шлиф № 716/48. Монацитоносные граниты.
Кристаллы монацита. $\times 46$. Ник. +.

хах сфен присутствует в виде зерен неправильной формы. Сфен в шлихах обладает светлой буровато-желтой или желтой окраской, блеск жирный.

Рудный минерал — магнетит присутствует в небольшом количестве в виде изометричных кристаллов или чаще зерен неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,3 мм; обычно ассоциируется с темноцветными.

Флюорит обнаружен в незначительном количестве в некоторых шлихах и в искусственных шлихах. Флюорит образует зерна неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,2, редко 0,3 мм, обычно заполняя промежутки между кристаллами полевых шпатов. Флюорит в проходящем свете бледнофиолетовый.

Химические анализы гранитоидов

Оксиды	Весовые								
	Гродековский интрузивный комплекс								
	Гродековские граниты					Вознесенские граниты			
	Обр. 66 биотитовый гранит	Обр. 143 биотитовый гранит	Обр. 3676 монаци- тоносный гранит	Обр. 1455 порфи- ровидный гранит	Обр. 1377 биотитовый гранит	Обр. 164 биотитовый гранит	Обр. 357 алаяски- товый порфир	Обр. 178 турмали- низиро- ванный гранит	Обр. 550 биотитовый гранит
SiO ₂	73,76	71,30	63,36	71,84	67,69	74,55	74,9	70,04	71,64
TiO ₂	0,15	0,15	0,39	0,04	0,47	0,15	0,19	0,20	0,17
Al ₂ O ₃	13,48	14,57	19,03	15,32	17,37	13,12	12,88	15,56	15,15
Fe ₂ O ₃	1,33	1,18	0,92	0,96	2,08	1,56	2,59	1,03	1,17
FeO	0,50	1,07	2,30	0,58	0,44	0,78	0,00	1,13	0,43
MnO	0,05	0,00	—	0,07	0,02	0,00	0,01	0,05	—
MgO	0,52	0,45	0,47	0,32	0,67	0,70	0,12	0,50	0,44
CaO	1,60	1,72	1,64	0,95	2,41	1,14	0,56	1,23	0,68
Na ₂ O	3,26	4,02	4,64	3,92	3,86	2,75	4,10	3,34	3,30
K ₂ O	4,47	4,15	6,10	5,97	3,25	4,06	4,17	5,30	5,80
H ₂ O ⁻	0,35	0,15	0,00	0,07	0,69	0,00	0,26	0,16	0,36
H ₂ O ⁺	0,54	0,49	0,26	0,26	1,34	0,64	0,64	0,98	0,80
P ₂ O ₅	0,18	0,23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,22	Не опр.	0,27	Не опр.
Li ₂ O	Следы	0,04	0,08	"	"	0,04	0,04	0,08	0,07
BeO	Не опр.	Не опр.	0,04	"	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03
F	Следы	Следы	Следы	0,08	0,08	Следы	"	Следы	Не опр.
B ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Следы	Следы				
П. п. п.	0,28	0,35	0,17	—	—	0,29	—	0,48	—
Сумма	108,28	99,87	99,83	100,39	100,37	100,00	100,40	100,02	100,04
	Числовые характеристики								
a	13,4	14,7	19,3	16,7	12,9	11,41	14,5	14,3	15,2
c	1,6	2,02	2,0	1,0	2,9	1,31	0,7	1,4	0,9
b	3,3	3,03	6,2	2,7	7,4	5,6	2,9	5,9	4,8
s	81,6	80,2	72,6	79,4	76,7	81,5	81,9	78,4	79,1
f'	48,0	62,2	48,9	45,2	57,2	32,1	41,1	31,8	28,8
m'	24,0	24,4	13,3	16,6	14,5	19,5	6,7	13,6	13,6
l	0,16	0,16	0,5	0	0,4	0,16	0,8	0,25	0,25
φ	32	31,1	13,3	28,5	21,8	41,3	71,1	26,8	19,2
p	52,4	59,6	54	5,0	64,2	50,5	59,5	50,0	46,2
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	—
a'	28,0	13,3	37,8	76,1	58,1	48,0	22,2	84,5	57,6
Q	34,9	29,0	4,5	24,6	24,8	39,1	35,1	13,6	26,9
$\frac{a}{c}$	8,3	7,2	9,6	16,7	4,4	8,6	21	10,2	16,9

Примечание. Анализы произведены в химической лаборатории ИГН 108—П. Н. Ниссенбаум. Обр. 1355, 1494, 14, 55. 1377—Князева. Обр. 1257, 1332,

Таблица 4

гродековского интрузивного комплекса

Оксиды	Весовые								
	Гродековский интрузивный комплекс								
	Осиновские граниты					Вознесенский район			
	Обр. 1355 биотитовый гранит	Обр. 1257 турмалино- вый гранит	Обр. 1275 биотитовый гранит с турмали- ном	Обр. 108 грейзенизи- рованный порфи- ровидный гранит	Обр. 3616 грейзенизи- рованный гранит	Обр. 2026 габбро	Обр. 1332 диорит- монцит	Обр. 118 гранит- порфир	Обр. 1494 гранодио- рит-пор- фир
SiO ₂	75,18	75,3	73,84	75,18	72,40	43,00	54,10	72,28	69,99
TiO ₂	0,04	Следы	0,30	0,05	0,12	0,21	1,09	0,17	0,23
Al ₂ O ₃	13,58	14,31	14,42	13,83	15,31	21,09	21,74	13,82	15,34
Fe ₂ O ₃	0,49	0,87	0,68	1,29	0,86	1,64	1,71	1,55	0,97
FeO	0,44	0,68	0,32	Не опр.	0,43	5,33	6,13	0,86	1,66
MnO	0,02	Следы	0,03	0,03	—	Следы	0,10	—	0,04
MgO	0,31	0,23	0,24	1,42	0,84	11,85	1,82	0,34	0,51
CaO	0,95	0,47	0,56	0,71	0,92	15,20	5,12	1,00	1,63
Na ₂ O	4,21	4,0	1,32	1,08	0,79	0,14	4,00	4,05	3,90
K ₂ O	4,68	3,42	5,72	4,10	5,80	0,59	3,17	4,14	5,04
H ₂ O ⁻	0,07	0,1	0,24	0,26	0,28	0,20	0,16	0,20	0,16
H ₂ O ⁺	0,32	0,4	0,88	0,67	1,00	0,88	0,52	0,64	0,51
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Li ₂ O	"	"	—	"	"	"	"	0,05	"
BeO	"	"	Не опр.	"	Следы	"	"	0,04	"
F	0,06	"	1,80	1,62	0,88	"	"	Не опр.	0,04
B ₂ O ₃	Следы	"	0,15	Не опр.	Не опр.	"	"	"	Следы
П. п. п.	—	—	0,75	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,35	99,78	99,75	100,24	100,00	100,13	99,66	99,84	100,02
	по А. Н. Заварицкому								
a	15,4	13,00	10,7	7,9	9,8	0,9	13,9	15,1	15,6
c	0,9	0,5	0,5	0,8	1,1	14,2	6,4	1,2	1,9
b	1,3	5,6	7,9	10,9	10,2	33,4	14,3	2,5	3,9
s	32,1	80,9	80,9	80,4	78,9	51,2	65,0	81,2	78,6
f'	60	20,6	9,9	9,4	11,6	20	53,2	79,5	60,7
m'	35	5,7	4,1	20,5	13,4	62,4	22,3	29,5	21,4
l	0	0	0,3	0,08	0,2	0,4	1,4	0,95	0,2
φ	30	11,4	6,6	9,4	7,7	4,2	10,9	61,3	21,4
p	58,1	69,3	25,5	27,0	17,4	28,5	66,3	55,0	54,3
c'	5	—	—	—	—	75,3	—	—	—
a'	—	73,5	—	70,1	75,2	—	23,8	—	35,7
Q	32,9	35,3	40,7	33,2	37,1	12,5	15,1	31	34,1
$\frac{a}{c}$	17,2	26	21,4	9,8	9	—	2,1	13,8	8,6

АН СССР. Обр. 66, 143, 164, 178 аналитик—Арест-Якубович. Обр. 367-6, 550, 361-6/118 2026—Князева. Обр. 1275—Ломейко. Обр. 357—З. Васильева.

На основании взаимоотношения минералов мы приходим к выводу, что минералообразование развивается в такой последовательности:

магнетит → плагиоклаз первой генерации → роговая обманка → биотит первой генерации → калиевый полевой шпат → кварц → циркон, апатит, сфен, монацит, флюорит, биотит второй генерации → плагиоклаз второй генерации.

Вторичные процессы, проявленные неравномерно и в общем не достигающие значительной интенсивности, выражаются в пелитизации калиевых полевых шпатов, серицитизации плагиоклазов, хлоритизации темноцветных, замещении рудного минерала гидроокислами железа и образовании минералов эпидот-цоизитовой группы, заполняющих в породе трещинки и пустоты.

Помимо описанных выше минералов, в искусственных шлихах обнаружены турмалин, анатаз, гранаты, арсенопирит, пирит, ильменит, а также единичные зерна светло- и темнобурого касситерита.

Химические анализы гродековских гранитов обр. 66, 143, 367, 145, 1377 даны в табл. 4.

Спектральные анализы биотитовых гранитов гродековского интрузивного комплекса даны в табл. 5.

Таблица 5

Результаты спектрального анализа биотитовых гранитов гродековского интрузивного комплекса

Образцы Элементы	№ 80/48	№ 80а 48	№ 106 48	№ 112 48	№ 142а 48	№ 114 48	№ 367 б	№ 1550 а	№ 98/48	№ 115 48	№ 2399	№ 2547	№ 2550
SiAl	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ca	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Na	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Fe	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ba	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sr	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mg	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ti	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mn	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
V	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zr	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ga	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cu	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Pb	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cr	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Be	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ge	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
K	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Li	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sn	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

■ 1 ■ 2 ■ 3 ■ 4 ■ 5 ■ 6 ■ 7 ■ 8

1 — очень сильные линии; 2 — сильные линии; 3 — выше среднего; 4 — средние линии; 5 — слабые линии; 6 — очень слабые линии; 7 — следы; 8 — н. следов.

Из табл. 5 видно, что довольно часто в гродековских гранитах присутствуют Be и Sn. Кроме того, в описываемых гранитах в значительном количестве (сильные и средние линии) присутствуют Ba и Sr и постепенно отмечается Ga (следы или слабые линии).

В ряде участков вышеописанные граниты катаклазированы. Катаклазированные граниты приурочены обычно к зонам нарушения северо-западного и северо-восточного направления. Катаклиз проявляется в облачном угасании кварца; в раздробленности кристаллов как полевых шпатов, так и кварца с заполнением трещин в этих кристаллах мелкозернистым вторичным кварцем; в изогнутости листочков слюды; в перекристаллизации части зерен кварца, в результате которой мы имеем отдельные участки, сложенные средне- или мелкозернистым кварцем с торцовой структурой.

Обычно в катаклазированных гранитах более сильно развиты вторичные процессы, а иногда в большом количестве присутствуют эпидот, цоизит и клиноцоизит. В некоторых участках в катаклазированных гранитах наблюдается гнейсовидная текстура, обусловленная ориентировкой породообразующих минералов в одном направлении.

Как уже выше отмечено, в некоторых участках наблюдается постепенный переход от биотитовых гранитов, содержащих 4—5% биотита, к гранитам с незначительным количеством биотита и далее к аляскитовым гранитам. Аляскитовые граниты макроскопически представляют собой розовые, реже розовато-серые среднезернистые породы, состоящие в основном из розового и серого полевых шпатов и кварца. В породе хорошо наблюдается микропегматитовая структура. Под микроскопом видно, что аляскитовые граниты состоят из калиевого шпата, обычно микроклина, кварца и плагиоклаза, представленного альбитом или альбит-олигоклазом. Акцессорные — циркон, рудный минерал. Структура породы микропегматитовая.

На побережье озера Ханка, в районе с. Алексеевки и к северу от нее, в 3 км к юго-западу от с. Хороль, в районе Сергеевского месторождения, в верхнем течении р. Синтухе — ключ Агрессивный и других местах среди крупно- и среднезернистых биотитовых гранитов наблюдаются грейзенизированные граниты. Иногда они приурочены к определенным зонам северо-западного направления (побережье озера Ханка). Макроскопически грейзенизированные граниты представляют собой светло- или зеленовато-серые среднезернистые породы. Они состоят в основном из кварца, мусковита, серицита, реликтов калиевых полевых шпатов и плагиоклазов. Второстепенные минералы представлены цирконом, апатитом, рутилом, гранатами, касситеритом, флюоритом и рудным минералом.

В некоторых участках в грейзенизированных гранитах хорошо наблюдается бластогранитная структура, в других степень грейзенизации настолько велика, что порода превращена в кварц-серицит-мусковитовый грейзен. В районе ключа Агрессивного в грейзенах обнаружен топаз. Помимо вышеотмеченных минералов, в искусственных шлихах грейзенизированных гранитов обнаружены единичные зерна галенита, базовисмутита и анатаза.

В 4 км к юго-западу от с. Хороль (обн. 1620—1622) в грейзенизированных гранитах в значительном количестве, до 5—7%, присутствует турмалин; наблюдаются две генерации турмалина. Турмалин первой генерации образует призматические кристаллы размером до 0,8 мм в поперечнике, идиоморфные по отношению к кварцу. Кварц выполняет в этом турмалине трещинки. Взаимоотношение этого турмалина с полевыми шпатами не наблюдалось. Турмалин второй генерации заполняет промежутки между кристаллами кварца. Турмалин как первой, так и второй генерации обладает ясно выраженным плеохроизмом от более густого коричневого по Nr до светлокоричневого по Ng. В некоторых

кристаллах наблюдается зональное распределение окраски. Результаты спектральных анализов турмалина даны в табл. 9.

Часто описываемые грейзенизированные граниты и грейзены секутся прожилками и жилами кварца мощностью от долей сантиметра до

Таблица 6

Результаты спектрального анализа гродковских грейзенизированных гранитов

Образцы элементы	Грейзенизированные граниты				N 1487б	N 1490	Грейзенизированные кварц-жила грейзени- с включен. зирован. турмалинизированные граниты		
	N 1490а	N 1487а	N 1487в	N 1487б	грейзениз. гранита	гранит	N 1620	N 1620а	N 1620а
SiAl	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Fe	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mg	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ca	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Na	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ti	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sr	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ba	■	■	■	■	■	■	■	■	■
V	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mn	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Pb	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sn	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cu	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zr	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ga	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cr	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Be	■	■	■	■	■	■	■	■	■
K	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Li	■	■	■	■	■	■	■	■	■
W	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zn	■	■	■	■	■	■	■	■	■
As	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mo	■	■	■	■	■	■	■	■	■
B	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ag	■	■	■	■	■	■	■	■	■

1 — очень сильные линии; 2 — сильные линии; 3 — выше среднего; 4 — средние линии;
5 — слабые линии; 6 — очень слабые линии; 7 — следы; 8 — н. следы.

50 см. В районе с. Алексеевки в кварцевых жилах, секущих грейзенизированные граниты и грейзены, наблюдается большое количество пустот,

выполненных мелкими (размером до 0,5 см) друзами кварца, и густая вкрапленность пирита.

Спектральные анализы грейзенизированных гранитов даны в табл. 6, из которой видно, что в грейзенизированных гранитах присутствуют обычно Be , Li , V и Sn .

В юго-западной части Гродековского массива, вблизи контакта с верхнепалеозойскими осадочными породами (районы с. Софье-Алексеевского, поселка Байкал, среднего и нижнего течения р. Падахезы) в гранитах наблюдается большое количество ксенолитов почти нацело гранитизированных осадочных пород неправильной формы. Размеры ксенолитов колеблются от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров в поперечнике. В некоторых обнажениях, особенно в обн. 230, можно наблюдать как бы постепенную гранитизацию осадочных пород. В первую стадию наблюдается проникновение гранитов по трещинкам в осадочные породы, причем эти трещинки идут согласно слоистости осадочных пород; затем граниты начинают постепенно пропитывать всю породу, и в конечной стадии осадочная порода настолько изменяется, что по петрографическому облику ничем не отличается от слабо сгнейсованного мелкозернистого гранита. В некоторых участках в ксенолитах наблюдаются следы слоистости (обн. 230), которая имеет простирание северо-западное 345° , падение северо-восточное под углом 50° , т. е. аналогичное простиранию обычных верхнепалеозойских осадочных пород.

Следует отметить, что количество темноцветных компонентов в гранитах увеличивается по мере приближения к ксенолитам и, наоборот, уменьшается по мере удаления от них. Вообще в юго-западной части Гродековского массива широко развиты гибридные породы, представленные диоритами, кварцевыми диоритами, сиенитами, диорит-монцонитами и другими разностями. Кроме того, гибридные породы обнаружены нами и довольно детально изучены в бассейне р. Синтухе, в районе с. Алексеевки.

В 3 км к востоку от с. Алексеевки в гранитах, прорывающих известняковую толщу, наблюдается большое количество ксенолитов роговиков и скарнированных известняков. Размер ксенолитов колеблется от нескольких сантиметров (фиг. 6) до нескольких метров в поперечнике. На контакте с роговиками и скарнами наблюдаются кварцевые диориты, кварцевые диорит-монцониты и пироксен-роговообманковые граниты, которые постепенно, по мере удаления от контакта, переходят в нормальные граниты.

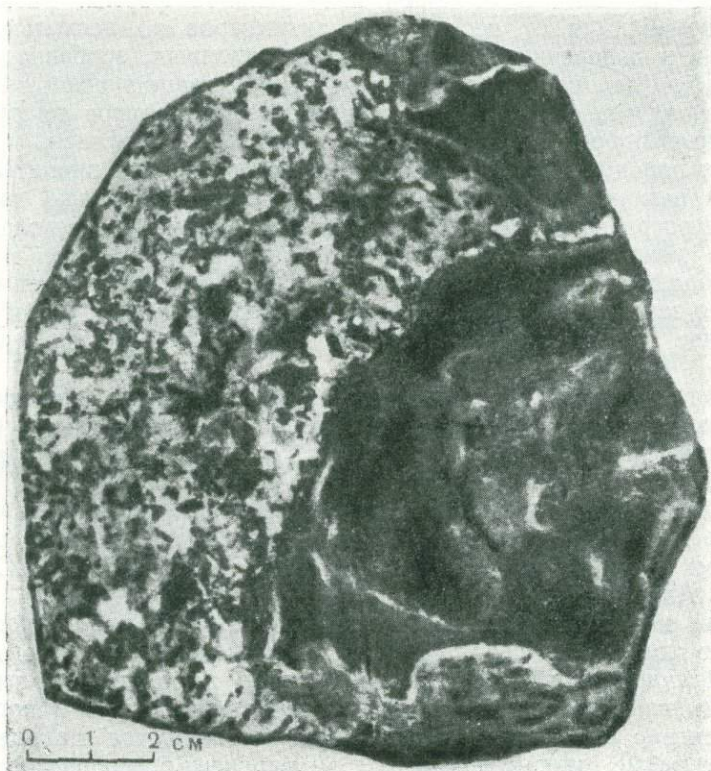
Участки, сложенные гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами, ориентированы в северо-западном направлении. К ним приурочены заброшенные старые ямы, в отвалах которых найдены магнетитовые руды.

В искусственных шлихах из пироксен-гранатовых скарнов обнаружены весовые количества шеелита.

Как отмечено выше, на контакте со скарнами развиваются кварцевые диориты, кварцевые диорит-монцониты и пироксен-роговообманковые граниты. Кварцевые диориты наблюдаются на непосредственном контакте со скарнами. Кварцевые диориты представляют собой зеленовато-серые среднезернистые породы, состоящие в основном из плагиоклаза (андезин), роговой обманки, пироксена (диопсид) и кварца. В небольшом количестве присутствуют биотит, сфен, апатит, циркон, рудный минерал. Вторичные — серицит, сосюрит, хлорит, клиноцоизит, гидроокислы железа. В искусственных шлихах установлены в значитель-

ном количестве сфен и апатит и в незначительном — циркон; обнаружены также в небольшом количестве гранаты, галенит, пирит.

Кварцевые диорит-монциты, представляющие собой серые или розовато-серые среднезернистые породы, состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки и кварца. Второстепенные минералы — сфен, апатит, ортит, циркон, рудный минерал. Структура породы кристаллобластовая, в отдельных участках монцитовая. Калиевый полевой шпат в описываемых породах нерешетчатый. Пертито-



Фиг. 6. Обр. 1441°. Ксенолит переработанных известняков в гранитах. На контакте с известняками граниты обогащены темноцветными.

вые включения альбита присутствуют в незначительном количестве. Количество калиевого полевого шпата колеблется в пределах 30—45%. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином № 34—36, иногда наблюдаются зональные плагиоклазы. Ядро в них сложено основным андезином, а оболочки — олигоклаз-андезином и олигоклазом. Количество плагиоклаза составляет 25—40% всей массы породы.

Роговая обманка обыкновенная; количество ее составляет 5—18% всей массы породы. Кварц присутствует в виде зерен неправильной формы. Количество его колеблется от 8—10 до 15%. Второстепенные минералы, за исключением сфена, обычно присутствуют в незначительном количестве. Количество сфена колеблется от 2—3 до 5%. Он наблюдается в виде клиновидных кристаллов или зерен неправильной

формы, размером от 0,1 до 1,2 мм в поперечнике. Кристаллы сфена ассоциируются обычно с роговой обманкой и рудным минералом. Часто сфен окружает зерна рудного минерала.

Пироксен-роговообманковые граниты располагаются в 20 м от непосредственного контакта со скарнами. Это зеленовато-серые среднезернистые породы, состоящие из калиевого полевого шпата (часто решетчатого), кварца, плагиоклаза (представленного олигоклазом № 25—27), пироксена (представленного диопсидом), роговой обманки и биотита, апатита, сфена, рудного минерала. Структура породы кристаллобластовая. В описываемой породе количество калиевого полевого шпата колеблется в пределах 40—45%; кварца 30—40%; плагиоклаза от долей процента до 5—10%; пироксена 15—25%; роговой обманки 1—5%; сфена и апатита от 1—2 до 3—4%.

Кварцевые диориты, кварцевые диорит-монциты и пироксен-роговообманковые граниты, безусловно, являются гибридными породами, образующимися в результате ассимиляции гранитной магмой известняков. Об этом свидетельствует присутствие большого количества ксенолитов, переработанных и скарнированных известняков, а также весьма своеобразный количественно-минералогический состав этих пород, когда, наряду с андезином, присутствует около 20% кварца и отсутствует калиевый полевой шпат (кварцевые диориты) или, наряду с калиевым полевым шпатом, содержание которого колеблется от 40 до 45%, и кварцем, содержание которого колеблется от 30 до 40%, присутствует около 20% диопсида и небольшое количество плагиоклаза (пироксен-роговообманковые граниты). При этом интересно отметить, что на непосредственном контакте со скарнами мы встречаем наиболее основные разности гибридных пород — кварцевые диориты, а в участках более отдаленных — наиболее кислые разности, т. е. пироксен-роговообманковые граниты.

Кроме того, следует отметить, что в кварцевых диоритах, диорит-монцитах и пироксен-роговообманковых гранитах среди акцессорных минералов резко преобладают сфен и апатит, а циркон присутствует в незначительном количестве. В биотитовых гранитах наоборот среди акцессорных минералов резко преобладает циркон, а сфен и апатит либо присутствуют в незначительном количестве, либо отсутствуют.

Жильная серия этих гранитов представлена мелкозернистыми биотитовыми гранитами, аплитами, гранит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами и диабаз-порфиритами, секущими биотитовые граниты. Значительно реже встречаются пегматиты, спессартиты и пока только в одном месте (верхнее течение р. Синтухе, в 300 м выше устья ключа Березового) обнаружены баркевикитовые порфириты (фиг. 7).

Простираение вышеотмеченных даек северо-западное по азимуту 310—340° и северо-восточное по азимуту 20—40°. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 10 м. Изучение взаимоотношений различных даек позволяет наметить такую последовательность образования даек. Мелкозернистые биотитовые граниты секутся всеми вышеотмеченными дайками. Позднее образовались дайки аплитов, пегматитов и гранит-порфиров. Кварцевые диорит-порфириты и диабаз-порфириты секут дайки мелкозернистых биотитовых гранитов, аплитов и гранит-порфиров.

Мелкозернистые биотитовые граниты по минералогическому составу совершенно аналогичны крупнозернистым биотитовым гранитам и отличаются от них лишь меньшим размером породообразующих минералов. Только в тех случаях, когда мелкозернистые биотитовые граниты секут

кварцевые диориты, наблюдается резкое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом.

В этих же участках наблюдаются зональные кристаллы плагиоклазов, ядро которых сложено олигоклаз-андезином, а оболочки олигоклазом. Очевидно, более основной состав плагиоклаза и значительно большее количество его по отношению к калиевым полевым шпатам обусловлены влиянием вмещающей среды — кварцевых диоритов.



Фиг. 7. Шлиф № 1255. Баркевикитовый порфирит.
× 20. Ник. +.

Резюмируя вышеизложенное, можно отметить, что для типичных до-меловых гранитов гродековского интрузивного комплекса характерны следующие минералогические и петрохимические особенности.

1. Преобладание над плагиоклазом калиевого полевого шпата, представленного обычно микроклином.

2. Незначительное количество темноцветных, представленных главным образом биотитом; местами количество биотита настолько ничтожно, что возникают аляскитовые разности.

3. Присутствие среди аксессуарных минералов значительного количества циркона и незначительного количества турмалина, флюорита и касситерита.

4. Присутствие в калиевых полевых шпатах свинца, меди, галлия, бария, бериллия, олова и незначительного количества ванадия.

5. Повышенное содержание глинозема при малом содержании окисей магния и кальция.

6. Повышенное содержание щелочей.

7. Широкое развитие процессов альбитизации.

С типичными домеловыми гранитоидами гродековского интрузивного комплекса связано оловянное оруденение (район с. Григорьевки, верхнее течение р. Синтухе — ключ Агрессивный, побережье озера Ханка у с. Камень-Рыболов, район с. Алексеевки и другие участки), вольфрамовое оруденение (шеелитоносные скарны в районе с. Алексеевки), золотое оруденение (верхнее течение р. Синтухе и район с. Софье-Алексеевского).

Интересна новая оловорудная точка, обнаруженная в 1952 г. геологами Ипполитовской экспедиции Приморского геологического управления. Эта точка находится в 2,3 км к северо-западу от Первомайского месторождения и в 200 м к востоку от западной окраины Гродековского массива. Новое рудопроявление представляет собой зону сильно окварцованных и значительно обогащенных касситеритом сланцев. Промышленная ценность его пока неясна, но самый факт развития оловянного оруденения в экзоконтактовом ореоле Гродековского интрузива еще раз подтверждает, что гродековские граниты рудоносны.

Наиболее интересные в промышленном отношении редкометалльные и слюдисто-бериллиево-флюоритовые месторождения связаны с так называемыми вознесенскими гранитами, массивы которых расположены в 3,5 и 10 км к востоку от Гродековского массива.

Как показано ниже, имеются веские основания считать, что вознесенские граниты относятся к тому же интрузивному комплексу домеловых гранитоидов, что и собственно гродековские.

III. ГРАНИТОИДЫ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ

Вознесенский рудный узел, выявленный М. П. Материковым в 1947—1948 гг., очень богат полезными ископаемыми, причем все они сконцентрированы на площади в несколько квадратных километров в окрестностях с. Вознесенска Хорольского района.

В настоящее время в пределах рудного узла известно шесть месторождений: Ярославское оловорудное, Вознесенское и Кировское слюдисто-бериллиево-флюоритовые, Чапаевское оловянно-вольфрамовое, Первомайское оловорудное, Ипполитовское железорудное; помимо отмеченных месторождений, известен еще ряд рудопроявлений (фиг. 8).

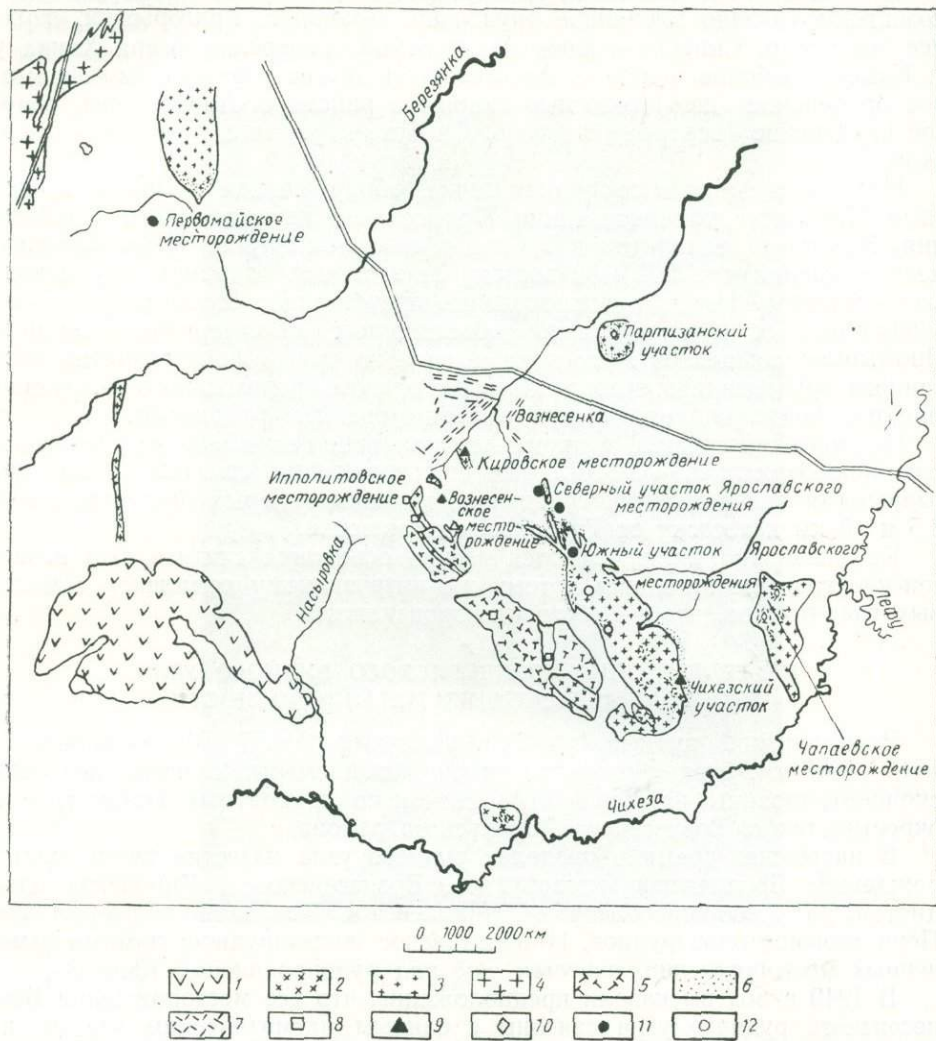
В 1949 г. мы высказали предположение, что все месторождения Вознесенского рудного узла связаны с единым магматическим очагом, из которого образовались вознесенские граниты и их дериваты. В последние годы нами собран дополнительный материал, подтверждающий это предположение и позволяющий выделить в пределах Приханкайского района древнюю (домеловую) металлогеническую эпоху.

1. Краткий геологический очерк

В геологическом строении Вознесенского рудного узла принимают участие три комплекса пород, имеющих приблизительно равное распространение: 1) метаморфизованные осадочные породы; 2) изверженные породы; 3) кайнозойские отложения.

Возраст метаморфизованных осадочных пород определяется условно как нижнепалеозойский. Нижнепалеозойские осадочные отложения по

литологическим особенностям подразделяются М. П. Материковым на три песчанико-сланцевых горизонта, разделенных двумя горизонтами известняков. Нижний песчанико-сланцевый горизонт имеет мощность 250 м; он содержит редкие маломощные пласты известняков. Выше за-



Фиг. 8. Схема расположения интрузий и месторождений полезных ископаемых Вознесенского рудного узла:

1 — кварцевые и полевошпатовые порфиры; 2 — гранит-порфиры; 3 — вознесенские биотитовые граниты; 4 — гродековские биотитовые граниты; 5 — габбро, габбро-диориты, диорит-монзониты, диориты, кварцевые диориты; 6 — контактовые ореолы; 7 — участки интенсивной грейзенизации (касситериты, кварц-касситерит); 8 — железорудные месторождения; 9 — бериллиево-флюоритовые месторождения; 10 — оловянные месторождения кварц-касситеритовой формации; 11 — оловянные месторождения сульфид-касситеритовой формации (турмалиновый тип); 12 — различные рудные точки.

легают горизонты слоисто-кристаллических известняков. Мощность этого горизонта в восточной части рудного узла 100 м, в западной части увеличивается до 400 м. На нем лежит второй (межизвестняковый) песчанико-сланцевый горизонт мощностью 500—700 м с кварцитовидными песчаниками в основании. Выше наблюдается второй горизонт извест-

няков мощностью 100—300 м, сложенный крупнокристаллическими, местами мраморизованными и битуминозными разностями серого, а иногда черного цвета. На отмеченных известняках лежит верхний песчанико-сланцевый горизонт мощностью 250 м с частыми прослоями известняков и известково-глинистых сланцев.

Общая мощность разреза вознесенского комплекса не установлена. По данным М. П. Материкова, она не превышает 2000 м.

Верхний палеозой в описываемом районе представлен покровом кварцевых порфиров, который в юго-западной части района несогласно перекрывает сложенную в складки осадочную толщу.

Отнесение этих кварцевых порфиров к верхнему палеозою, а не к верхнему мелу, вызвано тем, что мощные дайки гранит-порфиров, которые являются корнями этого покрова, рвутся домеловыми гродековскими гранитами.

Перечисленные выше осадочные отложения прорваны вознесенскими гранитами, габбро, габбро-диоритами, диорит-монцонитами, диоритами, сиенитами, кварцевыми диоритами и различными жильными породами.

На контакте с вознесенскими гранитами и грейзенизированными порфиroidными гранитами (широко распространенными в районах горы Монкино и Северного участка Ярославского оловорудного месторождения) песчаники и сланцы окварцованы, турмалинизированы, флюоритизированы и содержат касситерит. Кроме того, в сланцах иногда присутствуют андалузит и хиастолит. Известняки на контакте с гранитами и грейзенизированными порфиroidными гранитами превращены в скарны, либо окварцованы, флюоритизированы, турмалинизированы и частично графитизированы.

При этом, как видно из детального описания магистральных канав и буровых скважин, пересекающих контакты гранитов с осадочными палеозойскими отложениями, степень метаморфизма и количество турмалина и флюорита, т. е. минералов, содержащих легколетучие компоненты, постепенно уменьшается по мере удаления от гранитного массива. На непосредственном контакте с гранитами песчаники и сланцы превращены в турмалиновые роговики.

Макроскопически турмалиновые роговики представляют собой плотные мелкозернистые породы темносерого цвета, состоящие в основном из кварца и турмалина. Под микроскопом видно, что турмалиновые роговики состоят из кварца, турмалина, флюорита и касситерита (фиг. 9).

Сами граниты в периферической части собственно Вознесенского массива приобретают порфиroidную структуру с мелкозернистой основной массой; обычно они грейзенизированы, причем степень грейзенизации и турмалинизации гранитов постепенно увеличивается по мере приближения к контакту с осадочными породами, а в некоторых участках (южный участок Ярославского оловорудного месторождения, г. Монкино и др.) они превращены в слюдисто-кварц-турмалиновую породу.

Осадочные и контактово-измененные породы детально охарактеризованы ранее нами, а также М. П. Материковым, А. Г. Теремецкой, и подробное их описание в данной статье не приводится. Отметим лишь, что скарновые образования различных участков рудного узла существенно различаются по составу.

Так, скарны, широко распространенные в районе Ярославского оловорудного месторождения, состоят в основном из пироксена, актинолита и скаполита. Кроме того, встречается роговая обманка, пренит, эпидот, донит, хлорит, кварц, везувиян и в незначительном количестве присут-

ствуют сфен и касситерит. Гранаты в этих скарнах встречаются редко, как и в скарнах Вознесенского и Пограничного месторождений, которые отличаются еще более высоким содержанием скаполита.

В отличие от этих скарнов в скарнах района горы Липовой и в скарнах, обнаруженных нами к северо-западу от колхоза им. Чапаева, наряду с пироксенами в большом количестве присутствуют гранаты (фиг. 10); иногда встречаются гранатовые скарны, состоящие в основном из граната.

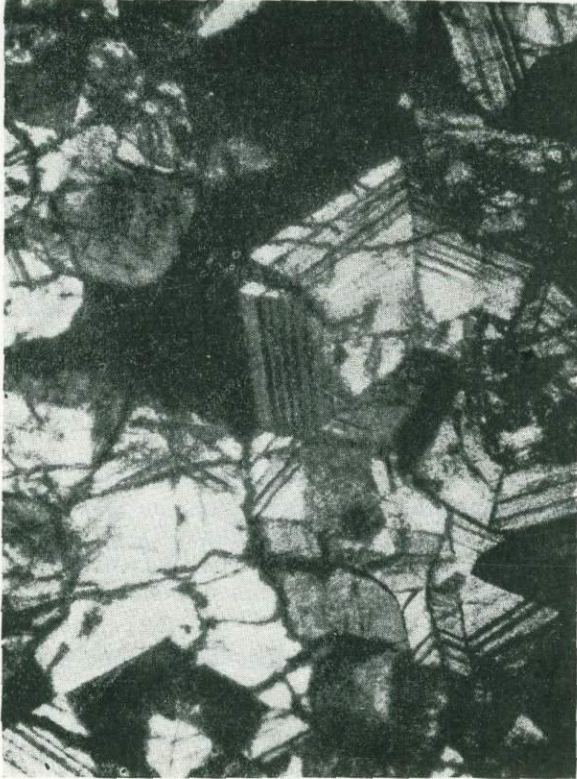


Фиг. 9. Шлиф № 767. Турмалиновый роговик с касситеритом (в центре). $\times 46$. Ник. +.

В районе Ипполитовского железорудного месторождения в скарнах в значительном количестве наблюдается хондрит. Присутствие в скарнах таких минералов как хондрит, скаполит, пренит отчетливо указывает на привнос фтора, хлора и натрия.

В пределах Вознесенского рудного узла М. П. Материков выделяет две основные антиклинальные складки, разделенные крупной синклиналью. Первая антиклиналь прослежена от с. Павловки на юге до Первомайского гранитного массива на севере и носит название Первомайской. В южной части эта складка имеет северо-западное простирание, в центральной — меридиональное и в северной — северо-восточное. Описываемая складка опрокинута на восток. В ее ядре обнажаются сланцы нижнего горизонта, на крыльях — известняки и сланцы вышележащих горизонтов. Вдоль нижнего известнякового горизонта в висячем крыле склад-

ки протягивается мощная дайка гранит-порфиров, являющаяся корнем небольшого покрова кислых эффузивов. Эти эффузивы несогласно перекрывают дислоцированный вознесенский осадочный комплекс. На противоположном крыле складки к тому же горизонту известняков приурочена Первомайская рудная зона. Другая антиклиналь, охватывающая центральную часть Вознесенского рудного узла, имеет, по данным М. П. Материкова, очень сложное внутреннее строение и состоит из се-



Фиг. 10. Шлиф № 137/48. Анизотропные зональные граниты в скарнах. $\times 46$. Ник. +.

ри тесно сжатых, опрокинутых на северо-восток изоклиальных складок. Эта антиклинальная структура прослежена по простиранию на 15 км. На северо-западе и юго-востоке она погребена мощными наносами, причем на юго-востоке, кроме того, перекрывается покровом кварцевых порфиров правобережья рек Лефу и Чихезы. Простирание подчиненных изоклиальных складок на прослеженном отрезке северо-западное. Отмечаются изгибы продольных осей складок как в плане, так и по вертикали.

Кроме относительно коротких перегибов, проявленных образованием брахиструктур (участки Северный и Кировский), намечается общая тенденция к погружению всего антиклинала как на северо-запад, так и на юго-восток. По мнению М. П. Материкова, это явление, как и резкий изгиб первомайской антиклинали, есть, возможно, результат поздних тектонических движений, осложнивших раннюю структуру пологими поперечными складками. Складчатые структуры нарушены многочисленными разрывами.

По данным М. П. Материкова, изоклинальные складки с известняками в ядрах антиклиналей, повидимому, сопровождаются продольными тектоническими разрывами. Об этом можно судить по расланцеванию и брекчированности на контактах известняков со сланцами. В известняках, кроме того, развиваются зоны повышенной трещиноватости, которые вместе с химическим составом известняков создают особо благоприятные условия для рудоотложения. Кроме продольных разрывов, М. П. Материков выделяет диагональные и поперечные разрывы (по отношению к простиранию складок). Диагональные разрывы, имеющие характер сдвигов, наиболее хорошо изучены на Ярославском месторождении, где они являются важнейшими рудовмещающими зонами. Простирание их северо-северо-восточное, падение обычно направлено на восток-юго-восток под углом 80—85°; значительно реже наблюдается обратное падение. Вдоль этих нарушений постоянно отмечается перемещение на север западных блоков. Поперечные разрывы востоко-северо-восточного простирания развиты очень широко. Падение их обычно юго-юго-восточное, угол падения не больше 60°. По последним данным М. П. Материкова, на Ярославском месторождении эти нарушения являются сбросами, в которых залегают дайки порфиритов и наиболее поздние рудные тела — касситерит-сульфидные и яшмовидные жилы. Интрузивные породы прорывают ядра антиклинальных складок. Они представлены в основном гранитоидами: биотитовыми и аляскитовыми гранитами, гранит-порфирами и другими разновидностями. Значительно меньшим распространением пользуются габбро, габбро-диориты, диорит-монциты, кварцевые диориты и др.

Граниты более молоды, чем отмеченные породы.

Возраст гранитов стратиграфически точно не может быть установлен за отсутствием фауны. Как это видно ниже, мы считаем возможным сопоставлять вознесенские граниты с гродековскими и возраст вознесенских гранитов определяем как верхнепалеозойский — нижнемезозойский.

2. Описание изверженных пород

В Вознесенском районе можно выделить, как отмечалось, два комплекса интрузивных пород, причем, повидимому, с каждым комплексом связана своя жильная серия.

Первый комплекс представлен биотитовыми и аляскитовыми гранитами, с которыми связаны дайки грейзенизированных порфировидных гранитов, аплитов, гранит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов и диабаз-порфиритов.

Второй комплекс представлен основными и средними породами (габбро, габбро-диоритами, диорит-монцититами, диоритами, кварцевыми диоритами, сиенитами). С этими породами, вероятно, связаны дайки, состав которых меняется от гранит- до монцитит-порфиров, затем дайки баркевикитовых порфиритов, диабаз-порфиритов и сферолитовых микрогранофиров.

Кроме вышеотмеченных интрузивных пород, в описываемом районе незначительно распространены эффузивные породы, представленные кварцевыми порфирами и лавобрекчиями кварцевых порфиритов.

А. Граниты, их дериваты и основные жильные породы

В исследованном районе граниты слагают два относительно крупных массива — Вознесенский и Чихезский, расположенные в восточной части

планшета и вытянутые в северо-западном направлении, т. е. параллельно простираемо осадочных пород. Кроме этих двух крупных массивов, в описываемом районе наблюдается еще несколько более мелких: один из них расположен в южной части района, около р. Чихеза (окрестности горы Бойкова), второй находится к северо-востоку от Первомайского месторождения, третий вскрыт в центральной части с. Вознесенска (Кировское месторождение), четвертый — на Вознесенском флюоритовом месторождении.

Наиболее крупный, Вознесенский гранитный массив находится в 10 км восточнее с. Григорьевки (или юго-восточной окраины Гродековского массива) и имеет площадь около 8,5 км. Юго-западный контакт Вознесенского гранитного массива подсечен буровыми скважинами, и на основании этих данных устанавливается юго-западное падение под углом $50-70^\circ$. Северо-восточный контакт, вскрытый только канавами, падает в ту же сторону; таким образом, форма интрузива полностью согласуется с морфологией опрокинутой антиклинальной складки, к которой он приурочен.

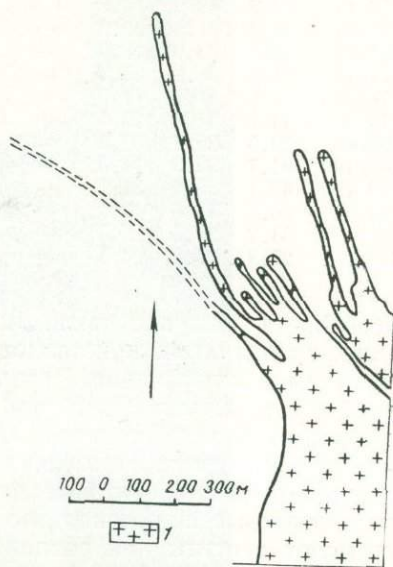
В северной части Вознесенского массива наблюдается большое количество апофиз, расходящихся в различных направлениях (фиг. 11). Некоторые из этих апофиз прослеживаются на расстоянии 2 км.

Ниже дается сводное описание гранитондов, слагающих все перечисленные массивы.

а) Биотитовые граниты

Макроскопически наиболее свежие разности вознесенских гранитов, слагающие гору Идол, юго-восточную часть Вознесенского массива, часть Чихезского массива и другие участки, представляют собой серые, реже розовато-серые среднезернистые породы. Количество биотита в описываемых гранитах колеблется от долей процента до 4%, причем наблюдаются постепенные переходы от гранитов, относительно богатых биотитом, к гранитам, содержащим незначительное количество биотита, и далее к аляскитовым гранитам. Биотитовые граниты состоят из следующих минералов: калиевого полевого шпата (часто с ясно выраженной микроклиновой решеткой), кварца, плагиоклаза (представленного олигоклазом № 25—27, альбит-олигоклазом или альбитом), роговой обманки (встречается редко), биотита, циркона, апатита, рутила, сфена, ортита, магнетита, пирита. Вторичные — серицит, хлорит, гидроокислы железа. Структура породы гипидноморфнозернистая — гранитная, часто хорошо наблюдается порфиroidная структура.

Количественное содержание отдельных минералов в гранитах дано в табл. 7.



Фиг. 11. Северо-западное окончание Вознесенского гранитного массива:

Г — граниты Вознесенского массива.

Калиевый полевой шпат обычно представлен микроклином с ясно выраженной микроклиновой решеткой. Как видно из табл. 7 и дополнительного изучения шлифов, калиевый полевой шпат всегда

Таблица 7

Количественное содержание минералов вознесенских и чихезских гранитов
(Подсчитано на интеграционном столике системы «Leitz»)

№ шлифа	Содержание минерала (в %)										
	калиевый полевой шпат	кварц	плагноклаз	роговая обманка	биотит	турмалин	флюорит	циркон	мусковит	рудный минерал	неразделенные аксессуарные
59/49	53,1	34,3	10,9	—	0,5	—	—	—	—	—	0,3
148/49	30,8	43,0	23,7	—	—	—	0,5	—	2,0	—	—
361/49	37,5	35,1	22,0	—	2,7	—	—	—	2,4	—	0,3
194/49	33,8	49,0	14,6	1,6	1,0	—	—	—	—	—	—
151/49	36,6	31,3	22,2	—	—	—	6,1	6	3,8	—	—
304/49	33,5	23,9	30,0	—	—	8,2	2,2	—	2,2	—	—
177/48	26,6	38,0	26,3	—	5,1	2,0	—	—	1,5	—	0,5
177в/48	13,2	41,1	17,7	—	—	22,0	7,0	—	—	—	—
344/49	44,0	34,0	22,0	—	Следы	—	—	—	—	—	—
199/49	39,5	25,2	32,0	—	0,9	1,0	—	—	—	1,4	—
355а/49	61,7	22,9	14,0	—	0,7	—	—	—	—	0,4	0,3
323/49	43,1	23,4	31,1	—	1,1	0,5	—	—	—	0,5	0,3
1382	60,5	32,8	6,1	—	—	—	—	—	—	0,6	—
1381	54,2	28,3	15,8	—	0,3	—	—	—	—	1,2	—
1435	27,8	37,5	23,6	—	0,7	7,6	—	—	—	2,5	0,3

преобладает над плагиоклазом. Калиевый полевой шпат наблюдается в виде таблитчатых кристаллов и зерен неправильной формы, размером 0,8—3 мм в поперечнике. В калиевых полевых шпатах присутствует значительное количество пертитовых включений альбита самой разнообразной формы в виде ленточек, веточек и скоплений неправильной формы. В некоторых участках в каждом отдельном кристалле калиевого полевого шпата все пертитовые включения гаснут одновременно, а иногда эти пертитовые включения изогнуты. Среди пертитовых включений присутствуют пертиты как распада, так и замещения. Пертиты распада — это включения альбита в микроклине, имеющие форму тонких слегка изгибающихся лент и прерывистых полос. Пертиты замещения характеризуются более крупными размерами альбитовых включений. Последние имеют неправильную форму и местами слабо заметное двойниковое строение. Часто в калиевых полевых шпатах наблюдаются резорбированные кристаллы плагиоклазов. Иногда в калиевых полевых шпатах наблюдаются простые двойники. Количество калиевого полевого шпата колеблется от 30 до 55% всей массы породы.

Угол оптических осей 2V, измеренный на Федоровском столике, колеблется от 76 до 83°.

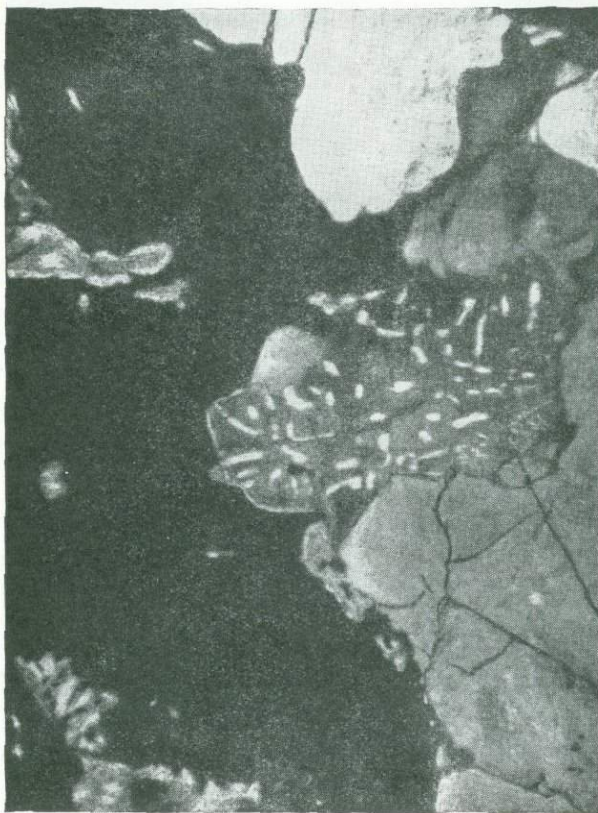
Результаты спектральных анализов калиевых полевых шпатов даны в табл. 2.

Как видно из табл. 2, в калиевых полевых шпатах как неизменных биотитовых гранитов, так и в грейзенизированных разностях последних присутствуют Be и Sn. Весьма интересно присутствие во всех калиевых полевых шпатах свинца и значительного количества бария.

Кварц представлен двумя генерациями. Кварц первой генерации представлен крупными зернами неправильной формы, размером от 0,6 до 2,5 мм в поперечнике. Кварц второй генерации образует более мелкие зерна размером до 0,4 мм в поперечнике с неправильными извилистыми

очертаниями. Обычно кварц как первой, так и второй генерации выполняет промежутки между кристаллами полевых шпатов. Довольно часто он разъедает периферические части кристаллов калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, причем местами можно проследить процесс постепенного замещения полевых шпатов кварцем и в зернах последнего остаются реликты резорбированных кристаллов полевых шпатов. Часто зерна кварца обладают аномальным волнистым угасанием. Количество кварца колеблется в пределах 25—40% всей массы породы.

Плагиоклаз также представлен двумя генерациями. Плагиоклаз первой генерации наблюдается в виде призматических кристаллов, иногда несколько удлиненных, идиоморфных по отношению к калиевому



Фиг. 12. Шлиф № 59/48. Вознесенский гранит — мirmekиты. $\times 50$. Ник. +.

полевому шпату и кварцу. Размер зерен колеблется в пределах 0,5—3 мм. Иногда на контакте с калиевым полевым шпатов в плагиоклазе присутствуют червеобразные вроски кварца — мirmekиты (фиг. 12). В плагиоклазах хорошо наблюдаются полисинтетические двойники по альбитовому закону. Плагиоклаз первой генерации представлен олигоклазом № 25—27 или альбит-олигоклазом № 11—13, реже альбитом.

Плагиоклаз второй генерации представлен альбитом. Альбит образует мелкие кристаллики размером до 0,3 мм, которые располагаются на периферии зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза первой генерации, замещая последний. Процессы альбитизации широко развиты

в описываемых гранитах, причем в районе Чапаевского месторождения наблюдается усиление альбитизации по мере приближения к рудным телам.

Количество плагиоклаза колеблется в пределах 15—30% всей массы породы.

Роговая обманка встречается довольно редко и всегда в незначительном количестве. Она образует длиннопризматические кристаллы, реже зерна неправильной формы размером 0,6—1,5 мм. Плеохроизм отчетливый — от более густого зеленого по Ng до светлозеленого по Nr; угол угасания $c : Ng = 18-20^\circ$. Приведенные данные говорят, что это



Фиг. 13. Шлиф № 295. Циркон в вознесенском грейзенизированном граните. Флюорит на контакте с цирконом окрашен в густофиолетовый цвет. $\times 46$. Ник. ||.

обыкновенная роговая обманка. Обычно она замещается биотитом. Можно проследить все стадии этого замещения: начинается оно либо по трещинам спайности, либо по периферии кристаллов роговой обманки и постепенно замещает значительную часть кристаллов последней. Иногда роговая обманка замещается хлоритом.

Биотит представлен двумя генерациями. Биотит первой генерации присутствует в виде пластинчатых кристаллов и листочков размером от 0,2—0,3 до 1 мм в поперечнике. Иногда идиоморфные кристаллы биотита наблюдаются в калиевых полевых шпатах и плагиоклазах.

Биотит второй генерации присутствует в виде мелких листочков. Он заполняет промежутки между кристаллами других минералов, местами

разъедает кристаллы плагиоклаза и калиевого полевого шпата и проникает в них по трещинам спайности. Биотит обладает ясно выраженным плеохроизмом от темнокоричневого по Ng до светлокоричневого по Nr. Довольно часто в биотите присутствуют идиоморфные по отношению к нему кристаллики циркона, вокруг которых наблюдаются плеохроичные оболочки. Биотит замещается мусковитом, реже хлоритом. Количество биотита колеблется от долей процента до 3—4% всей массы породы.

Мусковит присутствует в небольшом количестве, развиваясь обычно по биотиту. В мусковите наблюдаются кристаллы и скопления рутила и лейкокена, которые располагаются в виде цепочки, ориентированной согласно трещинам спайности.

Апатит встречается в небольшом количестве в виде игольчатых или короткостолбчатых кристаллов. Несколько большее количество апатита наблюдается в гранитах, слагающих Первомайский массив. Размер кристаллов апатита колеблется от сотых долей миллиметра до 0,1, редко 0,2 мм.

Циркон присутствует в незначительном количестве во всех шлифах (фиг. 13). Он образует призматические кристаллы, иногда несколько удлиненные с пирамидальными окончаниями; размер кристаллов колеблется от сотых долей миллиметра до 0,1—0,2 мм.

В искусственных шлихах наблюдаются две разновидности циркона: обычный циркон (фиг. 14) и циркон типа циртолита (фиг. 15). Обычный циркон в шлихах наблюдается в значительном количестве в виде удлиненных призм. Циркон прозрачен и обладает светложелтой окраской, реже встречаются цирконы розового цвета и еще реже бесцветные; блеск алмазный. Рентгенохимический анализ дал следующие результаты: Y ~ 0,1%; Zr ~ 25%; U ~ 0,05%.

Приведенные здесь и ниже рентгенохимические анализы выполнены аналитиком Г. Муравьевой в рентгенохимической лаборатории ИГН АН СССР.

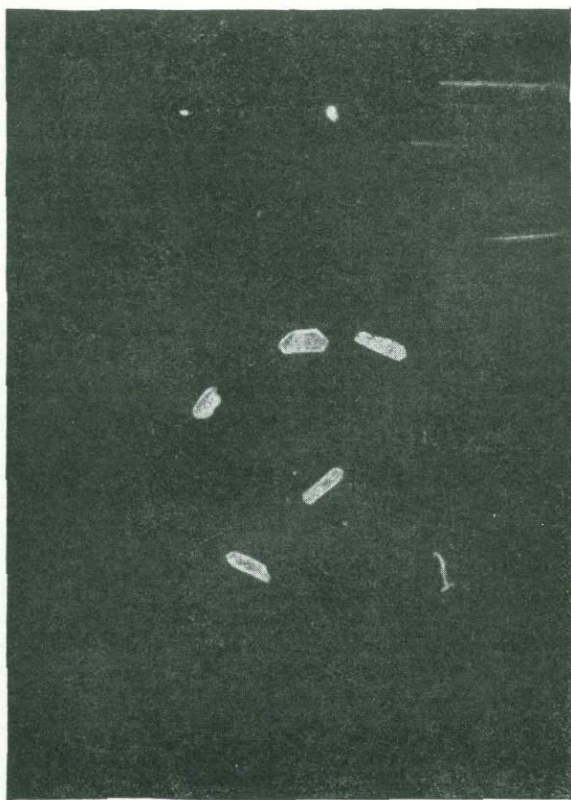
Циркон типа циртолита наблюдается в виде короткостолбчатых кристаллов (комбинация тетрагональной призмы с тетрагональной пирамидой на концах). В отличие от обычного циркона он окрашен в буроватый цвет и менее прозрачен. Рентгенохимический анализ этого циркона дал следующие результаты: Y ~ 0,5%; Zr ~ 25%; Th ~ 1%; U ~ 0,3%.

Рутил встречается в незначительном количестве в виде игольчатых кристаллов, реже в виде пятнистых скоплений. Иногда хорошо наблюдаются коленчатые двойники. Обычно рутил ассоциируется с мусковитом, располагаясь в нем в виде цепочек.

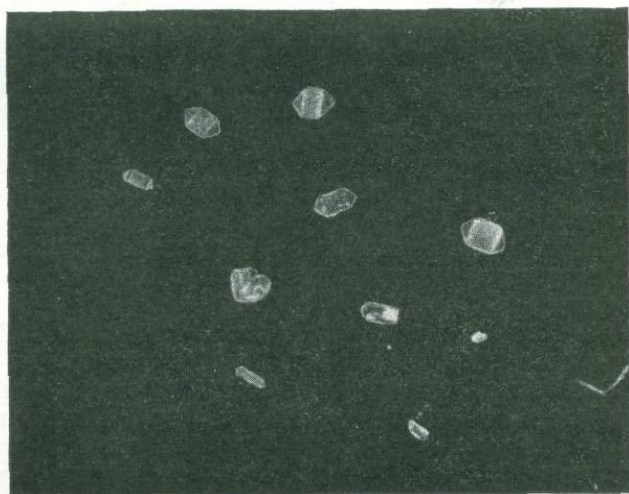
Сфен присутствует в небольшом количестве. Он образует клиновидные кристаллы, реже зерна неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,1 мм. В проходящем свете сфен буроватый, со слабо выраженным плеохроизмом. В искусственных шлихах гранитов горы Идол обнаружены значительные количества сфена в виде зерен неправильной формы.

Ортит наблюдается в незначительном количестве. Он образует несколько удлиненные призматические или пластинчатые кристаллы, а также зерна неправильной формы. Размер кристаллов ортита колеблется от сотых долей миллиметра до 0,1 мм. Ортит обладает ясно выраженным плеохроизмом от более густого желто-бурого цвета по Ng до бледного желтовато-бурого по Nr. В некоторых зернах хорошо наблюдается неравномерная зональная окраска.

Магнетит встречается в небольшом количестве в виде изометричных кристаллов или зерен неправильной формы размером до 0,1, редко



Фиг. 14. Обычный циркон из искусственных шлихов вознесенских гранитов. $\times 16$.



Фиг. 15. Циркон типа циртолита из искусственных шлихов вознесенских гранитов. $\times 16$.

0,2 мм. Обычно магнетит ассоциируется с темноцветными. В искусственных шлихах гранитов горы Идол обнаружены значительные количества магнетита.

Пирит присутствует в небольшом количестве в некоторых шлихах в виде кристаллов кубической формы, реже в виде неправильных зерен размером до 0,3 мм в поперечнике. В искусственных шлихах пирит присутствует в значительном количестве.

На основании взаимоотношения минералов намечается такая последовательность минералообразования.

Первым кристаллизовался плагиоклаз первой генерации — наиболее идиоморфный из всех минералов, следующим выделился микроклин и за ним — ранний кварц.

Кристаллизация этих трех основных породообразующих минералов происходила в магматическую стадию образования гранита. Вслед за ним происходила кристаллизация акцессорных минералов — циркона, апатита, ортита. Они образовались несколько раньше биотита второй генерации. Кристаллизация этих акцессорных минералов, богатых летучими соединениями, происходила в пневматомагматическую стадию. Затем кристаллизовался биотит второй генерации, образование которого в основном происходило в конце пневматомагматической стадии. Образование позднего кварца и процесс альбитизации микроклина захватывает конец пневматомагматической стадии. Вторичные процессы в описываемых гранитах развиты средне и проявляются в пелитизации калиевых полевых шпатов, серицитизации плагиоклазов, замещении роговой обманки биотитом и хлоритом, замещении биотита мусковитом и хлоритом, замещении рудных минералов гидроокислами железа.

Помимо вышеописанных минералов в искусственных шлихах вознесенских биотитовых гранитов обнаружены гранаты, монацит, флюорит, турмалин, касситерит и единичные зерна шеелита. Химические анализы вознесенских биотитовых гранитов, произведенные в химической лаборатории ИГН АН СССР, даны в табл. 4.

Результаты спектральных анализов вознесенских биотитовых гранитов даны в табл. 8.

Таблица 8

Результаты спектрального анализа вознесенских биотитовых гранитов

Элементы Образцы	Si	Al	Fe	Na	Ca	Ba	Sr	Mg	Ti	Zr	V	Mn	Ga	Cu	Be	Sn	Y	Cr	Zn	Li	Pb	Mo	
Обр. № 550	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Обр. № 4049	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Обр. № 2043	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Обр. № 2048	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Обр. № 2021	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Обр. № 1362	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■



1 — очень сильные линии; 2 — сильные линии; 3 — выше среднего; 4 — средние линии; 5 — слабые линии; 6 — очень слабые линии; 7 — следы; 8 — н. следы.

Как видно из табл. 8, во всех вознесенских биотитовых гранитах присутствует Be (причем в некоторых анализах даны средние линии) и почти во всех этих гранитах отмечается Sn.

б) Аляскистые граниты

Как уже отмечено, в вознесенских гранитах наблюдаются постепенные переходы от биотитовых гранитов к аляскистым. Аляскистые граниты встречаются как в собственно Вознесенском массиве, так и в Чихезском, особенно широко они распространены в окрестностях горы Бойкова, слагая небольшой шток.

Макроскопически аляскистые граниты представляют собой серовато-розовые среднезернистые породы. Часто на фоне основной среднезернистой массы породы наблюдаются порфирированные выделения полевых шпатов и кварца.

Аляскистые граниты (фиг. 16) состоят из калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза, представленного альбитом или альбит-олигоклазом. Акцессорные — циркон, ортит, рудный минерал. Вторичные —



Фиг. 16. Шлиф № 1263. Аляскистый порфирированный гранит с микропегматитовой структурой основной массы. $\times 46$. Ник +.

серицит, хлорит, гидроокислы железа. Структура породы обычно порфирированная; количество порфирированных выделений колеблется в пределах от 2—3 до 10—15% всей массы породы. Порфирированные выделения представлены калиевым полевым шпатом, кварцем и плагиоклазом. Структура основной массы гранитная или микропегматитовая. Количественное содержание отдельных минералов в породе дано в табл. 7 (шлифы 1381, 1382, 355а).

Вторичные процессы в описываемых породах развиты слабо и проявляются в пелитизации калиевых полевых шпатов, серицитизации плагиоклазом и образовании единичных листочков хлорита (последний замещает, повидимому, биотит).

В искусственных шлихах аляскитовых порфиroidных гранитов, кроме вышеотмеченных минералов, обнаружены пирит, единичные зерна анатаза, англезита и касситерита.

Химический анализ аляскитового порфиroidного гранита (обр. 357) дан в табл. 4.

в) Турмалинизированные граниты

В пределах собственно Вознесенского и Первомайского гранитных массивов часто наблюдаются турмалинизированные и грейзенизированные разности гранитов, причем наиболее интенсивно эти процессы проявляются в эндоконтактных зонах.



Фиг. 17. Пегматонидный участок в порфиroidном вознесенском граните (Первомайский массив). Турмалин (черное) образует взаимопрорастания с кварцем и полевыми шпатами.

Турмалинизированные граниты представляют собой серые или розовато-серые среднезернистые породы, состоящие в основном из полевых шпатов, кварца, биотита и турмалина. Биотит распределен в породе неравномерно: наряду с участками, содержащими 3% биотита, встреча-

ются участки, где биотит присутствует в незначительном количестве. Турмалин также распределен неравномерно, он наблюдается в виде маломощных турмалиновых и кварц-турмалиновых прожилков, секущих граниты в различных направлениях, а также в виде отдельных вкраплений, пропитывающих всю породу. Мощность турмалиновых прожилков колеблется от долей миллиметра до 1—2 см. Турмалин часто образует характерные для него радиально-лучистые агрегаты — турмалиновые солнца. В Первомайском гранитном массиве наблюдаются пегматоидные участки, в которых турмалин образует взаимопрорастания с кварцем и полевым шпатом (фиг. 17).



Фиг. 18. Шлиф № 304. Вознесенский гранит. В центре зональный кристалл турмалина 1 генерации. $\times 20$.
Ник. +.

Турмалинизированные граниты отличаются от вышеописанных неизмененных вознесенских гранитов не только большим количеством турмалина, но и постоянным присутствием флюорита и касситерита, а также большим количеством мусковита и отсутствием сфена.

Количественное содержание отдельных минералов в турмалинизированных гранитах дано в табл. 7.

Турмалин встречается в виде призматических иногда несколько удлинённых кристаллов, зерен неправильной формы и радиально-лучистых агрегатов; часто образует псевдоморфозы по полевым шпатам. Размер кристаллов турмалина колеблется в пределах от 2 до 3—4 мм.

Обычно он ассоциируется с флюоритом, мусковитом и касситеритом. Наблюдаются две генерации турмалина. Турмалин первой генерации встречается в виде хорошо ограненных призматических кристаллов (фиг. 18), иногда несколько удлиненных. Трещинки в этом турмалине часто выполнены флюоритом и кварцем. Кроме того, турмалин первой генерации в пегматоидных обособлениях образует взаимопрорастания с кварцем и калиевым полевым шпатом.

Турмалин второй генерации замещает как калиевые полевые шпаты, так и плагиоклазы. Замещение начинается обычно по трещинкам спайности в виде тонких полосок, которые постепенно расширяются, сливаются одна с другой и, в конце концов, замещают отдельные, иногда значительные, участки кристаллов полевых шпатов. Кроме того, турмалин второй генерации выполняется в породе мелкие трещинки и содержит идиоморфные кристаллы касситерита.

Турмалин в проходящем свете желтовато-коричневый или синий с резко выраженным плеохроизмом от густого желтовато-коричневого или густого синего по N_r до светлокоричневого, почти бесцветного или светлосиневатого, почти бесцветного по N_g . Иногда в кристаллах турмалина хорошо наблюдается зонарная окраска.

Количество турмалина в шлифах колеблется от долей процента до 8%, а в единичных шлифах до 20% всей массы породы. В искусственных шлифах турмалин присутствует в значительном количестве в виде удлиненных призматических кристаллов. На гранях призм хорошо выра-

Таблица 9

Результаты спектрального анализа турмалинов

Общая элементная	Из гранитов																		
	Вознесенских					Осиновских					Гродековских								
	N1	N4	N9	N9c	N117	N196b	N196a	N489	N399	N1257	N1263	N1265a	N1273	N24	N1620b	N1621a	N1629	N28	N140z
Si	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Al	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Fe	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mg	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ca	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Be	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
As	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Pb	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sn	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cu	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zn	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ni	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zr	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
W	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ta	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cr	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
V	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Na	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Li	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ba	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sr	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mn	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ti	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Bi	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Nb	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

■ 1 ■ 2 ■ 3 ■ 4 ■ 5 ■ 6 ■ 7 ■ 8

1 — очень сильные линии; 2 — сильные линии; 3 — выше среднего; 4 — средние линии; 5 — слабые линии; 6 — очень слабые линии; 7 — следы; 8 — н. следы.

жена штриховка, параллельная удлинению. Турмалин в главной массе окрашен в бутыльно-зеленый цвет, но встречаются светлозеленые, бурые и синие разновидности.

Результаты спектральных анализов турмалинов из вознесенских турмалинизированных и грейзенизированных гранитов, а также из рудных тел Ярославского оловорудного месторождения даны в табл. 9.

Как видно из табл. 9, во всех турмалинах присутствуют Be (слабые линии), Sn (слабые и средние линии), Ga и Sr (слабые линии или следы), Mn (слабые и средние линии).



Фиг. 19. Шлиф № 148. Флюорит заполняет промежутки между кристаллами полевых шпатов и трещинки в них. $\times 46$. Ник. +.

Литий (следы) отмечен только в турмалине из грейзенизированного гранита (проба 1), взятого на Южном участке Ярославского оловорудного месторождения.

Сравнивая турмалины из различных участков Вознесенского гранитного массива (проба 1, 4, 177, 916) с турмалинами из грейзенизированных порфировидных гранитов (проба 9³, 9^c, 196⁶) и с турмалинами из рудных тел Ярославского оловорудного месторождения (обр. 399 и 489), мы видим, что они незначительно отличаются друг от друга.

Флюорит наблюдается обычно в виде зерен неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,8 мм в поперечнике, заполняющих промежутки между кристаллами турмалина. Иногда флюорит

заполняет также трещинки как в породе, так и в отдельных минералах (фиг. 19) или проникает по спайности в полевые шпаты, мусковит и хлоритизированный биотит.

Флюорит обычно ассоциируется с турмалином, рутилом, мусковитом и касситеритом. Флюорит в проходящем свете бесцветный или бледно-фиолетовый. Иногда в нем наблюдаются точечные включения, окрашенные в густофиолетовый цвет. Эти включения расположены либо в центре кристаллов, либо в периферической части их. В некоторых шлифах в кристаллах флюорита присутствуют мелкие (соты доли миллиметра) кристаллы циркона, вокруг которых флюорит окрашен в густофиолетовый цвет, причем по мере удаления от кристаллов циркона окраска флюорита становится все бледнее и периферические части кристаллов флюорита бесцветные.

Количество флюорита в описываемых гранитах колеблется от долей процента до 5—6%.

Рентгенохимический анализ флюорита, отобранного из искусственного шлиха (№ 4), дал следующие результаты:

Rb — 0,1%; Sr — 0,4%.

Спектральные анализы флюорита дали следующие результаты:

Элементы	Флюорит из грейзенизированного и турмалинизированного гранита. Проба 1	Флюорит из биотитового вознесенского гранита. Проба 2
Ca	Очень сильные линии	Очень сильные линии
Si	Средние линии	Средние линии
Al	" "	Слабые "
Mg, Fe	Слабые "	" "
Sr	" "	" "
Zr	—	Очень слабые линии
Cu	Следы	—
Mn	Очень слабые линии	—
Ti	" " "	Н. следы
Y	Следы	Следы

Касситерит встречается в виде пирамидальных или короткопризматических кристаллов, а также в виде зерен неправильной формы; размер кристаллов и зерен колеблется от сотых долей миллиметра до 0,1, редко 0,2 мм. Касситерит в проходящем свете коричневый или буровато-коричневый со слабо выраженным плеохроизмом в буровато-коричневых тонах. Обычно касситерит ассоциируется с мусковитом, турмалином и флюоритом. Количество его колеблется от единичных кристаллов до 0,5% всей массы породы. В искусственных шлихах касситерит наблюдается в виде пирамидальных или короткопризматических кристаллов, чаще в виде зерен неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,2, редко 0,3 мм.

Рентгенохимический анализ касситерита, отобранного из пробы 1, дал следующие результаты: Nb — 0,2%, Ta отсутствует.

Мусковит присутствует в виде пластинчатых кристаллов и листочков, размером (длиной) до 2 мм. В некоторых шлифах наблюдаются радиально-лучистые агрегаты мусковита. Мусковит ассоциируется обычно с турмалином, касситеритом и флюоритом.

Химический анализ турмалинизированного гранита дан в табл. 4.

Сравнивая химические анализы и результаты пересчета турмалинизированных гранитов с химическими анализами и результатами пересчета биотитовых вознесенских гранитов, мы видим, что они очень сходны.

Как видно на диаграмме химического состава гранитоидов гродековского интрузивного комплекса (см. фиг. 47), турмалинизированные граниты, как и вознесенские биотитовые граниты, пересыщены глиноземом, богаты кремнекислотой и содержат небольшое количество железа.

Спектральный анализ турмалинизированных гранитов дал следующие результаты:

Элементы	Обр. 177	Обр. 1486
Si	Очень сильные	Очень сильные
Al	" "	" "
Fe	" "	Сильные
Ca	" "	Очень сильные
Na	" "	" "
Ba	Сильные	Сильные +
Sr	"	Сильные
Mg	Сильные +	Очень сильные
Ti	Средние	Выше среднего
Zr	"	Слабые +
V	Слабые	Слабые
Mn	"	"
Pb	Очень слабые	Очень слабые
Cu	Следы	" "
Sn	—	Следы
Cr	Н. следы	Очень слабые
Ga	Следы	" "
Zn	Слабые	—
Be	Очень слабые	Слабые

Как видно из вышеприведенной таблицы, в турмалинизированных гранитах присутствует Be.

г) Грейзенизированные граниты и грейзены

Грейзенизированные граниты и грейзены пользуются очень широким распространением на территории Вознесенского рудного узла. Они известны, как выше отмечено, в пределах собственно Вознесенского, Чихезского и Первомайского массивов, на Партизанском участке и в других пунктах. Особенно многообразно проявлены процессы грейзенизации на Кировском и Вознесенском слюдисто-бериллиево-флюоритовых месторождениях. В этих месторождениях вскрыты апикальные части небольших штоков, расширяющихся на глубину. Граниты отмеченных интрузивов (Кировское и Вознесенское месторождения) обладают порфиroidной структурой, очень сильно грейзенизированы и превращены обычно в кварц-топазовые, значительно реже в кварц-слюдисто-топазовые и еще реже в кварц-слюдистые грейзены.

В районе Вознесенского рудного узла отчетливо проявляются два этапа грейзенизации. Грейзенизация первого этапа имеет площадное развитие, она широко распространена в пределах Вознесенского, Чихез-

ского и Первомайского массивов и проявляется в мусковитизации биотита, замещении полевых шпатов агрегатом кварца и мелкочешуйчатой складки, образовании турмалина, флюорита, топаза и касситерита. Наиболее интенсивно этот процесс проявляется в эндоконтактных зонах и особенно в куполовидных выступах массивов. Этот этап связан, очевидно, с автопневматизмом. Грейзенизация второго этапа имеет более локальный характер, наблюдается на контактах гранитов с рудными телами или вдоль зон интенсивной трещиноватости и в общем более тесно связана с собственно рудными процессами. Часто второй этап накладывается на уже ранее грейзенизированные граниты. Вторым этапом отличается от первого значительно большей интенсивностью процессов, и, в сущности, образование подавляющей массы типичных грейзенов, описанных ниже, относится именно ко второму этапу. Иногда грейзены этого этапа настолько обогащены касситеритом, что сами могут считаться рудными телами (Чапаевское месторождение, Партизанский участок). Наряду с касситеритом в грейзенах второго этапа наблюдается также берилл (Северный участок Ярославского месторождения, Чапаевское месторождение).

Распределение грейзенизированных гранитов и грейзенов в массивах, сложенных вознесенскими гранитами, подчинено определенным геологическим закономерностям, главнейшей из которых является приуроченность их к апикальным частям небольших штоков, к дополнительным куполам (иногда еще не вскрытым эрозией) и к зонам эндоконтактов.

По петрографическому составу, наряду с грейзенизированными гранитами, можно выделить кварц-слюдистые, кварц-слюдисто-топазовые, кварц-топазовые и кварцевые грейзены; ниже мы даем их относительно краткое описание.

Грейзенизированные граниты представляют собой светлосерые или зеленовато-серые среднезернистые породы. Они состоят из следующих минералов: калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, мусковита, апатита, циркона, рутила, турмалина,¹ флюорита и касситерита (фиг. 20). Структура породы гранитная или blastsгранитная, в зависимости от степени грейзенизации. Довольно часто наблюдается порфириовидная структура, когда на фоне основной среднезернистой массы породы наблюдаются порфириовидные выделения кварца. В некоторых участках процесс грейзенизации настолько интенсивен, что полевые шпаты присутствуют в виде реликтов, почти нацело замещенных серицитом, мусковитом и кварцем.

Химический анализ грейзенизированного гранита обр. 3616 дан в табл. 4. По химическому составу грейзенизированные граниты (обр. 108, 3616) значительно отличаются от обычных вознесенских гранитов. В них, наряду с несколько повышенным содержанием величины Q , увеличивается характеристика b за счет появления турмалина и уменьшается параметр a в связи с выносом щелочей, главным образом натрия.

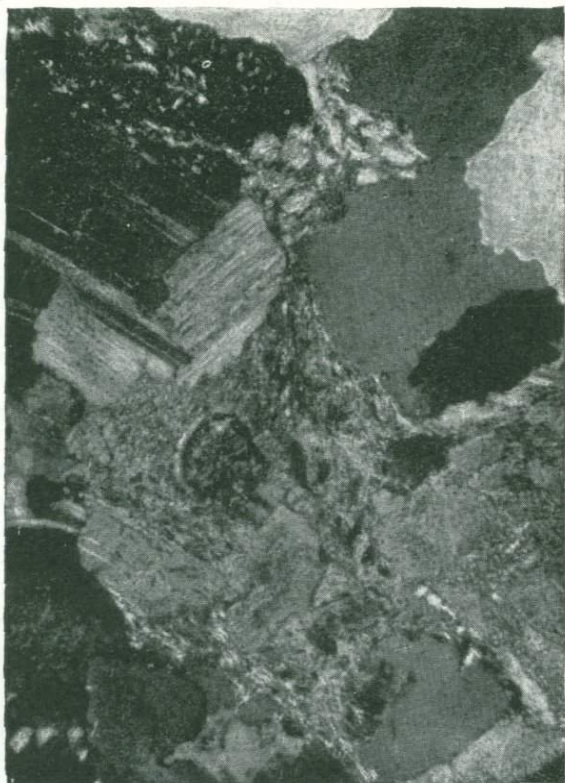
В грейзенизированных порфириовидных гранитах, вскрытых на Кировском и Вознесенском бериллиево-флюоритовых месторождениях, наряду с перечисленными выше минералами, в большом количестве присутствует топаз.

Он наблюдается в виде столбчатых и мелкозернистых агрегатов, а также в виде короткопризматических кристаллов и зерен неправильной формы. Размер зерен топаза колеблется от сотых долей миллиметра до 1 мм в поперечнике. В некоторых участках хорошо видно, как флюорит

¹ В грейзенизированных гранитах Чихезского массива турмалин обычно отсутствует.

замещает кристаллы топаза и заполняет в последнем трещинки (фиг. 21). Мусковит и кварц, как и флюорит, разъедают кристаллы топаза и выполняют в них трещинки. Количество топаза колеблется в пределах 10—20% всей массы породы.

Кварц-слюдистые грейзены представляют собой сероватую или зеленоватую среднезернистую породу, состоящую в основном из кварца и светлой мелкочешуйчатой слюды. Количество кварца в кварц-слюдистых грейзенах колеблется в пределах 60—75% всей массы породы. Наблюдаются две генерации кварца. Первая генерация — ранний кварц, повидимому, еще гранитный, образует крупные зерна, размером до 1,5—2 мм в поперечнике. Этот кварц имеет мелкозубчатые очертания — результат частичной перекристаллизации по краям.



Фиг. 20. Шлиф № 2515. Восточный контакт Вознесенского массива. Грейзенизированный гранит с касситеритом (в центре). $\times 46$. Ник. +.

Кварц второй генерации образует более мелкие зерна, до 0,3—0,4 мм в поперечнике. В участках, сложенных этим кварцем, наблюдается мозаичная структура.

Мелкочешуйчатая слюдка как бы цементирует зерна кварца; места среди мелкочешуйчатого агрегата наблюдаются более крупные листочки мусковита, размером до 0,5 мм в поперечнике, иногда мусковит количественно даже преобладает.

Кроме мусковита, наблюдаются слюды, отличающиеся от мусковита более низкой, интерференциальной окраской. Это, вероятно, литийсодер-

жащие слюды, потому что в кварц-слюдистых грейзенах обычно отмечаются сильные линии лития. Кроме вышеотмеченных минералов, в кварц-слюдистых грейзенах в небольшом количестве присутствуют турмалин, флюорит, касситерит. Структура лепидогранобластовая, порфиروبластовая, реликтовая гранитная. В некоторых участках структура роговиковая.

Кварцевые грейзены (фиг. 22) отличаются от кварц-слюдистых меньшим количеством слюды и соответственно большим содержанием кварца; слюда составляет всего 5—10% всей массы породы. Многие зерна кварца в этих грейзенах имеют гексагональную форму, и по



Фиг. 21. Шлиф № 1335а. Грейзенизированный гранит. Флюорит (темносерый) замещает топаз (светлосерый). $\times 46$. Ник. II.

краям их наблюдаются каймы более позднего новообразованного кварца с гребенчатой структурой. В описываемых грейзенах в небольшом количестве присутствуют турмалин, флюорит, топаз и касситерит. Количество касситерита обычно незначительно, но иногда (Чапаевское месторождение) наблюдается повышенное его количество (см. фиг. 22). Касситерит образует зерна неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,7—0,8 мм в поперечнике. Касситерит в проходящем свете буровато-коричневый. Отдельные участки зерен плеохроируют в коричневых тонах. Наблюдаются простые, реже коленчатые или сердцевидные двойники. Касситерит в грейзенах развивается в тесной ассоциации с новообразованным кварцем.

Грейзены Партизанского участка, расположенного в 8,5 км к северо-западу от Чихезского гранитного массива, отличаются от вышеописанных грейзенов присутствием крупных кристаллов касситерита размером до 2 см в поперечнике.

Рентгенохимический анализ касситерита обр. 1642 показывает $Zr \sim 0,3\%$, $Nb \sim 3\%$.



Фиг. 22. Шлиф № 2070. Кварцевый грейзен с касситеритом (темносерое в центре). $\times 20$. Ник. +.

Спектральный анализ касситерита дал следующие результаты:

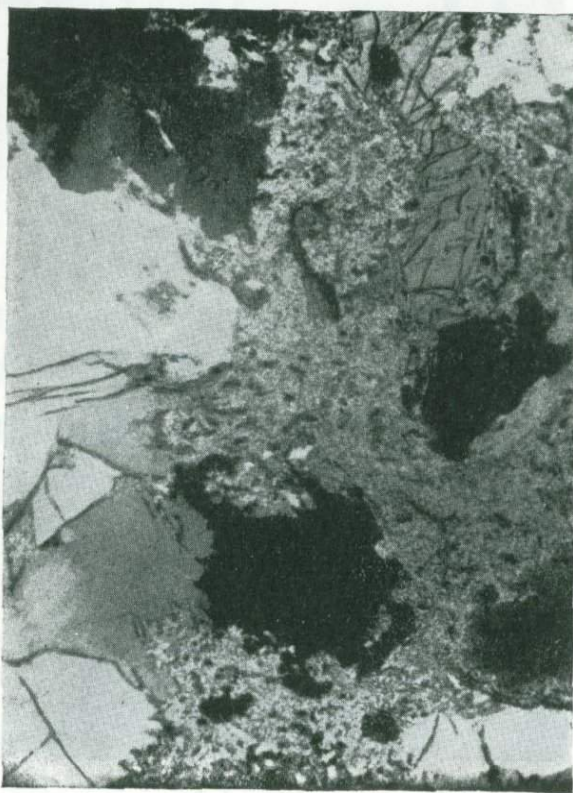
Элементы	Касситерит из грейзена обр. 1642
Sn, Al	Сильные линии
Nb, Si	Средние + линии
Zr, Ta, W, Ca, Mg	Слабые линии
Pb	Очень слабые линии
Be, Cu, Bi, In, Ga	Следы

Как видно из вышеприведенного анализа, в описываемом касситерите присутствуют Nb и Ta.

В районе Южного участка Ярославского оловорудного месторождения в грейзенах наблюдаются скопления крупных призматических кристаллов размером до 3 см, напоминающих сподумен. При микроскопиче-

ских исследованиях установлено, что эти кристаллы состоят из мусковита, литиевой слюды и кварца.

Кварц-слюдисто-топазовые грейзены широко распространены на Вознесенском и Кировском бериллиево-флюоритовых месторождениях и реже наблюдаются на Южном участке Ярославского месторождения. Кварц-слюдисто-топазовые грейзены макроскопически представляют собой светлые зеленовато-серые породы. Они состоят в основном из кварца, мусковита, литиевой слюды и топаза (фиг. 23).

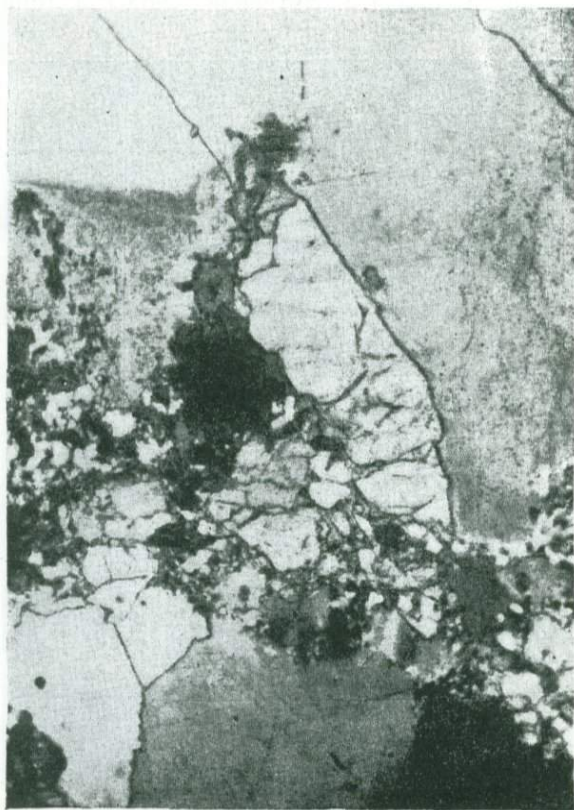


Фиг. 23. Шлиф № 765. Кварц-слюдисто-топазовый грейзен. $\times 20$. Ник. +.

Количество топаза в этих грейзенах колеблется от 6—8 до 20—25%. Топаз вместе со слюдой и кварцем развивается как по калиевым полевым шпатам, так и по плагиоклазам. Помимо отмеченных выше минералов в кварц-слюдисто-топазовых грейзенах обычно присутствуют флюорит, реликты калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, реже встречаются турмалин и касситерит. Турмалин и флюорит замещают топаз. Структура описываемых грейзенов гранобластовая.

Кварц-топазовые грейзены, как и кварц-слюдисто-топазовые, распространены главным образом на Кировском и Вознесенском месторождениях. Кварц-топазовые грейзены (фиг. 24) отличаются от кварц-слюдисто-топазовых большим количеством топаза и соответственно меньшим количеством слюды: количество слюды в описываемых грейзенах не превышает 8%, а обычно составляет 3—5%, количество же

топаза колеблется от 25 до 50%, достигая иногда 75—80%. Такие грейзены с большим количеством топаза широко развиты на Кировском месторождении. Они вскрыты на пологих участках интрузивных контактов, а также в дополнительном куполе (обнаруженном бурением под известняками). В этих топазовых грейзенах наблюдается вольфрамит, касситерит, колумбит (обнаруженный в полированных шлифах в виде



Фиг. 24. Шлиф № 2510. Кварц-топазовый грейзен.
× 46. Ник. +.

включений в вольфрамите), а также прожилки и вкрапленность сфалерита. Сфалеритовая минерализация более поздняя, наложенная на раннюю редкометалльную.

Рентгенохимические анализы вольфрамитов, отобранного из отмеченных грейзенов, взятых в скв. 1096 на различных глубинах, показывают до 10% Nb и до 2% Ta. Это говорит о том, что включения колумбита в вольфрамите присутствуют довольно часто.

Для вышеописанных кварц-топазовых и топазовых грейзенов весьма характерны взаимопрорастания кварца и топаза, причем как в шлифах, так и макроскопически в штуфах хорошо наблюдается графическая структура.

Спектральные анализы грейзенизированных гранитов и грейзенов даны в табл. 10. Как видно из этой таблицы, для грейзенизированных вознесенских гранитов и грейзенов, как и для биотитовых вознесенских

гранитов, характерно присутствие Be, Li, Sn. В грейзенах второго этапа, вскрытых в районе Чапаевского месторождения, Be и Sn присутствуют в больших количествах (сильные линии). В грейзенах, вскрытых на Южном участке Ярославского месторождения, присутствуют Rb и Cs.

д) Жильные породы

Как уже отмечено, жильные породы, секущие вознесенские граниты, представлены дайками грейзенизированных порфировидных гранитов, аплитов, гранит-порфиров, альбитофинов, кварцевых диорит-порфиритов и диабаз-порфиритов. Большинство даек приурочено главным образом к северо-западным и реже северо-восточным зонам нарушения.

Грейзенизированные порфировидные граниты широко распространены в пределах Северного участка Ярославского оловянного месторождения. Они залегают в виде даек, часть которых соединяется с Вознесенским гранитным массивом, являясь его апофизами. Простираение даек северо-западное, падение обычно западное под углом 55—65°; мощность колеблется от 20 см до 12—15 м.

На контакте с дайками вмещающие осадочные породы сильно метаморфизованы: известняки либо превращены в скарны, либо окварцованы, флюоритизированы и содержат турмалин. Песчаники и сланцы также окварцованы, турмалинизированы, флюоритизированы и содержат касситерит. В некоторых участках на контакте с дайками песчаники и сланцы превращены в турмалиновые роговики. Сами дайки сильно грейзенизированы, в них широко развиты процессы турмалинизации и флюоритизации, причем наиболее интенсивно эти процессы проявляются в периферической части даек, а также на контакте с секущими их кварцевыми и кварц-турмалиновыми прожилками. В некоторых участках на контакте с вмещающими осадочными породами грейзенизированные порфировидные граниты превращены в кварц-турмалиновую породу. В наиболее измененных разновидностях часто присутствует касситерит и изредка встречается шеелит.

Химический анализ грейзенизированного порфировидного гранита дан в табл. 4.

В общем описанные грейзенизированные порфировидные граниты как по составу, так и по особенностям воздействия на осадочные породы, совершенно аналогичны грейзенизированным порфировидным гранитам, слагающим периферическую часть Вознесенского массива.

Такое сходство всех отмеченных даек с грейзенизированными порфировидными гранитами, слагающими периферическую часть Вознесенского массива, непосредственное соединение части из них с этим массивом свидетельствует о том, что все они генетически связаны с вознесенскими гранитами и являются их жильной серией.

Аплиты секут вознесенские граниты в виде даек и прожилков, мощностью от 2 см до 1,5 м. Особенно широко аплиты распространены в северо-западной части Чихезского массива в районе Чапаевского вольфрам-оловянного месторождения, на Южном участке Ярославского оловянного месторождения и в южной части Вознесенского гранитного массива. Аплиты представляют собой светло- или розовато-серые мелкозернистые породы, состоящие в основном из калиевого полевого шпата (обычно микроклина), кварца и альбита; местами альбит преобладает над микроклином (Чапаевское месторождение). В небольшом количестве присутствуют мусковит и серицит. В аплитовых прожилках, секущих грейзенизированные граниты в районе Чапаевского вольфрам-

оловянного месторождения обнаружен также касситерит, присутствующий в незначительном количестве в виде зерен неправильной формы размером от сотых долей миллиметра до 0,15 мм. Обычно он ассоциируется с мусковитом.

Спектральные анализы аплита дали следующие результаты.

Элементы	Аплит, обр. 1555
K, Na, Si, Al	Очень сильные линии
Fe, Mg, Ca	Сильные "
Ti	Средние "
Zr, Cu, Ba, Sr, Mn	Слабые "
Be, Ga	Очень слабые "
Sn, Pb	Н. следы

Как видно из таблицы, в аплитах, как и в вознесенских гранитах, присутствует Be.

Гранит-порфиры пользуются довольно широким распространением; особенно часто встречаются в южной части описываемого района. Они слагают дайки и небольшие штокообразные тела; одно из таких тел расположено в районе горы Бойкова. Кроме того, гранит-порфиры наблюдаются в апикальных частях мелких куполов на Кировском и Вознесенском месторождениях, причем устанавливается постепенный переход от гранит-порфиров к порфировидным гранитам.

Гранит-порфиры представляют собой микрозернистые породы светло- или розовато-серого цвета с ясно выраженной порфировой структурой. Они состоят из следующих минералов: калиевого полевого шпата (иногда с микроклиновой решеткой), кварца, плагиоклаза (представленного альбитом и альбит-олигоклазом № 10—12), биотита, мусковита, циркона, флюорита, рутила, турмалина.

Структура породы порфировая, количество вкрапленников колеблется в пределах 8—25% всей массы породы. Во вкрапленниках преобладают кварц и калиевый полевой шпат, реже встречается плагиоклаз. Структура основной массы микрогранитная. Помимо вышеотмеченных минералов в искусственных шлифах гранит-порфиров обнаружены в незначительном количестве касситерит и ильменит.

Описанные гранит-порфиры в некоторых участках грейзенизированы. Так, грейзенизированные гранит-порфиры отмечены на горе Бойкова, на Северном и Южном участках Ярославского оловорудного месторождения, на Вознесенском и Кировском месторождениях; в пределах последних двух месторождений гранит-порфиры местами превращены в типичные грейзены.

Грейзенизированные разности гранит-порфиров горы Бойкова состоят в основном из кварца, светлой слюды, реликтов полевых шпатов и флюорита. Количество кварца в этих породах колеблется в пределах 65—80%; количество флюорита достигает 5—8%. По составу они близки к описанным выше грейзенизированным порфировидным гранитам, но от последних отличаются отсутствием турмалина, несколько большим количеством флюорита и более резко выраженной порфировой структурой.

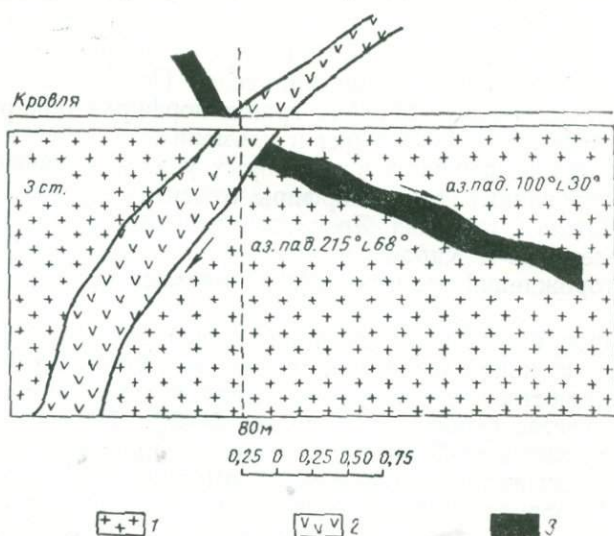
Грейзенизированные гранит-порфиры, вскрытые на Северном участке Ярославского оловорудного месторождения, залегают в виде дайки

северо-восточного простираения. В отличие от грейзенизированных гранит-порфиров горы Бойкова, они содержат значительное количество (до 5%) турмалина и незначительное количество флюорита. Грейзенизированные гранит-порфиры Вознесенского и Кировского месторождений обычно содержат топаз.

Спектральные анализы гранит-порфиров дали следующие результаты.

Элементы	Обр. 1343. Гранит-порфир горы Бойкова	Обр. 1461. Грейзенизированный и турмалинизирующийся гранит-порфир. Северный участок Ярославского оловорудного месторождения
Si, Al, K	Очень сильные линии	Очень сильные линии
Mg	Средние	" " "
Ca	" "	Сильные "
Fe	" "	" "
Na	Выше среднего	Средние
Ba	Слабые линии	Очень сильные "
Sc	Очень слабые "	" " "
Ti	Слабые "	Выше среднего
Zr	Слабые + "	Слабые линии
V	Н. следы	Средние "
Mn	Очень слабые линии	Слабые "
Cu	" " "	" " "
Sn	Следы	Очень слабые "
Be	"	Следы
Ga	"	Н. следы
Cr	—	Очень слабые линии

Как видно из приведенной выше таблицы, в гранит-порфирах как района горы Бойкова, так и Ярославского оловорудного месторождения присутствуют Be и Sn.



Фиг. 25. Дайка альбитофиров сечет рудное тело:

1 — граниты; 2 — альбитофиры; 3 — кварцевая жила.

Альбитофиры встречаются в районе Чапаевского месторождения на Северном участке Ярославского месторождения. В районе Чапаевского месторождения альбитофиры вскрыты в восточной рассечке главной шахты. Они залегают в виде дайки, мощность которой колеблется в пределах 0,2—0,4 м. Простираение дайки северо-западное по азимуту 305—310°, падение на юго-восток под углом 70—80°. Альбитофиры пересекают рудное тело Чапаевского месторождения (фиг. 25). Это светло-серые сильно измененные породы. Иногда в них наблюдаются обломки темносерых глинистых сланцев и кварца, очень похожего на кварц рудного тела. Размер обломков колеблется от 1,5 до 3 см в поперечнике.



Фиг. 26. Шлиф № 2290. Альбитофир. $\times 46$. Ник. +.

При микроскопических исследованиях (фиг. 26) установлено, что описываемые породы состоят из основной массы и порфировых выделений почти нацело серицитизированных полевых шпатов. Количество порфировых выделений колеблется от 3—5 до 10% всей массы породы. Основная масса состоит из серицита и вытянутых в длину мелких листочков мусковита.

Описанные породы условно отнесены к альбитофирам. Неизменные альбитофиры обнаружены и описаны группой А. Г. Теремецкой на Северном участке Ярославского месторождения. Они залегают в виде дайки среди сланцев. Это светлосерые породы, обладающие порфировой структурой с призматически-зернистой основной массой. Вкрапленники представлены табличатыми и призматическими кристаллами альбита. Основная масса состоит из короткопризматических кристаллов альбита, промежутки между которыми выполнены мелкими листочками мусковита, реже биотита. В породе наблюдается равномерная вкрапленность рудного минерала.

Кварцевые диорит-порфиры в Вознесенском районе весьма широко распространены. Они вскрыты целым рядом горных выработок на Ярославском оловорудном месторождении, на Вознесенском

и Кировском бериллиево-флюоритовых месторождениях, в южной части Вознесенского гранитного массива, на Чапаевском вольфрам-оловорудном месторождении, на Первомайском месторождении и других участках.

Обычно они залегают в виде даек северо-западного, реже северо-восточного или широтного простирания. Мощность даек колеблется от 20 см до нескольких десятков метров. В некоторых участках (Кировское



Фиг. 27. Шлиф № 4669. Кварцевый диорит-порфирит. $\times 46$. Ник. ||.

месторождение) диорит-порфириты образуют небольшие тела неправильной формы. Обычно в центральной части тел и мощных даек породы хорошо раскристаллизованы и представлены средне- или мелкозернистыми диоритами с порфировидной структурой, а в краевых частях или в маломощных дайках слабо раскристаллизованы с плотной афонитовой основной массой, на фоне которой наблюдаются вкрапленники полевых шпатов, реже темноцветных.

Макроскопические кварцевые диорит-порфириты представляют собой желтовато-бурую, крайне сильно разложенную глиноподобную породу, в некоторых участках которой сохранились реликты порфировой структуры. При микроскопическом исследовании установлено, что порода близка по составу к кварцевым диоритам. Структура породы порфировая (фиг. 27). Количество вкрапленников колеблется в довольно широких пределах: приблизительно от 3 до 25—30% всей массы породы.

Порфировые выделения представлены удлиненными призматическими кристаллами нацело серицитизированного полевого шпата, размером от 1 до 1,5 мм в длину, реже наблюдаются той же величины длиннопризматические кристаллы хлоритизированной роговой обманки. Основная масса породы состоит из почти нацело серицитизированных плагиоклазов и хлоритизированных темноцветных. В небольшом количестве (до 3—5%) в породе присутствует кварц. Акцессорные минералы представ-



Фиг. 28. Шлиф № 2070 М. П. Материкова. Диорит-порфирит; замещение вкрапленников плагиоклазов слюдисто-флюоритовой рудой. $\times 90$. Ник. II.

лены апатитом и пиритом. Размер минералов в основной массе колеблется от сотых долей до 0,1 мм. Структура основной массы обычно микрогранитная.

Более свежие разности диорит-порфиритов вскрыты скважинами. Это зеленовато-серые микрозернистые породы, состоящие из андезина № 36—38, роговой обманки и биотита. Вторичные — актинолит, тремолит, хлорит, кварц, альбит, серицит, кальцит, минералы эпидот-цонзитовой группы и гидроокислы железа. Структура породы порфировая, количество вкрапленников колеблется в пределах 5—25% всей массы породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая; на Вознесенском и Кировском месторождениях довольно часто в диорит-порфиритах наблюдается флюорит, замещающий плагиоклазы (фиг. 28).

Кварцевые диорит-порфиры секут палеозойские осадочные отложения, граниты и дайки аплитов, грейзенизированных порфиroidных гранитов и гранит-порфиров.

Повидимому, было два этапа внедрения кварцевых диорит-порфиров, разделенных некоторым промежутком времени, потому что дайки, имеющие северо-восточное направление, секутся аналогичными по со-



Фиг. 29. Шлиф № 2505. Диабаз-порфирит. $\times 20$.
Ник. +.

ставу дайками, имеющими северо-западное простирание (Северный участок Ярославского оловорудного месторождения). Кроме того, там же в тектонической брекчии присутствуют обломки кварцевых диорит-порфиров, совершенно аналогичных по составу и структуре кварцевым диорит-порфиритам, секущим тектоническую брекчию. Известны как до-рудные диорит-порфиры, которые в ряде участков (Вознесенское слюдяно-бериллиево-флюоритовое месторождение и др.) замещаются рудой, так и послерудные, секущие руду. Пока мы еще не нашли отличительных особенностей этих даек, потому что на поверхности они очень сильно изменены и для расчленения их нужны специальные детальные работы.

Диабаз-порфиры встречаются в различных участках описываемого района.

Наблюдаются две фазы диабаз-порфиритов, связанные, повидимому, с различными комплексами интрузивных пород. Диабаз-порфириты первой фазы секут габбро, габбро-диориты и в свою очередь рассекаются гранитами. Диабаз-порфириты второй фазы рассекают граниты (район Южного участка Ярославского оловорудного месторождения, Вознесенское месторождение, Кировское месторождение и другие участки).



Фиг. 30. Шлиф № 2052. Вкрапленник оливина (в центре) в диабаз-порфирите. $\times 76$. Ник. +.

Диабаз-порфириты, как и диорит-порфириты, на поверхности обычно очень сильно изменены и только скважинами вскрыты свежие их разновидности (фиг. 29). От диорит-порфиритов они отличаются более основным составом плагиоклаза (лабрадор № 48—50), присутствием пироксена, представленного авгитом и офитовой, а не микрогранитной структурой основной массы. В одном шлифе (Вознесенское месторождение) обнаружены единичные вкрапленники оливина (фиг. 30). На Вознесенском и Кировском месторождениях диабаз-порфириты второй фазы замещаются слюдисто-флюоритовой рудой. Интересно, что как в диабаз-порфиритах, так и в диорит-порфиритах развиты процессы альбитизации. Альбит замещает плагиоклаз.

Б. Основные и средние породы

Основные и средние породы слагают относительно крупный массив площадью около 10 км², расположенный в центральной части Вознесенского района, и небольшие тела в районе колхоза им. Чапаева и к югу от вершины горы Липовой. Крупный массив, как и Вознесенский гранитный, вытянут с юго-востока на северо-запад параллельно простиранию нижнепалеозойских осадочных отложений. Основные и средние породы прорывают нижнепалеозойские осадочные толщи. К сожалению, из-за плохой обнаженности характер метаморфизма нижнепалеозойских осадочных отложений на контакте с основными и средними породами



Фиг. 31. Обр. 4999. Пегматоидный участок в габбро-диорите.

изучен плохо. И все же необходимо отметить, что на контакте с основными и средними породами в осадочных толщах пока нигде не наблюдаются ни турмалины, ни касситерит. В пределах описываемого массива наблюдаются ксенолиты каких-то нацело переработанных осадочных пород, вероятно, известняков, а также ксенолиты мраморизованных или скарнированных известняков.

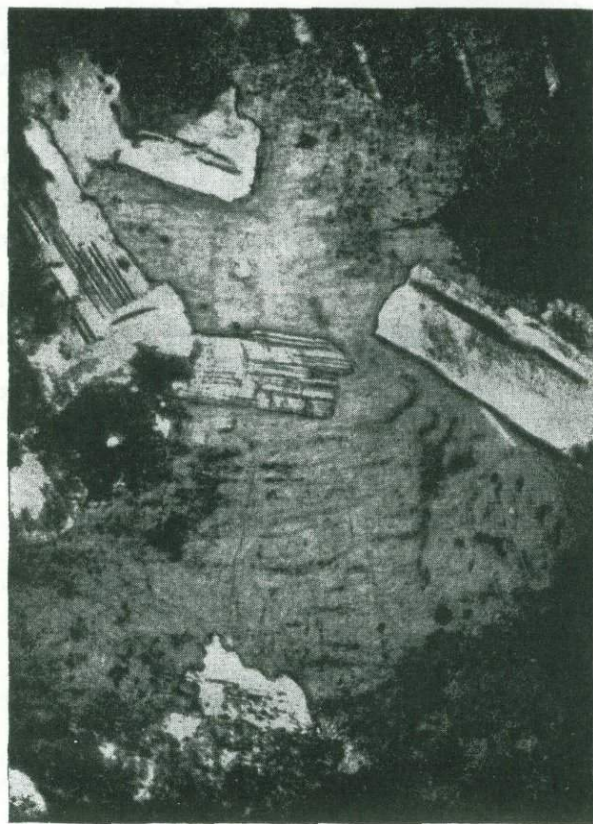
Вблизи западного контакта описываемого массива и нижнепалеозойских осадочных отложений проходит зона тектонического нарушения северо-западного простирания, к которой приурочена целая серия даек различных жильных пород.

Как уже отмечено, описываемый массив сложен различными основными и средними породами, представленными габбро, габбро-диоритами, кварцевыми габбро-диоритами, диорит-монцонитами, сиенитами, диоритами и кварцевыми диоритами.

Выделить на карте эти породы невозможно, потому что на небольшой площади наблюдаются переходы одних разновидностей в другие. Так, например, иногда даже в одном образце наблюдаются переходы от пег-

матоидных габбро к мелкозернистым габбро и к габбро-диоритам (фиг. 31).

В 1950 г. нами вскрыт непосредственный контакт Вознесенских гранитов с габбро. В магистральной канаве № 10, расположенной в районе колхоза им. Чапаева, в 200 м от высоты 229,4 ясно видно, что граниты прорывают габбро. На контакте с гранитами габбро изменено. Изменение выражается в незначительном окварцевании и сильной хлоритиза-



Фиг. 32. Шлиф № 51/48. Диорит-монзонит. Монзонитовая структура. $\times 20$. Ник. \perp .

ции темноцветных, причем степень окварцевания и интенсивность хлоритизации темноцветных уменьшаются постепенно, по мере удаления от контакта с гранитами.

Основные и средние породы описаны в наших отчетах. Характерными особенностями этих пород являются: пестрота состава, взаимные быстрые переходы между отдельными разновидностями, частая смена структур, пятнистый облик вследствие неравномерного, кучного распределения темноцветных минералов, неравномерное распределение калиевого полевого шпата и кварца, необычные для нормальных магматических пород ассоциации минералов, неравновесный количественно-минералогический состав (например, наряду с 30% калиевого полевого шпата наблюдается около 60% плагиоклаза, представленного андезин-лабрадором).

В данной статье мы ограничимся описанием одного из весьма своеобразных представителей отмеченных пород, именно диорит-монцитов; приведем результаты спектральных анализов основных и средних пород и краткое описание жильных пород, которые, вероятно, генетически связаны с описываемыми интрузиями.

Диорит-монциты широко развиты в северо-западной части массива. Они представляют собой серые крупнозернистые породы, состоящие в основном из полевых шпатов и роговой обманки. В диорит-монцитах наблюдается вкрапленность сульфидов, представленных пиритом, халькопиритом и пирротинном. Сульфиды ассоциируются обычно с темноцветными. Иногда диорит-монциты секутся маломощными (до 5 мм) сульфидными прожилками.

Под микроскопом видно, что диорит-монциты состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, пироксена, обыкновенной роговой обманки, щелочной роговой обманки и биотита. Акцессорные — апатит, сфен, рудный минерал. Вторичные — серицит, хлорит, эпидот, цоизит. Структура породы монцитовая (фиг. 32). Количественные соотношения отдельных минералов в породе даны в табл. 11.

Таблица 11

Количественное содержание минералов вознесенских габбро, диорит-монцитов, кварцевых диоритов

(Подсчитано на интеграционном столике системы «Leitz»)

№ шлифа	Название пород	Содержание минералов (в %)									
		плагио- клаз	калиевый полевой шпат	кварц	пироксен	роговая обманка	биотит	апатит	сфен	циркон	рудный минерал
51	Диорит-монцит	38,5	37,7	—	—	9,2	5,8	2,9	1,3	—	4,6
1332	"	55,0	30,6	—	—	8,6	—	2,9	—	—	2,9
1475	"	46,2	16,6	—	10,2	13,8	—	2,3	4,1	1,4	5,4
1547	Габбро	60,0	—	—	21,5	18,5	—	—	—	—	Очень мало
153	"	32,6	—	—	29,7	35,5	—	2,2	—	—	—
122a	Кварцевый диорит	58,2	14,4	6,3	—	14,1	5,5	0,5	—	0,5	0,5
129	"	50,02	8,3	1,0	37,0	—	—	2,3	Единич- ные зерна	—	1,0

Плагиоклаз (№ 38—40) встречается в виде несколько удлиненных призматических кристаллов, обладающих резко выраженным идиоморфизмом по отношению к калиевым полевым шпатам. Размер кристаллов плагиоклаза колеблется в пределах 0,8—3 мм. Иногда наблюдаются зональные кристаллы плагиоклазов. Ядро плагиоклазов представлено андезин-лабрадором, а оболочки андезином и андезин-олигоклазом.

Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым микроклином; угол оптических осей $2V$ колеблется в пределах $74—76^\circ$.

Пироксен (диопсид) присутствует в виде короткопризматических кристаллов или зерен неправильной формы, размером 0,5—1 мм в поперечнике. Диопсид в проходящем свете зеленый со слабо выраженным плеохроизмом в зеленых тонах. Угол угасания $s:Ng = 34^\circ$. Количество пироксена колеблется от единичных кристаллов до 8—10%.

Роговая обманка. В описываемых диорит-монцитах встречается как обыкновенная роговая обманка, так и щелочная.

Обыкновенная роговая обманка образует длиннопризматические кристаллы, реже зерна неправильной формы, размером до 2,5 мм. В проходящем свете обыкновенная роговая обманка зеленая или буровато-зеленая с ясно выраженным плеохроизмом от более густого зеленого или буровато-зеленого по Ng до светлозеленоватого по Np; угол угасания $\epsilon : Ng = 18-20^\circ$. Щелочная роговая обманка замещает вышеописанную обыкновенную роговую обманку и, кроме того, образует радиально-лучистые агрегаты.

Щелочная роговая обманка в проходящем свете зеленовато-синяя с ясно выраженным плеохроизмом от зеленовато-синего по Ng до светлозеленовато-желтого по Np. Угол угасания $\epsilon : Ng = 12-14^\circ$. Удлинение положительное. По этим данным она может быть отнесена к глаукофану.

Спектральный анализ щелочной роговой обманки дал следующие результаты:

Элементы	Щелочная роговая обманка из обр. 1332а
Mg, Si, Al, Ca	Очень сильные линии
Fe	Сильные "
Na, Mn	Средние "
Cr, V, Ba, Ti	Слабые "
Zr, Ga, Sr	Очень слабые "
Be, Zn	Следы
Sc	Н. следы

Биотит наблюдается в виде пластинок и листочков, размером до 0,8 мм, а также в виде мелкочешуйчатых агрегатов. Довольно часто биотит образует псевдоморфозы по роговой обманке и заполняет трещинки в плагиоклазах.

Апатит образует игольчатые или короткостолбчатые кристаллы, явно идиоморфные по отношению к пироксенам и роговой обманке. Размер кристаллов апатита колеблется от сотых долей миллиметра до 0,3, редко 0,4 мм в поперечнике. Апатит обычно ассоциируется с пироксеном и роговой обманкой.

Сфен присутствует в виде клиновидных кристаллов, реже зерен неправильной формы; обычно ассоциируется с темноцветными и рудными минералами.

Рудные минералы присутствуют почти во всех шлифах в виде изометричных кристаллов и зерен неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,5 мм в поперечнике; ассоциируются с темноцветными. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномagnetитом, пиритом и пирротинном. Вторичные процессы проявляются в серицитизации и сосюритизации плагиоклазов, пелитизации калиевых полевых шпатов, замещении роговой обманки биотитом и хлоритом, хлоритизации биотита и образовании небольшого количества эпидота и цоизита.

Химические анализы диорит-монцонита даны в табл. 4. Результаты спектральных анализов диорит-монцонитов даны в табл. 12.

Как видно из табл. 12, в диорит-монцонитах и диоритах присутствуют Be, Sn, Ga и Zr, т. е. те элементы, которые постоянно присутствуют в вознесенских гранитах. Интересно, что бериллий отмечается также и в габбро (см. табл. 12). Кроме того, в диорите устанавливается повышенное содержание Sr.

Результаты спектральных анализов гибридных пород

Элементы	Габбро. Обр. 2052	Габбро с вкрапленностью сульфидов. Обр. 1492	Диорит-монзонит. Обр. 1332	Диорит. Обр. 1478	Диорит. Обр. 1502
Si, Al	Очень сильные линии	Очень сильные линии	Очень сильные линии	Очень сильные линии	Очень сильные линии
Ca	" " "	" " "	Сильные "	" " "	" " "
Mg	" " "	" " "	" " "	" " "	" " "
Fe	Сильные "	Сильные "	Выше среднего	Сильные "	" " "
Na	Слабые+	Выше среднего	" "	" "	Средние "
Ti	Средние "	Средние линии	Слабые+ линии	" "	Сильные "
Ba	Слабые "	Средние+	" "	Очень сильные "	Слабые "
Sr	" "	Средние-	" "	Сильные "	Сильные "
K	—	Средние "	Выше среднего	" "	" "
Mn	Очень слабые "	Слабые "	Слабые линии	Слабые "	Сильные "
V	Слабые "	Слабые+	Очень слабые "	Выше среднего	—
Ga	Н. следы	Слабые "	Следы	Следы	Н. следы
Cu	Следы	" "	—	Слабые линии	Слабые- линии
Pb	Н. следы	Н. следы	Н. следы	" "	Слабые+ "
Zn	—	" "	—	—	" "
Co	—	Очень слабые линии	—	—	—
Ni	Н. следы	" " "	—	Н. следы	—
Zr	—	" " "	Слабые + линии	Слабые + линии	—
Cr	Следы	Следы	—	Выше среднего	—
Sc	Н. следы	Н. следы	—	—	—
Be	" "	—	Н. следы	Н. следы	Н. следы
Sn	—	—	" "	—	Очень слабые линии

а) Жильные породы

Основные и средние породы секутся большим количеством даек различных жильных пород, причем максимальное количество даек приурочено к зоне нарушения северо-западного направления. Эти дайки представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми монцонит-порфирами, сферолитовыми микрогранофирами, баркевикитовыми порфиритами и диабаз-порфиритами.

Простираение даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и монцонит-порфиров северо-западное $320-330^\circ$. Эти дайки в некоторых участках (центральная часть массива основных пород) прослежены на расстоянии 1,5—2 км. Необходимо отметить, что состав этих даек по простираению меняется от гранит-порфиров до гранодиорит- и монцонит-порфиров.

Простираение даек сферолитовых микрогранофиров и диабаз-порфиров обычно северо-восточное, причем эти дайки секут не только основные и средние породы, но и упомянутые выше дайки переменного состава.

Гранит-порфиры широко распространены в пределах массива основных и средних пород и к северо-западу от Ипполитовского железорудного месторождения. На горе Липовой они слагают небольшое штокообразное тело площадью 0,5 км².

Гранит-порфиры состоят из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, роговой обманки обыкновенной и щелочной, биотита, циркона, апатита, сфена, рудного минерала. Вторичные — серицит, альбит, карбонаты, гидроокислы железа. Структура породы порфировая, структура основной массы микрогранитная или сферолитовая. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом и роговой обманкой. Во вкрапленниках резко преобладает калиевый полевой шпат. Размер вкрапленников колеблется от 0,6 до 2,5—3 мм в поперечнике. Размер зерен в основной массе колеблется от сотых долей миллиметра до 0,2 мм.

Вторичные процессы в описываемых гранит-порфирах развиты средне и проявляются в пелитизации калиевых полевых шпатов, серицитизации плагиоклазов, замещении роговой обманки биотитом и хлоритом, образовании вокруг кристаллов калиевого полевого шпата оторочек альбита (фиг. 33) и образовании эпидота и цоизита.

Химические анализы гранит-порфиров даны в табл. 4.

Как видно из диаграммы химического состава гранитоидов гродековского интрузивного комплекса, описываемый гранит-порфир в отличие от других пород гродековского интрузивного комплекса содержит нормальное количество глинозема (вектор направлен вертикально). Результаты спектральных анализов гранит-порфиров даны в табл. 13, из которой, как и из приведенного химического анализа, видно, что в гранит-порфирах присутствует бериллий.

Гранодиорит-порфиры отличаются от гранит-порфиров:

1) большим количеством плагиоклазов, как во вкрапленниках так и в основной массе, и соответственно меньшим количеством калиевого полевого шпата и кварца;

2) более основным плагиоклазом, представленным обычно олигоклаз-андезином;

3) большим количеством темноцветных как во вкрапленниках, так и в основной массе;

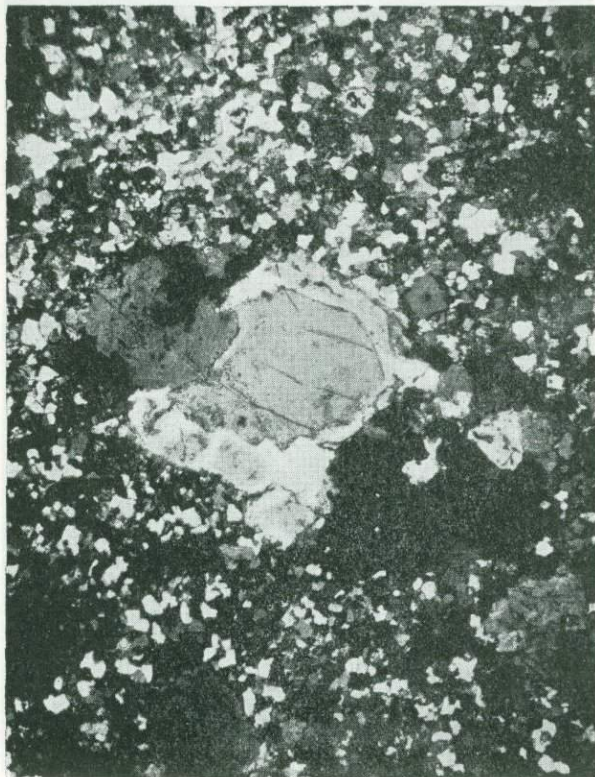
4) отсутствием кварца во вкрапленниках и меньшим количеством его (до 20%) в основной массе.

Результаты спектральных анализов жильных пород

Элементы	Гранодиорит-порфир. Обр. 2051	Гранит-порфир. Обр. 118	Гранодиорит-порфир. Обр. 2029	Гранодиорит-порфир. Обр. 2030	Сферолитовый микрогранит. Обр. 1561
Si	Очень сильные линии	Очень сильные линии	Очень сильные линии	Очень сильные линии	Очень сильные линии
Al	" " "	" " "	Сильные "	" " "	" " "
Ca	Выше среднего	" " "	" "	Выше среднего	" " "
Fe	" " "	" " "	Очень слабые "	Сильные линии	Сильные "
Na	Сильные линии	Сильные "	Средние+	Выше среднего	" "
Ba	Средние "	Очень сильные "	Слабые "	Слабые+ линии	Очень сильные "
Sr	Слабые "	Сильные "	Следы	Очень слабые "	Сильные— "
Mg	Средние+	Очень сильные "	Выше среднего	Средние+ "	" "
Ti	" "	Выше среднего	Слабые линии	Слабые+ "	Выше среднего
Mn	Слабые линии	Слабые линии	Очень слабые "	Слабые "	Слабые линии
V	Следы	Очень слабые "	Н. следы	Н. следы	—
Zr	Слабые линии	Выше среднего	Следы	Слабые линии	Слабые линии
Ga	Очень слабые "	Очень слабые линии	—	Следы	Следы
Cu	Следы	Слабые+	Следы	"	"
Sn	Н. следы "	—	—	Очень слабые линии	Слабые линии
Pb	Следы	Н. следы	—	Н. следы	Н. следы
Cr	—	—	Н. следы	" "	—
Be	Следы	Следы	Следы	Очень слабые линии	Следы

Спектральные анализы гранодиорит-порфиров даны в табл. 12, из которой видно, что во всех образцах присутствуют бериллий, олово, галлий.

Кварцевые монзонит-порфиры представляют собой серые микрозернистые породы с ясно выраженной порфировой структурой. Они состоят из плагиоклаза, представленного андезином № 37, калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита, кварца, циркона, апатита, сфе-



Фиг. 33. Шлиф № 119. Гранит-порфир. Вторичный альбит окружает кристаллы калиевого полевого шпата. $\times 20$. Ник. +.

на. Вторичные—серицит, хлорит, эпидот, карбонаты. Структура породы порфировая; во вкрапленниках преобладает плагиоклаз, реже встречается калиевый полевой шпат и еще реже роговая обманка.

Структура основной массы микрогранитная, в отдельных участках пойкилитовая. Плагиоклаз совместно с калиевым полевым шпатом составляет основную массу породы.

Сферолитовые микрогранофиры обнаружены нами в центральной части массива основных и средних пород. Дайки сферолитовых микрогранофиров секут основные и средние породы, а также дайки гранит- и гранодиорит-порфиров.

Сферолитовые микрогранофиры представляют собой светлые розовато-серые или серые микрозернистые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, мусковита и рудного минерала.

Вторичные — хлорит, гидроокислы железа. Структура породы сферолитовая (фиг. 34), обусловленная присутствием сферолитовых кристаллов калиевого полевого шпата. В пределах сферолитов наблюдается очень тонкое взаимопрораствание калиевого полевого шпата и кварца и в шлифах при больших увеличениях хорошо наблюдается микрогранофирная структура.



Фиг. 34. Шлиф № 1506а. Сферолитовый микрогранофир. $\times 46$. Ник. +.

Баркевикитовые порфириды слагают дайку, расположенную в центральной части массива основных и средних пород. Они секут основные и средние породы, взаимоотношение их с гранит-порфиридами и гранодиорит-порфирами не установлено.

Баркевикитовые порфириды представляют собой темносерые породы с ясно выраженной порфировой структурой. Количество вкрапленников колеблется в пределах 30—45% всей массы породы.

Под микроскопом видно, что баркевикитовые порфириды (фиг. 35) состоят из лабрадора, пироксена, обыкновенной роговой обманки, баркевикита, рудного минерала. Вторичные — хлорит, актинолит. Структура породы порфировая. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз и роговая обманка, причем плагиоклаз преобладает. Структура основной массы интерсертальная.

Плагиоклаз присутствует как во вкрапленниках, так и в основной массе. Во вкрапленниках плагиоклаз образует призматические кри-

сталлы, иногда несколько удлиненные, размером от 0,6 до 6 мм. Плаггиоклаз представлен лабрадором № 52—54. В основной массе плаггиоклаз образует призматические кристаллы, обычно несколько удлиненные, размером от 0,05 до 0,2, редко 0,3 мм.

Во вкрапленниках плаггиоклаз резко преобладает; в основной массе составляет около 60—65%.



Фиг. 35. Шлиф № 1503. Баркевикитовый порфирит.
× 20. Ник. ||.

Пироксен присутствует в незначительном количестве в виде идиоморфных короткопризматических кристаллов или зерен неправильной формы, размером от 0,1 до 0,3 мм в поперечнике. Пироксен в проходящем свете бесцветен. Угол угасания $c : Ng = 32^\circ$. Это, вероятно, диопсид.

Обыкновенная роговая обманка встречается как во вкрапленниках, так и основной массе. Во вкрапленниках роговая обманка образует призматические кристаллы размером 0,8—1,5 мм; в основной массе присутствует в виде зерен неправильной формы, реже в виде несколько удлиненных призматических кристаллов размером от сотых долей миллиметра до 0,1, редко 0,2 мм. Роговая обманка обладает плеохроизмом от более густого зеленого по Ng до светлозеленого по Np ; угол угасания $c : Ng = 19^\circ$. Количество роговой обманки в основной массе составляет около 35—40%. Обычно роговая обманка, как вкрапленников так и основной массы, замещается баркевикитом и актинолитом. В проходящем свете баркевикит коричневый с ясно выраженным плеохроизмом от

темнокоричневого по Ng до светлокоричневого по Nr. Хорошо наблюдается спайность, угол угасания $\epsilon : Ng = 10 - 12^\circ$.

Рудный минерал наблюдается в незначительном количестве в виде зерен неправильной формы, размером от сотых долей миллиметра до 0,1 мм. Обычно он ассоциируется с темноцветными.

Вторичные процессы в описываемой породе развиты довольно сильно и проявляются в сосюритизации плагиоклазов и замещении обыкновенной роговой обманки баркевикитом, актинолитом и хлоритом.

Диабаз-порфириды слагают дайки, широко распространенные в пределах массива основных и средних пород, кроме того, они отмечаются и в других участках описываемого района. Наблюдаются как относительно свежие разности диабаз-порфиритов, так и сильно измененные.

Диабаз-порфириды представляют собой плотные мелкозернистые породы темносерого или темнозеленовато-серого цвета с ясно выраженной порфировой структурой. Количество вкрапленников колеблется в пределах 5—20% всей массы породы; вкрапленники распределены в породе равномерно, но иногда участки, обогащенные вкрапленниками, расположены параллельно контакту и имеют мощность около 0,5 м. Микроскопические исследования показали, что наиболее свежие разности диабаз-порфиритов состоят из лабрадора, авгита, роговой обманки, биотита, апатита, сфена и магнетита. Вторичные — сосюрит, хлорит, актинолит.

Структура породы порфировая; структура основной массы офитовая.

б) О генезисе основных и средних пород

На основании имеющегося у нас в настоящее время фактического материала можно считать, что описанные основные и средние породы образовались в результате ассимиляции гранитной магмой вмещающих осадочных пород, представленных известняками. Об этом свидетельствует, во-первых, присутствие многочисленных ксенолитов мраморизованных известняков, мраморов и скарнов, отмеченных среди массива гибридных пород; во-вторых, их своеобразные петрографические особенности, а именно: резкая смена пород на незначительном протяжении, неравновесный количественно-минералогический состав, резкая смена структур, необычные ассоциации минералов и др.; в-третьих, резкое колебание химического состава гибридных пород и значительные отклонения их от средних типов пород по Дели, а также очень высокое содержание кальция, превышающее содержание кальция в средних типах пород.

Описанные выше дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых монцонит-порфиров, несущие явные следы гибридизма, а также дайки сферолитовых микрогранофиров и баркевикитовых порфиритов, которые мы никогда не встречали среди вознесенских гранитов, вероятно, генетически связаны с гибридными породами.

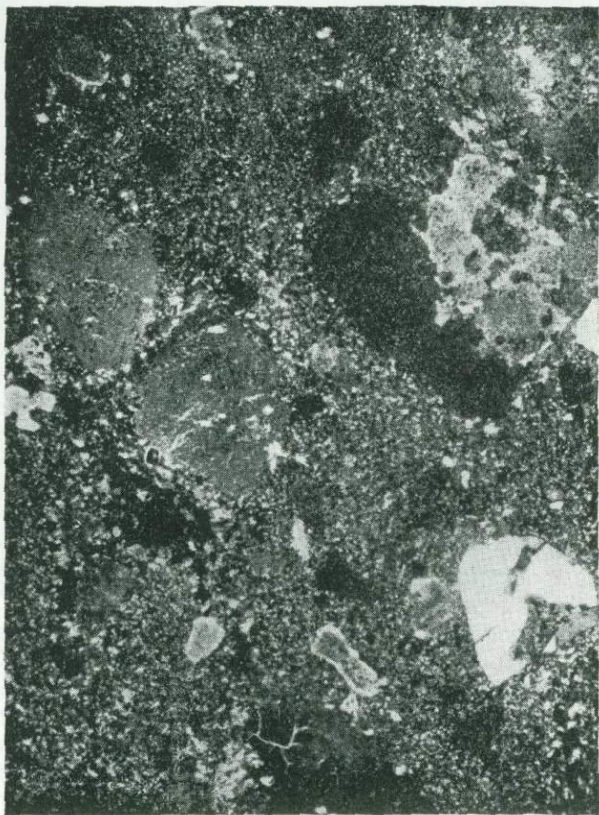
Вероятно, гибридные породы и вознесенские граниты относятся к единому магматическому циклу. Косвенным подтверждением этого является присутствие в диорит-монцонитах, диоритах, гранит-порфирах, гранодиорит-порфирах бериллия и олова, т. е. элементов, характерных для вознесенских гранитов. Даже в жильных породах основного состава (баркевикитовых порфиритах) присутствует бериллий (хотя и в малых количествах).

Можно предполагать, что весь интрузивный комплекс Вознесенского рудного узла образовался в процессе многофазного внедрения единой гранитной магмы. Первая фаза сопровождалась интенсивной глубинной ассимиляцией и привела к формированию всей серии гибридных пород.

Затем образовались жильные породы типа гранит-порфиров, которые в результате ассимиляции дали гранодиорит-порфиры и кварцевые монцитит-порфиры. Несколько позднее произошло образование сферолитовых микрогранофиров, баркевикитовых порфиритов и диабаз-порфиритов. Вышеотмеченные жильные породы, вероятно, генетически связаны с гибридными. Более поздние кислые дифференциаты этой же магмы дают вознесенские граниты и всю с ними связанную жильную серию.

В. Эффузивные породы

Эффузивные породы развиты в юго-западной части описываемого района, на правом берегу р. Насыровки. Эффузивные породы представлены кварцевыми порфирами, порфиритами и лавобречкиями кварцевых



Фиг. 36. Шлиф № 2390. Гранит-порфир. $\times 20$. Ник. +.

порфиров. Кварцевые порфиры представляют собой плотные светлосерые породы, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. В незначительном количестве присутствует циркон. Вторичные — серицит, гидроокислы железа. Структура породы порфировая; во вкрапленниках наблюдаются кварц и калиевый полевой шпат, причем первый несколько преобладает. Структура основной массы фельзитовая. Вторичные процессы проявляются в пелитизации калиевых полевых шпатов, серицитиза-

ции плагиоклазов и замещении рудного минерала гидроокислами железа.

Иногда в кварцевых порфирах наблюдается флюидалность, заключающаяся в обтекании основной массой вкрапленников.

Среди описываемых кварцевых порфиров встречаются прослои лавобрекчии кварцевых порфиров.

Мы наблюдали непосредственный контакт жерловой фации описываемых кварцевых порфиров с гродековскими гранитами. Гродековские граниты в районе высоты 230,2 м прорывают и метаморфизуют гранит-порфиры (фиг. 36), являющиеся жерловой фацией кварцевых порфиров.

В. П. Котляр в Ворошиловском районе на правом берегу р. Раковки наблюдал кварцевые порфиры, прорванные заведомо домеловыми гранитами. Вышеописанные кварцевые порфиры аналогичны тем, которые изучены В. П. Котляром, и относятся, вероятно, к тому же вулканическому циклу, с которым связано образование вознесенских гранитов, причем кварцевые порфиры образовались раньше вознесенских гранитов.

3. Основные черты металлоносности рудного узла

В настоящее время в районе Вознесенского рудного узла известно, как отмечалось, 6 месторождений: Ярославское оловорудное, Вознесенское и Кировское бериллиево-флюоритовые, Чапаевское (Чихезское) оловянно-вольфрамовое, Первомайское оловорудное и Ипполитовское железорудное (последнее непромышленное). Кроме этих месторождений, в Вознесенском районе отмечен целый ряд рудных проявлений, причем помимо касситерита, вольфрамита, флюорита, бериллиевых минералов и магнетита встречаются шеелит, арсенопирит, галенит и сфалерит. Особый интерес представляют литийсодержащие слюды, широко распространенные на Вознесенском и Кировском месторождениях. Может быть, промышленный интерес будут иметь также ниобий и тантал, установленные спектральным анализом в кварц-топазовых грейзенах Кировского месторождения, и индий, присутствующий в сфалеритах. Интересно, что в грейзенах Южного участка Ярославского месторождения спектральным анализом обнаружены рубидий и цезий. В шлихах описываемого района, кроме вышеотмеченных минералов, обнаружены зерна золота, ванадата и киновари.

Мы не будем останавливаться на подробном описании Ярославского оловорудного, Вознесенского бериллиево-флюоритового, Чапаевского оловянно-вольфрамового и других месторождений Вознесенского рудного узла, потому что этим объектам посвящены специальные работы М. П. Материкова, И. Н. Говорова и А. Г. Теремецкой. Ниже приводятся только краткие сведения о структуре и вещественном составе перечисленных месторождений, которые необходимы для более полного освещения собственно магматических и послемагматических процессов. Описание месторождений дается в основном по данным М. П. Материкова и наблюдениям автора.

а) Основные черты минерализации Ярославского оловорудного месторождения

Ярославское оловорудное месторождение, открытое в 1947 г. М. П. Материковым, состоит из двух участков — Северного и Южного, которые отличаются по преобладанию того или иного типа минерализации.

Северный участок

Северный участок Ярославского оловорудного месторождения находится в 2,5 км к юго-востоку от с. Вознесенска. В геологическом строе-

нии участка принимают участие нижнепалеозойские осадочные породы, которые представлены известняками, переслаивающимися с маломощными прослоями известково-глинистых и глинистых сланцев, песчано-глинистыми сланцами и песчаниками. Основным элементом структуры Северного участка Ярославского месторождения является, по данным М. П. Материкова, опрокинутая на северо-восток брахиантиклинальная



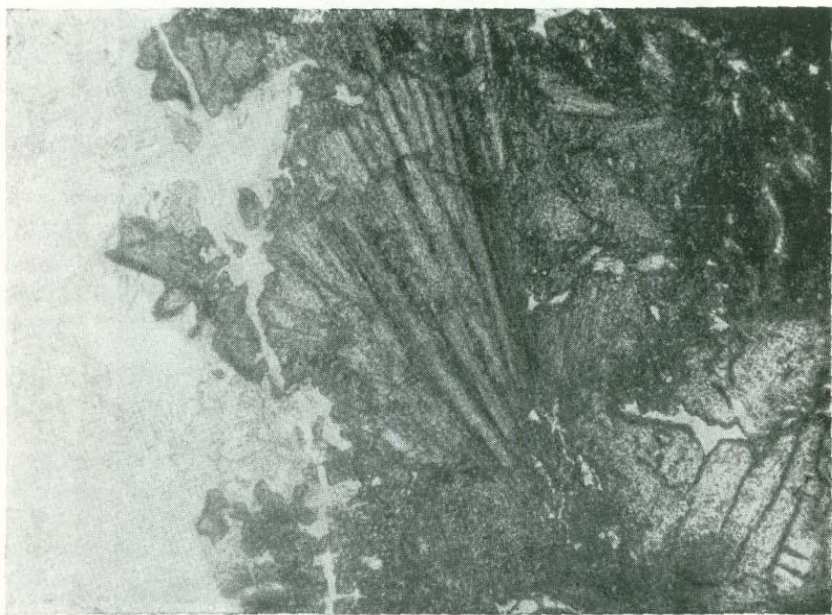
Фиг. 37. Шлиф № 370. Флюорит-турмалиновые оловянные руды. Взаимоотношение касситерита и турмалина. Турмалин разъедает кристаллы касситерита.
× 35. Ник. ||.

складка, сложенная известняками, скарнами и сланцами. Характерная особенность участка — это очень широкое развитие разнообразных по составу даек. Среди них выделяются, в частности, дайки грейзенизированных порфирированных гранитов, имеющие в основном северо-западное простирание и довольно крутое падение на юго-восток. Некоторые из этих даек являются апофизами Вознесенского гранитного массива. Следует подчеркнуть, что характер изменений вмещающих осадочных пород на контакте с дайками грейзенизированных порфирированных гранитов совершенно аналогичны изменениям, наблюдаемым во вмещающих осадочных породах на контакте с вознесенскими гранитами.

В северо-западной части участка прослеживается дайка сильно грейзенизированных и турмалинизированных гранит-порфиров северо-восточного простирания.

В ряде пунктов отчетливо намечается тесная пространственная связь оруденения с перечисленными дайками. Кроме отмеченных даек, широко развиты дайки кварцевых диорит- и диабаз-порфиритов.

На Северном участке выделены две рудные зоны, обладающие очень сложной морфологией. Первая рудная зона, имеющая северо-восточное простирание 30° , связана с мощной зоной неоднократного дробления; она прослежена по простиранию на 540 м при мощности до 100 м. В плане рудная зона представляет собой серию жил, идущих в одном северо-во-



Фиг. 38. Шлиф № 108a/49. Радиально-лучистые агрегаты касситерита.
 $\times 90$. Ник. ||.

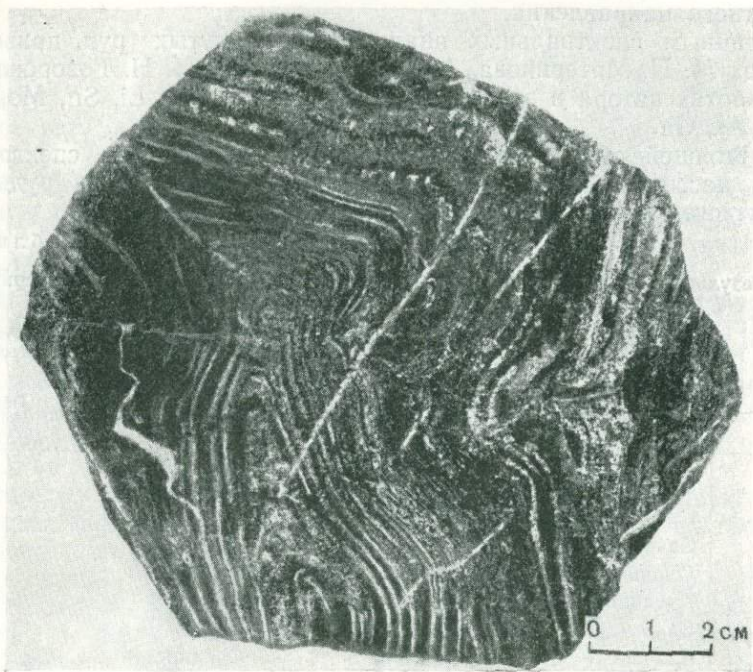
сточном направлении и разобщенных дайками кварцевых диорит-порфиритов и тектонической брекчий. К северо-восточным жилам с севера и северо-запада подходят другого простирания рудные жилы. Мощность отдельных жильных тел колеблется от 1—2 до 10 м; у них очень неправильная ветвящаяся форма. В северной части участка эта зона пересекается со второй рудной зоной и расширяется приблизительно до 100 м; на глубину мощность рудного тела значительно уменьшается.

Вторая рудная зона, имеющая северо-западное простирание, контролируется дайкой грейзенизированного порфировидного гранита. В отличие от первой рудной зоны она не выдержана по простиранию и обладает значительно меньшей мощностью. Отдельные рудные тела, входящие в ее состав, имеют очень сложную, неправильную форму; мощность их колеблется от 1 до 20 м, падение юго-западное под углом $60-65^\circ$. Эта система жил, по данным М. П. Материкова, развивается только в пределах известнякового горизонта и исчезает на глубине в сланцах ядра складки.

Третья система рудных трещин — сбросы востоко-северо-восточного простирания с падением на юго-юго-восток под углом около 60° . Они секут все другие структуры.

М. П. Материков выделяет на северном участке Ярославского оловянно-рудного месторождения следующие основные типы руд:

1. Кварц-турмалиновые оловянные руды (фиг. 37). Эти руды состоят в основном из кварца и турмалина; второстепенные минералы представлены флюоритом, сульфидами мышьяка, железа, цинка, меди (обычно окисленными), касситеритом (фиг. 38), магнетитом, хлоритом и серицитом. Кроме отмеченных минералов, относительно редко встречаются берилл, апатит, фенакит, данбурит и еще реже вольфрамит, молибденит, висмутин.



Фиг. 39. Турмалин-флюоритовые оловянные руды.

М. П. Материков считает разновидностью кварц-турмалиновых оловянных руд турмалиновые роговики, образованные замещением сланцев и местами очень богатые оловом.

2. Турмалин-флюоритовые оловянные руды, образованные преимущественно замещением известняков (фиг. 39) и скарнов. Эти руды, по данным М. П. Материкова, комплексные и содержат касситерит, флюорит и минералы бериллия. Для них характерна полосчатая и фестончатая текстура.

Минералогический состав турмалин-флюоритовых оловянных руд следующий: главные минералы — флюорит, турмалин, светлые слюды; второстепенные — фенакит, касситерит, кварц, калиевый полевой шпат, пирит, апатит, криолит, графит.

3. Сульфид-касситеритовые, окисленные оловянно-свинцовые и железисто-кремнистые галмейные руды. Минералогический состав этих руд следующий: кварц, гидроокислы железа, пирит, касситерит, вторичные свинцовые минералы (преимущественно англезит), галмей, смитсонит, скородит. Иногда в этих рудах присутствует турмалин.

Все типы руд обычно накладываются один на другой, и мы часто наблюдаем их в одном рудном теле. Но в то же время М. П. Материков наметил тенденцию к их пространственному разделению. Так, кварц-турмалиновые оловянные руды встречаются преимущественно среди сланцев и частично среди скарнов, главным образом в рудных зонах северо-северо-восточного простирания. Турмалин-флюоритовые оловянные руды наблюдаются в известняках и скарнах, образуя пластообразные и седловидные жилы замещения, контролируемые главным образом трещинами северо-западного направления. Сульфид-касситеритовые и полиметаллические руды приурочены к трещинам северо-северо-восточного и широтного направления.

По данным спектральных анализов упомянутых руд, приведенных в отчетах М. П. Материкова, А. Г. Теремецкой и И. Н. Говорова, а также в работах автора в этих рудах присутствуют Be, Li, Sn, Mo, Bi, Pb, Cu, Zn, As, Ga.

В настоящей статье мы приведем только результаты спектрального анализа касситерита (табл. 14) и турмалина (табл. 9) из рудных тел Ярославского оловяно-рудного месторождения.

Таблица 14

Результаты спектральных и рентгенохимических анализов касситерита

Элементы	Спектральные анализы			Рентгенохимические анализы	
	рудная жила Чапаевского месторождения Обр. 1458	грейзен Обр. 1642	рудное тело Ярославского месторождения Обр. 567	Обр. 1458	Обр. 1642
Sn	Очень сильные	Сильные	Сильные		
Si	Средние --	Средние +	"		
Al	Слабые +	Сильные	Средние +		
Mg	Очень слабые	Очень слабые	Средние		
Nb	Средние	Средние +	—	0,5%	3%
Ta	Слабые	Слабые +	—		
Fe	Слабые +	"	Средние +		
Ca	Слабые	Слабые	Слабые		
Mn	Слабые +	"	Очень слабые		
Ti	"	"	Слабые		
Be	Очень слабые	Следы	Слабые +		
Pb	—	Очень слабые	Очень слабые		
Cu	Н. следы	Следы	Следы		
Ag	—	—	"		
Zr	Слабые +	Слабые	—	1%	0,3%
Mo	Следы	—	—		
Bi	Очень слабые	Следы	—		
W	Слабые +	Слабые +	Очень слабые		
V	Очень слабые	—	Следы		
Sc	Слабые	Слабые +	Н. следы		
In	--	Следы	—		
Ga	--	"	—		

Как видно из табл. 14, в касситерите Ярославского месторождения (обр. 567) отсутствуют Nb и Ta, которые присутствуют в касситерите Чапаевского оловянно-вольфрамового месторождения (обр. 1458) и касситерите из грейзенов Партизанского участка (обр. 1642). Результаты

спектрального анализа турмалинов из рудных тел Ярославского оловорудного месторождения обр. 567 и 39 даны в табл. 9.

Из табл. 14 видно, что турмалин из рудных тел Ярославского оловорудного месторождения содержит Ве.

Как видно из изложенного фактического материала, в рудных телах Северного участка Ярославского оловорудного месторождения, как и в вознесенских гранитах, присутствуют бор, фтор, бериллий, литий и олово.

Южный участок

Южный участок расположен в 1,5 км к юго-юго-востоку от Северного участка.

Рудное тело находится в северной части Вознесенского гранитного массива, в 5 м от его западного контакта. В южной и центральной частях месторождения контакт гранитов с нижнепалеозойскими осадочными породами прослеживается прямолинейно в меридиональном направлении, падая на запад под углом 50—70°. В северной части он отклоняется к северо-западу.

В гранитах, изгибаясь параллельно контакту, залегает серия узких клиньев кровли, прослеживающихся на глубину свыше 200 м. Главная рудная зона приурочена к наиболее крупному клину кровли. Породы, вмещающие главную рудную зону, представлены в основном известняками с подчиненными прослоями сланцев, скарнами и жилами порфиров. Оловянное оруденение главной рудной зоны приурочено главным образом к висячему контакту осадочных пород с гранитами.

По данным М. П. Материкова, главная рудная зона представляет собой серию параллельных крутопадающих жиллообразных тел. Мощность рудной зоны колеблется в пределах 0,5—18,2 м.

Кроме главной рудной зоны, на месторождении присутствует еще второе рудное тело — жила Спутница, которая прослежена на 800 м при мощности 1,3—5,6 м. Простирается это тело меридиональное, падение западное, под углом 50—80°. М. П. Материков предполагает, что эта жила образовалась в результате полного замещения рудой одного из клиньев осадочных пород и контуры этого клина определили контуры рудного тела.

По данным М. П. Материкова, для Южного участка характерны турмалин-флюорит-оловянные руды с фенакитом и сульфид-флюоритовые руды, не содержащие олова. Турмалин-флюоритовые оловянно-бериллиевые руды состоят в основном из турмалина (фиг. 40), флюорита, фенакита, микроклина и касситерита. Кроме того, в небольшом количестве присутствуют мусковит, скаполит, кварц, топаз, берилл, криолит, хризоберилл, пирит, арсенопирит, бериллий, содержащий апатит.

Сульфид-флюоритовые руды состоят в основном из флюорита, кварца и арсенопирита и пирита; в небольшом количестве присутствуют серицит, мусковит, турмалин и очень редко берилл, рутил, апатит, хлорит.

Следует указать, что, кроме вышеотмеченных типов руд, пользующихся наиболее широким распространением, на Южном участке наблюдается ряд других типов, к которым относятся: кварцевые жилы и тела с мусковитом, турмалином, касситеритом и бериллом, окисленные существенно сульфидные руды и другие типы.

Руды Южного участка Ярославского месторождения подробно описаны в отчетах М. П. Материкова, И. Н. Говорова, А. Г. Теремецкой. По данным спектральных анализов, результаты которых приведены в отчете

И. Н. Говорова и в отчете автора, в рудах Южного участка Ярославского оловорудного месторождения присутствуют Be, Li, Sn, Bi, Mo. Кроме того, интересно отметить, что в обр. 399/49, взятом в шахте I на втором горизонте и представляющем турмалин-флюоритовую руду с касситеритом, присутствуют вольфрам (вышесредние линии) и большое количество бериллия (очень сильные линии).



Фиг. 40. Шлиф № 1/49. Турмалин-флюоритовые оловянные руды; в центре зональные кристаллы турмалина. $\times 46$. Ник. ||.

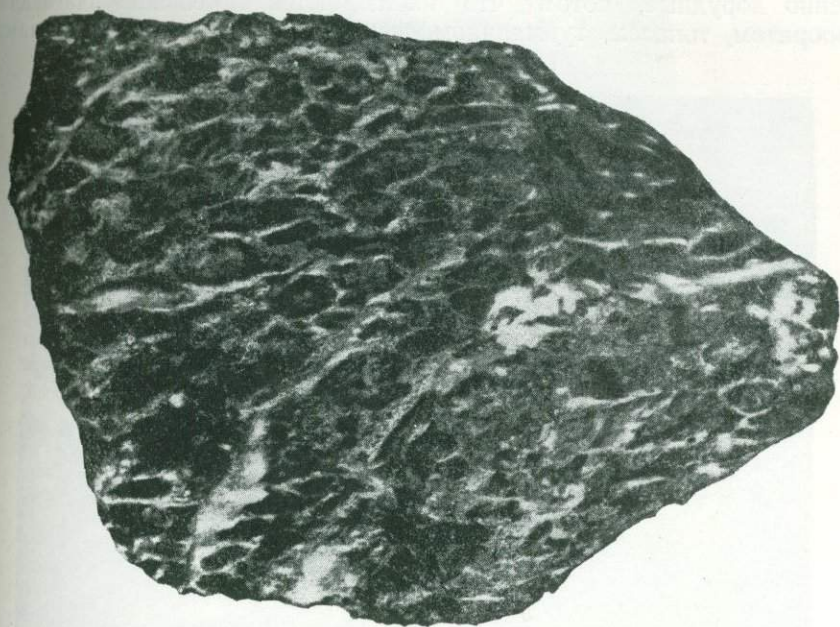
Подводя итог изложенному, можно отметить, что в рудах Южного участка Ярославского оловорудного месторождения, как и в рудах Северного участка этого месторождения, присутствуют бор, фтор, бериллий, литий и олово.

б) Основные черты минерализации Вознесенского слюдиисто-бериллиево-флюоритового месторождения

Вознесенское месторождение находится в юго-западной части с. Вознесенска. По данным М. П. Материкова, месторождение приурочено к известняковому ядру тесно сжатой изоклиальной антиклинали. Складка простирается в северо-западном направлении (330°) и опрокинута на северо-восток. Ядро антиклинали прорвано гранитами и сечется сопряженными разрывами северо-северо-восточного и востоко-северо-восточ-

ного простирания. Рудное тело, образованное в зоне дробления в основном за счет известняков, имеет форму трубы, почти вертикальной, суживающейся на глубину. В плане рудная труба имеет форму линзы, вытянутой в меридиональном направлении согласно с общим простиранием зоны флюоритовой минерализации. Длина линзы 360 м, мощность в центральной части 200 м.

На западе рудное тело контактирует с сильно измененной породой, сохранившей в некоторых участках реликтовую порфирированную структуру.



Фиг. 41. Обр. 600. Слюдисто-бериллиево-флюоритовые руды с очковой текстурой.

На востоке и севере рудное тело сменяется черными флюоритизированными известняками, а на юге погружается под наносы. В северной части описываемого месторождения вскрыты граниты, слагающие апикальную часть небольшого штока, вероятно, расширяющегося на глубину. Апофизы отмеченного массива, а также гранитные дайки, частично замещенные рудой, наблюдаются внутри рудного тела. Граниты, слагающие описанный шток, как и апофизы последних, сильно грейзенизированы и обычно превращены в описанные выше кварц-слюдистые или кварц-топазовые грейзены. Жильная серия этой интрузии представлена в основном аплитами и гранит-порфирами. Все они грейзенизированы и секутся кварц-флюоритовыми и флюоритовыми прожилками, а также прожилками плотной слюдки с включениями флюорита. Широко развитые в интрузивных породах процессы альбитизации завершились образованием альбитовых прожилков и жил. Эти прожилки довольно широко распространены, особенно на нижних горизонтах месторождения; мощность их колеблется в пределах 1—15 см. Они состоят из альбита и основного олигоклаза, образование которого связано, вероятно, с извлечением кальция из вмещающих известняков. В небольшом количестве в альбитовых прожилках

присутствуют калиевый полевой шпат, кварц, светлая слюдка, флюорит, топаз и касситерит. В этом касситерите, по данным спектрального анализа, приведенным в отчете М. П. Материкова, обнаружены примеси следующих редких элементов: Ta, Nb, W, Sc, Ga и Zr. При сравнении этих данных с результатами спектрального анализа касситерита из кварцевых жил Чапаевского оловянно-вольфрамового месторождения, грейзенов Партизанского участка и рудных тел Ярославского месторождения (табл. 14) видно, что описываемый касситерит аналогичен касситериту из грейзенов Партизанского участка. Плаггиоклазовые прожилки несомненно дорудные, потому что наблюдаются замещение плаггиоклазов флюоритом, топазом, турмалином, фенакитом и другими минералами.



Фиг. 42. Шлиф № 20016. Тонкополосчатая слюдисто-бериллиево-флюоритовая руда. $\times 20$. Ник. II.

Кроме отмеченных даек и жил, на Вознесенском месторождении широко развиты дайки диорит- и диабаз-порфириров. Особенно много этих даек в пределах рудного поля, где они пересекают известняки и прослеживаются в рудном теле; местами наблюдается замещение порфириров флюоритовой рудой.

М. П. Материков выделяет на Вознесенском месторождении, главным образом по текстурным признакам, следующие типы руд: 1) массивные, 2) очковые (фиг. 41), 3) брекчиевые, 4) тонкополосчатые (фиг. 42) и 5) сетчатые. Все эти разновидности руд связаны взаимопереходами и образуют частое и неправильное чередование.

Характерной особенностью рудного тела является большое количество прожилков, мощность которых колеблется от одного миллиметра до нескольких сантиметров. Густота их непостоянная и заметно увеличивается с глубиной. М. П. Материков выделяет следующие разновидности прожилков: 1) топазовые, 2) слюдистые, 3) флюорит-бериллиевые, 4) турмалин-флюоритовые, 5) сульфид-флюоритовые и 6) флюорит-кальцитовые.

Главный тип руд Вознесенского месторождения — слюдисто-бериллиево-флюоритовые руды, состоящие из следующих минералов: преобладающие — флюорит, светлые слюды (фиг. 43) (мусковит и литиевые слюды); распространенные — фенакит (фиг. 44), скаполит, турмалин, пирит, сфалерит, хризоберилл, топаз, кварц, галлуазит, гранат, олигоклаз, альбит, актинолит; галенит, арсенопирит, касситерит, криолит, эвклаз, лимонит, кальцит; редкие — ковеллит, берилл, апатит и др.

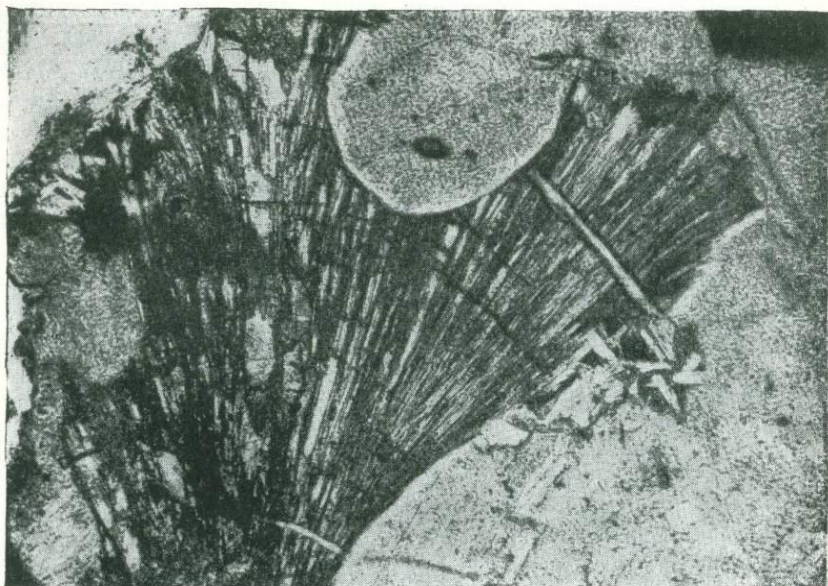


Фиг. 43. Шлиф № 857. Взаимоотношение флюорита (светлосерый) с литиевой слюдой (темносерая). $\times 46$.
Ник. ||.

И. Н. Говоров также отмечает, что главный тип руд Вознесенского месторождения — мусковит-флюоритовые руды, заключающие подавляющую часть запасов флюорита и бериллия.

По данным массовых спектральных анализов, приведенных в работе М. П. Материкова и в отчете И. Н. Говорова, в слюдисто-бериллиево-флюоритовых рудах Вознесенского месторождения присутствуют: главные элементы — F, Ca, Si, Al, K, Be, B, Mg, Na, Li; второстепенные — Fe, Mn, Ti, Ba, Sr, Fe, S, In, As, C, P, Mo, Pb; примеси — Cd, In, Ag, V, Ga, Bi, Y, La, Ce, Ni, Cr, Sb, W, Nb, Ta, Sr, Zr, Th. Весьма интересно присутствие в вознесенских рудах такого редкого элемента, как таллий. Таким образом, на Вознесенском слюдисто-бериллиево-флюоритовом месторождении

присутствуют фтор, бор, бериллий, литий и олово, т. е. элементы, характерные для всех месторождений Вознесенского рудного узла.



Фиг. 44. Шлиф № 20116. Лучистые агрегаты фенакита. $\times 90$. Ник. ||.
(Фото М. П. Материкова.)

Вознесенское месторождение представляет собой новый, слюдисто-флюоритовый тип с повышенным содержанием бериллия.

в) Основные черты минерализации Кировского слюдисто-бериллиево-флюоритового месторождения

Кировское месторождение расположено непосредственно в с. Вознесенске, в 1 км к северо-востоку от Вознесенского месторождения, по геологической обстановке и характеру минерализации оно сходно с Вознесенским.

В центре месторождения вскрыта апикальная часть гранитного интрузива. По данным буровых скважин, этот интрузив образует узкий купол, расширяющийся на глубине и имеющий дополнительные выступы, еще не вскрытые эрозией. Граниты этого интрузива очень сильно грейзенизированы и часто превращены в различные по составу грейзены. На пологих участках интрузивных контактов, а также в дополнительном куполе (обнаруженном под известняками) развиваются топазовые грейзены с небольшим количеством кварца. В этих топазовых грейзенах наблюдаются вольфрамит, касситерит, колумбит (образующий включения в вольфрамите), а также вкрапленность и прожилки сфалерита.

На Кировском месторождении, как и на других месторождениях Вознесенского рудного узла, широко развиты дайки диорит- и диабаз-порфиритов. Диорит-порфириты образуют не только дайки, но и небольшие интрузивные тела неправильной формы, причем центральная часть таких тел сложена диоритами, а периферические части — диорит-порфиритами.

Рудные тела Кировского месторождения образовались в результате замещения известняков и частично более ранних скаполитовых скарнов.

Они залегают на обоих контактах гранитного купола, причем мощность этих тел с глубиной уменьшается.

Как уже отмечалось, Кировское месторождение по минерализации очень сходно с Вознесенским. И. Н. Говоров считает, что характерными особенностями Кировского месторождения по сравнению с Вознесенским являются значительное распространение скаполитовых скарнов, широкое развитие флюоритовых прожилков с бериллиевым минералом и касситеритом и преобладание минерала типа хризоберилла над эвклазом и фенакитом. По данным спектрального анализа, приведенным в работе И. Н. Говорова, руды Кировского месторождения содержат В, F, Be, Li и Sn. Таким образом, на Кировском месторождении, как и на других месторождениях Вознесенского рудного узла, присутствуют В, F, Be, Li и Sn.

г) Основные черты минерализации Первомайского оловорудного месторождения

Первомайское оловорудное месторождение расположено на правом берегу р. Березянки, приблизительно в 11 км к северо-западу от Вознесенского месторождения. Первомайское месторождение приурочено к горизонту известняков, залегающих, по данным М. П. Материкова, в восточном крыле антиклинальной складки меридионального простирания. В 2,5 км к северу от месторождения находится Первомайский гранитный массив. Первомайские граниты по своему составу и структуре очень близки к вознесенским и несколько от них отличаются более резко выраженной порфировой структурой и большим количеством турмалина. Кроме того, в первомайских гранитах наблюдается постепенный переход от среднезернистых порфировидных гранитов к крупнозернистым пегматоидным гранитам с большим количеством турмалина. По данным спектрального анализа, в первомайских гранитах присутствуют бор, фтор, бериллий, литий и олово. Главное рудное тело Первомайского месторождения представляет собой серию мелких турмалин-флюоритовых прожилков, содержащих касситерит. Эти прожилки наблюдаются в виде густой сети в доломитизированных известняках. Простирание доломитизированных известняков северо-восточное по азимуту 30—40°. Простирание турмалин-флюоритовых прожилков тоже обычно северо-восточное, значительно реже северо-западное. Мощность главного рудного тела достигает 25 м, причем с глубиной она уменьшается и на горизонте 180 м мощность рудного тела около 10 м. По простиранию главное рудное тело прослежено на 350 м.

Помимо отмеченных турмалин-флюоритовых прожилков на месторождении наблюдаются полевошпатовые, полевошпат-мусковитовые и сульфид-флюоритовые прожилки.

Главный тип руд Первомайского месторождения — турмалин-флюоритовые руды с касситеритом, слагающие маломощные прожилки. Описываемые прожилки состоят в основном из голубого турмалина, фиолетового различных оттенков флюорита и касситерита. Турмалин, преобладающий над флюоритом, часто образует радиально-лучистые агрегаты. Касситерит наблюдается в виде призматических кристаллов, размером от долей миллиметра до 3 мм, и зернистых агрегатов. Касситерит обычно желтовато-бурый, красноватый, реже буровато-коричневый. При микроскопических исследованиях обнаружен также станнин. Иногда в описываемых прожилках в небольшом количестве присутствуют сульфиды, представленные пиритом, арсенипиритом, халькопиритом и сфалеритом.

Спектральные анализы турмалин-флюоритовых прожилков дали следующие результаты:

Элементы	Обр. 2273, турмалин-флюоритовый прожилок, канава № 7
Si, Al, Mg, B	Очень сильные линии
Fe, Ca	Сильные линии
Be, Sn, Na, Mn	Средние
Li, Ba, Ag, Cu, Pb	Слабые
As, W, Ga, Sr	Очень слабые линии
Ti, Cr	Следы
Bi	Н. следы

Данные спектрального анализа свидетельствуют о том, что в турмалин-флюоритовых прожилках присутствуют бериллиевые минералы, которые пока не обнаружены.

Как видно из приведенных анализов, в главном типе руд Первомайского месторождения, как и во всех других месторождениях Вознесенского рудного узла, присутствуют бор, фтор, бериллий, литий и олово.

Сульфид-флюоритовые прожилки, по данным И. Н. Говорова, секут турмалин-флюоритовые. Сульфид-флюоритовые прожилки состоят в основном из флюорита, пирита, халькопирита, арсенопирита и сфалерита.

В 1 км к юго-западу от главной рудной зоны вскрыты маломощные касситерит-сульфидные прожилки. Они, как и турмалин-флюоритовые, развиваются в доломитизированных известняках. Касситерит-сульфидные прожилки состоят в основном из пирита, халькопирита, арсенопирита и касситерита.

д) Основные черты минерализации Чапаевского оловянно-вольфрамового месторождения

Чапаевское оловянно-вольфрамовое месторождение находится в 2,5 км к востоку от Ярославского оловорудного месторождения, в северо-западной части Чихезского гранитного массива. Оно подробно описано, совместно с Чихезским гранитным массивом, в одной из работ автора.

Месторождение приурочено к одному из участков сильно грейзенизированных чихезских гранитов.

Эти грейзенизированные граниты секутся прожилками и жилами кварца с касситеритом, вольфрамитом, бериллом, шеелитом мощностью от 1—2 см до 1,5 м. Иногда в незначительном количестве присутствует молибденит. Простираение рудных тел востоко-северо-восточное; падение ЗЮЗ $\angle 40^\circ$. Наиболее мощная 1,5-метровая кварцевая жила имеет меридиональное простирание с очень крутым, почти вертикальным падением. По простиранию эта жила прослежена на 120 м. На контакте с кварцевыми жилами грейзенизированные граниты превращены в кварцевые и кварц-слюдистые грейзены.

Нами был составлен разрез вкрест простирания рудного тела. При этом на непосредственном контакте с кварцевой жилой наблюдаются кварцевые грейзены, которые сменяются кварц-мусковитовыми грейзенами, а последние грейзенизированными гранитами.

Все перечисленные рудные минералы и берилл распределены неравномерно и образуют гнездовые скопления. При микроскопических исследо-

ваниях установлены две генерации кварца. Кварц первой генерации наблюдается в виде зерен неправильной формы размером до 5 мм в поперечнике. Кварц второй генерации присутствует в виде мелких зерен (0,1—0,3 мм) неправильной формы. В участках, сложенных кварцем второй генерации, наблюдается мозаичная структура.



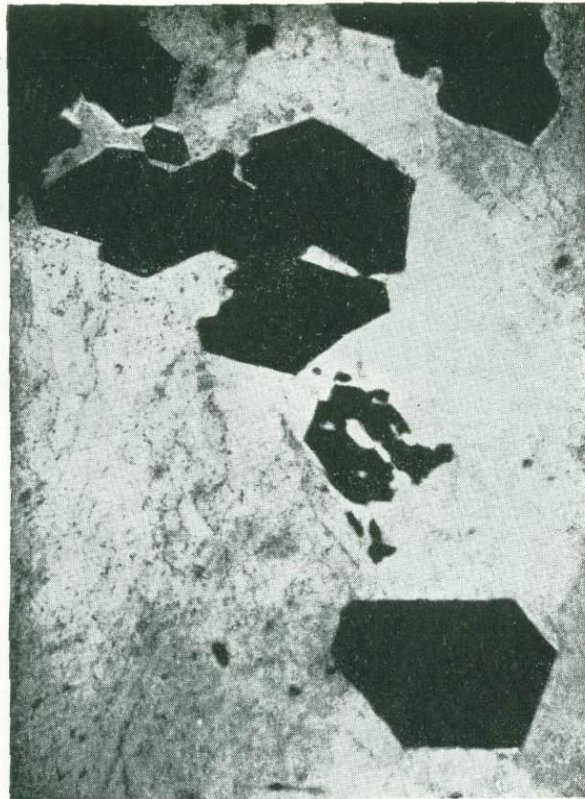
Фиг. 45. Шлиф № 1558. Берилл (6) в касситерите.
× 46. Ник. II.

Касситерит встречается в виде гнездообразных скоплений и прожилков мощностью 2—3 см. Эти прожилки обычно приурочены к зальбандам жилы, так что внешним контактом для них является вмещающий грейзен.

Касситерит образует крупные, до 1—1,5 см в поперечнике, хорошо ограниченные кристаллы буровато-коричневого или буроватого цвета. Плеохроируют только отдельные участки кристаллов в буроватых и красноватых тонах. Кроме отмеченных кристаллов, наблюдаются более мелкие зерна касситерита размером 0,2—0,6 мм. Эти зерна касситерита имеют неправильную форму и располагаются на стыке зерен кварца первой генерации, а иногда ассоциируются с поздним кварцем.

Сопоставление рентгенохимических и спектральных анализов касситерита Чапаевского месторождения с касситеритом Ярославского месторождения приведено выше. Здесь отмечено только, что в касситерите Чапаевского месторождения в отличие от касситерита Ярославского месторождения присутствуют Ta, Nb и Zr.

Берилл присутствует в значительном количестве в виде призматических кристаллов длиной до 3—5 см. Они окрашены в желтоватый или бледнозеленоватый цвета, непрозрачны и очень хрупки.



Фиг. 46. Шлиф № 1558. Берилл (черное) корродируется кварцем (серое). $\times 46$. Ник. +.

Идиоморфные кристаллы берилла наблюдаются в виде включений в касситерите первой генерации (фиг. 45) и раннем кварце. Это в основном поперечные срезы шестигранной формы размером 0,1—0,8 мм в поперечнике.

Многие кристаллы берилла имеют разъеденные грани; они корродируются касситеритом и ранним кварцем (фиг. 46).

Спектральные анализы берилла дали следующие результаты:

Элементы	Берилл из обр.	
	1458 б	1644 б
Be, Al, Si	Очень сильные линии	Очень сильные линии
Fe	Выше среднего	Выше среднего
Na, Ca, Mg	Слабые линии	Слабые линии
Mn	Очень слабые линии	Очень слабые линии
Pb	Следы	—
Sn	Н. следы	—

Окончание таблицы

Элементы	Берилл из обр.	
	1458 б	1644 б
Cu	Очень слабые линии	Н. следы
Zn	Следы	Следы
Bi	Очень слабые линии	Н. следы
W	Слабые +	" "
Ga	Очень слабые линии	Следы
V	Следы	"
Li	Очень слабые линии	"
Ti	Следы	"
Sc	"	?

Вольфрамит образует крупные вытянутые кристаллы.
Спектральные анализы вольфрамитов дали следующие результаты:

Элементы	Вольфрамит из обр.	
	1458 в	1644
Mn	Очень сильные линии	Очень сильные линии
Fe, W	Сильные линии	Сильные "
Si	" "	Средние "
Al	Средние +	Слабые +
Ca, Mg	Слабые "	Слабые "
Sn	" "	Средние "
Cu	" "	Очень слабые "
Ag	" "	?
Sc	Очень слабые "	Очень слабые "
Pb	" " "	—
Nb	Слабые "	?
Bi	Очень слабые "	—
Ba	Слабые "	—
Be	Следы	Н. следы

Интересно, что в описываемых вольфрамитовых образцах присутствуют следы бериллия, слабые линии олова, а в вольфрамите из обр. 1458 в отмечены слабые линии Ag, Pb, Bi, Ba, Nb.

Сильно грейзенизированные граниты и особенно грейзены на участке месторождения также содержат касситерит, вольфрамит и берилл. Отмеченное месторождение по минералогическому составу несколько отличается от Ярославского оловорудного и должно быть отнесено к кварц-касситеритовой формации, оно содержит все те элементы (Be, Li, B, F, Sn), которые характерны как для вознесенских гранитов, так и для всех месторождений Вознесенского рудного узла.

Партизанский участок находится в 8,5 км к северо-западу от Чихезского массива и в 1,5 км к югу от поселка совхоза Лучки. Грейзены Партизанского участка оловоносны. В них наблюдается мелкая рассеянная вкрапленность касситерита; размеры зерен от долей миллиметра до 2—3 мм. Изредка попадаются крупные кристаллы, размером до 1,5—2 см в поперечнике. Это оруденение высокотемпературное и, по классификации С. С. Смирнова, может быть отнесено к типу оловоносных грейзенов.

е) Краткие сведения о железорудных месторождениях

По водоразделу, сложенному гибридными породами вдоль серии даек переменного состава от гранит- до монзонит-порфи́ров, прослеживается цепочка магнетитовых рудопроявлений в скарнах. Местами пнезда скарнов располагаются вблизи мраморизованных известняков, но наблюдаются также и непосредственно среди гибридных пород.

Скарны обычно гранат-пироксенового состава, реже встречаются хондритовые скарны.

К скарнам и приурочено магнетитовое оруденение. Но масштабы этого оруденения настолько незначительны, что даже наиболее крупное из них — Ипполитовское — не промышленное. Ипполитовское железорудное месторождение находится в 3 км к западо-юго-западу от Ярославского оловянного месторождения.

Рудная зона на этом месторождении прослеживается в северо-западном направлении в скарнах вдоль контакта известняков и метаморфизованных сланцев. Рудные тела состоят в основном из магнетита, реже присутствуют лимонит и гидрогематит. Рудные тела залегают в скарнах. Общая длина рудного тела около 50 м, а мощность отдельных рудных тел колеблется от 1—2 до 14 м.

Кроме вышеотмеченных рудных тел, на месторождении встречаются оруденелые хондритовые скарны, состоящие из хондрита, магнетита, моноклинного пироксена, граната, амфибола, волластонита, шпинели, серпентина, талька, мусковита, кварца, цоизита и карбонатов. Помимо вышеперечисленных минералов в оруденелых хондритовых скарнах иногда присутствуют апатит, флюорит и турмалин.

Резюмируя вышеизложенное, нужно отметить, что для всех месторождений Вознесенского рудного узла несмотря на различный минералогический состав руд характерно присутствие бора, фтора, лития, бериллия и олова. Эти элементы обнаружены даже в магнетитовых рудах Ипполитовского железорудного месторождения; они же постоянно присутствуют в вознесенских гранитах.

Отмеченные черты геохимического родства месторождений Вознесенского рудного узла говорят, что все они обязаны своим происхождением одному магматическому очагу, давшему вознесенские граниты и их дериваты.

IV. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ГРОДЕКОВСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА И СВЯЗЬ С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ И ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Из приведенного петрографического описания типичных гродековских гранитов видно, что они характеризуются следующими петрографическими особенностями: 1) преобладанием калиевого полевого шпата, обычно представленного микроклин-пертитом, над плагиоклазом; 2) незначительным количеством темноцветных, представленных главным образом биотитом, причем наблюдаются постепенные переходы от гранитов, относительно богатых биотитом, к гранитам с незначительным количеством биотита и далее к аляскитовым гранитам; 3) довольно широким развитием процессов альбитизации; вторичный альбит развивается как по плагиоклазам первой генерации, иногда почти нацело замещающая последние, так и по калиевым полевым шпатам; 4) развитием кварцевого метасоматоза — калиевые полевые шпаты и плагиоклазы замещаются кварцем.

Специальное изучение акцессорных минералов типичных гродековских гранитов, как в шлифах, так и в искусственных шлихах, позволяет считать, что главный акцессорный минерал описываемых гранитов — циркон, который в искусственных шлихах иногда наблюдается в весо-вых количествах. Обычно циркон ассоциируется с биотитом, причем, когда кристаллы циркона находятся в биотите, вокруг них наблюдаются плеохроичные ореолы. Выделяются две разновидности циркона.

1. Циркон розового или светлорозового цвета, прозрачный, с алмазным блеском. Этот циркон образует хорошо ограниченные кристаллы в виде удлиненной тетрагональной призмы с тетрагональными пирамидами на концах.

2. Циркон бурого цвета; менее прозрачный, чем вышеописанный. Этот циркон образует короткопризматические кристаллы. В нем, по данным рентгенохимических анализов, наблюдается большее количество U и Th. Это циркон типа цирколита. Из таблицы спектрального анализа видно, что во всех цирконах присутствует Fe (средние линии), Y (средние линии), Ca (средние линии), Ni (слабые и средние линии) и Be (слабые линии и следы). Кроме того, почти во всех цирконах присутствуют U (0,05—0,2%) и Th (0,05—0,2%). В некоторых цирконах обнаружены олово и свинец.

Кроме циркона, в типичных гродековских гранитах обнаружены следующие акцессорные минералы: магнетит, флюорит, монацит, апатит, сфен, турмалин, касситерит, анатаз, гранаты, арсенопирит, пирит и ильменит. Все вышеотмеченные минералы, за исключением магнетита, встречаются в незначительном количестве.

Монацит наблюдается очень редко и только в двух участках (вершина р. Синтухе — ключ Агрессивный в районе Хороля) обнаружены повышенные концентрации монацита.

Апатит и сфен встречаются относительно редко и не являются характерными акцессорными минералами типичных гродековских гранитов. В то же время апатит и сфен — это ведущие акцессорные минералы более основных гранитоидов гродековского интрузивного комплекса, представленных гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, диорит-монцититами и др.

Наличие среди акцессорных минералов флюорита, турмалина и касситерита свидетельствует о том, что в конце магматического процесса уже происходило обособление летучих компонентов и соединений олова.

В более поздний период (послемагматический) выносилось значительно большее количество летучих и соединений олова, о чем свидетельствует широкое развитие различных грейзенизированных и турмалинизированных гранитов и грейзенов, содержащих повышенное количество касситерита.

Рассматривая химические анализы типичных гродековских гранитов (табл. 4) и векторную диаграмму, построенную по методу А. Н. Заваричского (фиг. 47), можно отметить, что для гродековских гранитов характерны:

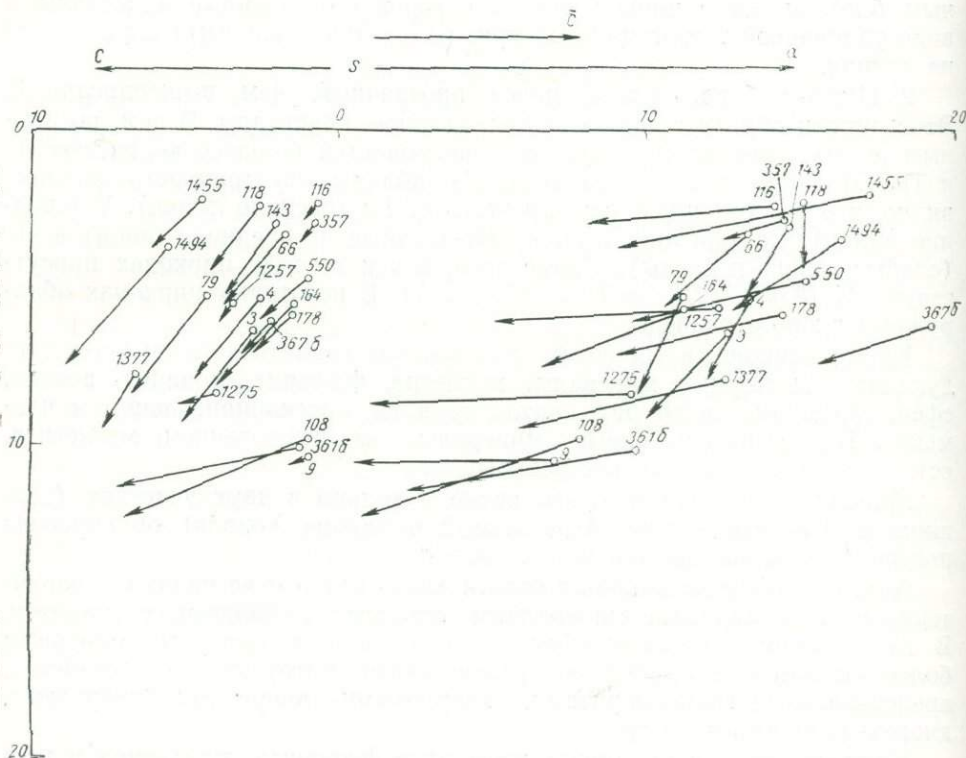
1) резкая пересыщенность пород глиноземом при малом содержании окисей магния и кальция, вследствие чего все векторы пологи и наклонены влево;

2) повышенное содержание щелочей, вследствие чего начальные точки векторов расположены вдали от оси SB, а содержание *c* всегда меньше 2,4, т. е. содержания *c* для средних гранитов по Дели;

3) небольшое количество темноцветных, в связи с чем точки векторов располагаются близко к началу координат; исключение составляет монацитонный гранит обр. 3676, обогащенный биотитом;

4) пониженное содержание кальция и преобладание калия над натрием.

Кроме того, химические и спектральные анализы указывают на присутствие в типичных гродековских гранитах бериллия, лития, бора, фтора и олова.



Фиг. 47. Диаграмма химического состава гранитоидов Гродековского интрузивного комплекса. Основные числовые характеристики М 1:1. Дополнительные числовые характеристики М 1:10. № 108, 157, 550, 3616, 118, 178, 3676, 79, 164, 66, 143, 1257, 1275, 1377, 1455, 1494 — химические анализы из материалов автора; № 3, 4, 9 и 116 — средние химические составы пород по Дели.

По данным спектрального анализа в калиевых полевых шпатах гродековских гранитов повсеместно отмечается присутствие свинца, меди, галлия, бериллия, а также большого количества бария и отсутствие или ничтожное количество ванадия (см. табл. 2).

Жильная серия гродековских гранитов представлена мелкозернистыми биотитовыми гранитами, аплитами, гранит-порфирами, диорит- и диабаз-порфирами; пегматиты для гродековских гранитов не характерны.

В ряде участков (побережье озера Ханка, район с. Алексеевки, район Хороля, ключ Агрессивный и др.) гродековские граниты грейзенизированы. Грейзенизация проявляется в замещении биотита мусковитом, а полевых шпатов — агрегатом кварца и светлой слюды, и в появлении повышенных количеств турмалина, флюорита и касситерита.

Иногда в грейзенизированных гранитах наблюдается топаз. В них, как и в биотитовых гранитах, присутствуют бериллий, литий и олово. В районе верхнего течения р. Синтухе (ключи Агрессивный, Архирейский) эти грейзенизированные граниты содержат весомые количества касситерита; по данным химических анализов, произведенных Приморским геологическим управлением, содержание олова достигает 0,3%. С типичными домеловыми гродековскими гранитами связано оловянное оруденение в районе с. Григорьевки, на побережье озера Ханка у с. Камень-Рыболов, в районе с. Алексеевки и в 2,3 км к северо-западу от Первомайского месторождения.

Вознесенские граниты по петрографическому составу и петрохимическим особенностям очень сходны с гродековскими. В частности, они, как и гродековские, характеризуются резкой пересыщенностью глиноземом, малым количеством окиси кальция и магния, повышенным содержанием щелочей, преобладанием калия над натрием, преобладанием среди аксессуарных минералов циркона, постоянным присутствием В, F, Be, Li и Sn. Это дает основание утверждать, что вознесенские граниты генетически связаны тесно с гродековскими и являются, вероятно, несколько более поздней фазой последних. Не исключена также возможность, что массивы, сложенные вознесенскими гранитами, являются сателлитами Гродековского массива.

При большом сходстве петрохимических особенностей гродековских и вознесенских гранитов выявляются все же и отличительные признаки. Они отличаются друг от друга следующими особенностями.

1. Формой и размерами массивов. Гродековские граниты слагают обычно крупные массивы, тогда как вознесенские — относительно небольшие, площадь которых не превышает 15—20 км².

2. Структурой. Гродековские граниты обычно крупнозернистые, вознесенские — среднезернистые, часто порфировидные.

3. Более сильным развитием процессов альбитизации и кварцевого метасоматоза. Повышенное количество натрия фиксируется на всех участках и в более поздних магматогенных образованиях, о чем свидетельствуют жилы альбитофиоров и альбитовые прожилки, скаполитовые и пренитовые скарны.

4. Значительно большим количеством среди аксессуарных минералов турмалина, флюорита и касситерита.

5. Тем, что характеристика Q всегда больше в вознесенских гранитах; параметр c вознесенских гранитов обычно меньше единицы и никогда не превышает 1,4, в то время как в гродековских гранитах параметр c колеблется в пределах 1—2.

6. Присутствием бора, фтора, бериллия, лития и олова в вознесенских гранитах в больших количествах, чем в гродековских.

7. Гораздо более широким развитием процессов грейзенизации в массивах, сложенных вознесенскими гранитами, причем, наряду с грейзенизированными гранитами, широкое развитие имеют и типичные грейзены.

Переходя к вопросу об источнике рудных образований Вознесенского узла, следует еще раз подчеркнуть, что ряд фактов свидетельствует о тесной генетической связи редкометального оруденения с интрузией вознесенских гранитов.

Так, выше упоминалось, что осадочные породы на контакте с гранитами подвергаются интенсивной турмалинизации, вплоть до образования турмалиновых роговиков, флюоритизированы и содержат касситерит. Иначе говоря, в процессе контактового воздействия происходит привнос во вмещающую толщу не только таких характерных для

описываемых месторождений элементов, как бор и фтор, но и непосредственный привнос олова.

Далее, сами граниты в процессе раннего автопневматолитового изменения подверглись во многих пунктах широкой грейзенизации с новообразованием бор-, фтор- и литийсодержащих минералов — турмалина, флюорита, местами топаза, литиевых слюд и касситерита, причем иногда содержание касситерита достигает промышленного значения.

Очень характерными являются также особенности размещения типичных грейзеновых образований, относящихся ко второму, более позднему, этапу грейзенизации, тесно связанному с собственно рудным процессом. Эти грейзены развиваются, как было показано выше, в тесной пространственной связи с массивами вознесенских гранитов, закономерно приурочиваясь либо к куполовидным выступам массивов (Кировское и Вознесенское месторождения), либо к пологим участкам их эндоконтактных зон (район Кировского месторождения).

Теснейшая пространственная связь с вознесенскими гранитами отчетливо вырисовывается и для всех рудных проявлений. Так, Чапаевское редкометальное месторождение расположено непосредственно в пределах Чихезского гранитного массива; Южный участок Ярославского оловорудного месторождения находится в вознесенском гранитном массиве, а на Северном участке широко распространены апофизы вознесенских гранитов и дайки грейзенизированных порфиридных гранитов и гранит-порфириров. В районе Кировского месторождения вскрыты кварц-топазовые и топазовые грейзены с редкометальным оруденением. Слюдисто-бериллиево-флюоритовое оруденение на Кировском месторождении тяготеет к сильно грейзенизированным гранитам. В северной части Вознесенского слюдисто-бериллиево-флюоритового месторождения вскрыта апикальная часть небольшого штока грейзенизированных гранитов; апофизы отмеченного массива, а также гранитные дайки, частично замещенные рудой, наблюдаются внутри рудного тела.

Наконец, для всех месторождений Вознесенского рудного узла (включая Ипполитовское железорудное) несмотря на различный минералогический состав руд характерно присутствие бора, фтора, бериллия, лития и олова, т. е. элементов, постоянно присутствующих в вознесенских гранитах.

Все эти факты достаточно определенно свидетельствуют о том, что как вознесенские граниты и их дериваты, так и все месторождения Вознесенского рудного узла — производные единого магматического очага.

Как было отмечено, в пределах Вознесенского рудного узла, помимо вознесенских гранитов и их дериватов, есть гибридные породы, представленные габбро, габбро-диоритами, диорит-монцонитами, сиенитами, кварцевыми диоритами, диоритами и другими разновидностями.

Не исключена возможность, что гибридные породы и вознесенские граниты связаны с единым магматическим очагом. В пользу этого говорит присутствие в диорит-монцонитах, диоритах, гранодиорит-порфирах бериллия и олова, т. е. элементов, характерных для вознесенских гранитов; даже в жильных породах основного состава (баркевикитовых порфиритах) присутствует бериллий. В связи с этим, как уже отмечалось, можно высказать предположение, что гибридные породы и вознесенские граниты отражают две фазы внедрения гранитной магмы.

Интенсивная глубинная ассимиляция известняков рудоносной гранитной магмой привела к широкой дифференциации пород и способствовала, вероятно, скоплению такого большого количества летучих компонентов и редких элементов в кислом остаточном расплаве.

Мы не можем согласиться с И. Н. Говоровым, который высказывает предположение об одновременном существовании в Вознесенском районе двух металлоносных очагов, считая, что касситерит-кварцевое оруденение связано с вознесенскими гранитами, а флюорит-оловянно-бериллиевое с гибридными породами. Это предположение опровергается М. П. Материковым. Действительно, различия в рудных растворах этих «очагов» по типичным компонентам мы почти не наблюдаем. Так, в типичных месторождениях касситерит-кварцевого типа, как и во флюорит-оловянно-бериллиевом типе, принимают участие бериллий (Чапаевское месторождение, кварцевые жилы Северного участка Ярославского месторождения) и фтор (кварц-топазовые грейзены Кировского и Вознесенского месторождений).

Пространственная связь флюоритовой минерализации с массивом гибридных пород И. Н. Говоровым, несомненно, преувеличена, потому что мы наблюдаем типичные проявления флюоритовой минерализации на юго-восточном контакте вознесенских гранитов с известняками и в районе Каменногорского участка также на контакте вознесенских гранитов с известняками и не наблюдаем ее в известняках на контакте с гибридными породами (к юго-западу от массива). Кроме того, гибридные породы развиты и в ряде других участков Приханкайского района и, в частности, в районе с. Алексеевки и в юго-западной части гродековского массива, но в местах их развития не отмечается повышенная флюоритовая минерализация.

Нам кажется, что источник рудообразования как кварц-касситеритовых, так и оловянно-флюорит-бериллиевых месторождений несомненно один, но на процесс рудоотложения большое влияние имеет вмещающая среда; поэтому все крупные флюоритовые месторождения и проявления наблюдаются в известняках, а касситерит-кварцевые в гранитах и сланцах. В известняках при воздействии на них фтористых растворов образуется флюорит, а в сланцах и гранитах под влиянием тех же растворов образуется главным образом топаз. Теперь уже почти для всех исследователей, работающих в вознесенском районе, ясно, что с интрузией вознесенских гранитов и их дериватов генетически связана основная масса месторождений Вознесенского рудного узла. Мы совершенно согласны с М. П. Материковым в том, что многофазность рудного процесса вместе с влиянием вмещающей среды обусловила такое разнообразие рудных и нерудных месторождений и проявлений, но вместе с тем еще раз хотим подчеркнуть геохимическое родство всех этих месторождений Вознесенского рудного узла. В этом свете следует отметить, что представления М. П. Материкова о генетической связи Вознесенского и Кировского слюдясто-бериллиево-флюоритовых месторождений и кварц-топазовых грейзенов с аляскитовой дополнительной интрузией вознесенских гранитов нам кажутся недостаточно обоснованными. М. П. Материков считает небольшие штоки грейзенизированных гранитов, вскрытые на Вознесенском и Кировском месторождениях, аналогами не собственно вознесенских гранитов, а аляскитовых порфиридных гранитов, развитых в районе горы Бойкова. Одним из доказательств этого, по его мнению, являются повышенная щелочность аляскитовых гранитов и отношение $\frac{a}{c}$ больше 12, которое, как указано в работах А. В. Гуляевой, характерно для районов плаваиковошпатовых месторождений. Химизм вознесенских гранитов не противоречит этим требованиям, потому что в вознесенских гранитах наблюдается повышенная щелочность, и из трех анализов неизменных или слабо изме-

ненных вознесенских гранитов (обр. 550, 1355, 164) в двух отношении $\frac{a}{c}$ около 17, но сам этот фактор не может, повидимому, быть решающим для установления связи флюоритового оруденения с теми или иными гранитами. Мы считаем, что апикальные части небольших штоков сильно грейзенизированных гранитов, вскрытые на Вознесенском и Кировском месторождениях, являются куполами Вознесенского массива. По своей структуре и составу они очень похожи на периферические части Вознесенского массива и апофизы последнего, вскрытые на Северном участке Ярославского месторождения. Основное отличие — это незначительное количество турмалина и широкое развитие топаза, но мы знаем, что в грейзенизированных гранитах Чихезского массива, несомненно аналогичных вознесенским, турмалин присутствует в незначительных количествах, а в грейзенах Южного участка в значительном количестве присутствует топаз.

Кроме того, образование топазовых грейзенов является наложенным процессом, связанным с послемагматическими растворами.

На основании имеющегося фактического материала намечается такая схема последовательности формирования интрузий, их дериватов и различных месторождений Вознесенского рудного узла. Наиболее древними являются основные и средние — гибридные породы, представленные габбро, габбро-диоритами, диорит-монцонитами и другими разновидностями. С отмеченными гибридными породами, повидимому, генетически связаны дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, монцонит-порфиров, сферолитовых микрогранофиров, баркевикитовых порфиритов и диабаз-порфиритов. К более поздней фазе относится образование вознесенских гранитов и связанных с ними даек грейзенизированных порфировидных гранитов, пегматитов, аплитов, гранит-порфиров.

Грейзенизация, широко развитая в вознесенских гранитах, началась в конце собственно магматического этапа, но особенно интенсивно проявилась позднее в связи с послемагматическими процессами и привела к образованию мощных тел кварц-топазовых грейзенов с редкометальным оруденением, кварц-слюдистых грейзенов Партизанского участка с оловянным оруденением и др. Грейзенизации подверглись также пегматиты, аплиты и гранит-порфиры.

И. Н. Говоров указывает, что процесс топазовой грейзенизации захватил и плагиоклазовые прожилки, частично замещенные топазом. Одновременно со вторым этапом грейзенизации или несколько позднее его образовались кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом и бериллом (Чапаевское месторождение), генетически связанные с вознесенскими гранитами Чихезского массива.

По данным М. П. Материкина, эти ранние стадии послемагматических процессов протекают в относительно спокойной тектонической обстановке. Усиление тектонической деятельности обновляет старые трещины и создает новые, по которым поднимаются фтористо-алюмосиликатные растворы с бериллием и литием, образующие крупные бериллиево-слюдисто-флюоритовые месторождения (Вознесенское и Кировское). Не исключено также, что бериллиево-слюдисто-флюоритовая минерализация в известняках образуется одновременно с кварц-топазовыми грейзенами в гранитах.

Позднее образовались флюорит-турмалиновые оловянные руды (Ярославское и Первомайское месторождения) и, наконец, наиболее поздними являются сульфид-касситеритовые руды, которые наблюдаются как на Ярославском, так и на Первомайском месторождениях.

Изложенные выше данные показывают, что в Приханкайском районе широко проявлена своеобразная, несомненно, домеловая (вероятно, верхнепалеозойская) металлогеническая эпоха, отличная от ранее известной в Приморье молодой (верхнемеловой — третичной) металлогенической эпохи как в возрастном отношении, так и по геохимическим особенностям. Это, естественно, имеет большое практическое значение, потому что существенно расширяет площади для постановки поисковых работ на олово, причем выявленные особенности домеловых рудоносных гранитов могут служить петрографическими критериями при поисках редкометальных месторождений.

Поисковые работы следует проводить в зоне Ханкайского массива к востоку от западной окраины Гродековского массива, где весьма вероятно нахождение небольших массивов вознесенских гранитов. В связи с этим следует отметить, что такие граниты описаны З. В. Сидоренко в бассейне р. Вака под названием гранитов 2-й фазы Вакской интрузии и посещены нами в 1952 г. Эти граниты слагают небольшие массивы. По данным З. В. Сидоренко, они прорывают и метаморфизуют верхнепалеозойскую эффузивную толщу. По внешнему облику и петрохимическим особенностям вакские граниты 2-й фазы очень близки вознесенским гранитам. В вакских гранитах, как и в вознесенских, наблюдается преобладание калиевых полевых шпатов над плагиоклазами; небольшое количество темноцветных, представленных биотитом; пересыщенность глиноземом при понижении содержания окиси кальция и магния; наличие среди аксессуарных циркона, флюорита, турмалина и касситерита; широкое развитие кварцевого метасоматоза и альбитизации, присутствие в гранитах бора, фтора, бериллия, лития и олова.

В ряде участков вакские граниты грейзенизированы. С вакскими гранитами генетически связано Троицкое оловянно-вольфрамовое месторождение и другие оловянно-вольфрамовые рудопроявления. В первую очередь нужно проверить всю площадь от восточной окраины Гродековского массива на западе до меридиана $133^{\circ}30'$ на востоке и широты, на которой расположено с. Михайловка на юге. В настоящее время на этой территории помимо собственно вознесенских гранитов, слагающих ряд массивов (Вознесенский, Чихезский, Первомайский и др.), непосредственно в районе Вознесенского рудного узла, известны осиновские граниты, совершенно аналогичные вознесенским (район с. Осинówki) и, по устному сообщению М. П. Материкова в конце 1952 г. обнаружен новый массив таких же гранитов к юго-востоку от с. Павловки. Кроме того, заслуживают также внимания остатки кровли среди гранитов, слагающих Гродековский массив — район с. Алексеевки и другие участки.

ЛИТЕРАТУРА

а) напечатанная

- Бернштейн П. С.— Материалы к петрологии гранитоидов Сихотэ-Алиня. Тр. ДВГУ, 1936.
- Виттенбург П. В.— Геологическое описание полуострова Муравьева-Амурского и архипелага императрицы Евгении. Зап. Общ. изуч. Амурск. края, т. XV, 1916.
- Волярович Г. П.— К проблеме редких и малых металлов Сихотэ-Алиня. Тр. ДВГТ, вып. 63, 1935.
- Волярович Г. П. и Скороход В. З.— Краткий геологический очерк горной области Сихотэ-Алиня. Тр. ДВГТ, вып. 65, 1935.
- Волярович Г. П. и Скороход В. З.— Краткий геологический очерк горной области Сихотэ-Алиня. Тр. ДВГТ, вып. 65, 1935, 30 стр., 1 карта.

- Готман А. Д.— К вопросу об оловоносных интрузиях Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 6.
- Заварицкий А. Н.— Пересчеты химических анализов горных пород и определение химических типов. Изв. АН СССР, 1941.
- Козлов А. И.— Предварительный отчет о геологических исследованиях в Верхне-Суйфунском районе в 1923 г. Матер. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1924, № 35.
- Криштофович А. Н.— Экскурсия в ближайшие окрестности Владивостока. Изв. Геол. ком., 1924, т. 43, № 2, 303.
- Криштофович А. Н.— Геологический обзор стран Дальнего Востока. Георазведиздат, 1932.
- Преображенский И. А.— Железородный Ипполитовский район. Матер. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1925, № 42.

б) рукописная

- Гнеушев П. И. и др.— Отчет о геологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях в 1937—1938 гг. на плашете 52—119. Фонды Приморск. геол. упр.
- Говоров И. Н.— Основные черты минералогии оловорудно-флюорито-бериллиевых месторождений Вознесенского рудного узла Приханкайского рудного района (Отчет о работах 1949—1951 гг.).
- Заболотная Н. П.— Отчет о работе Осиновской геолого-разведочной экспедиции за 1949 г. Фонды Приморск. геол. упр.
- Котляр В. Н. и др.— Железородные месторождения юго-западной части Уссурийской области, 1941 г. Фонды Приморск. геол. упр.
- Кропоткин П. Н.— Основные черты тектоники Сихотэ-Алиня. Геол. ин-т АН СССР.
- Лазарев А. З.— Геологический очерк западной части бассейна оз. Ханка. Отчет за 1933—1934 гг., ВГФ.
- Лесовой Г. С.— Отчет о геологических исследованиях правых притоков р. Лефу, 1934. Фонды ДВГУ.
- Материков М. П.— Отчет о работах Ипполитовской геолого-разведочной экспедиции за 1948 г. Фонды Приморск. геол. упр.
- Материков М. П.— Подсчет запасов Вознесенского месторождения плавикового шпата по состоянию на 1 мая 1952 г. Фонды Приморск. геол. упр.
- Руб М. Г.— Промежуточный отчет за 1949—1950 гг. по теме «Палеозойские и мезозойские граниты Южного Приморья и их металлогения». Фонды ИГН АН СССР.
- Руб М. Г.— Промежуточный отчет за 1950—1951 гг. по теме «Палеозойские и мезозойские граниты Южного Приморья и их металлогения». Фонды ИГН АН СССР.
- Сидоренко З. В.— Отчет о работе по теме «Гранитоиды Сихотэ-Алиня в связи с оруденением», 1952. Фонды Всес. аэрогеол. треста.
- Скорород З. В.— Отчет о геологических исследованиях в Верхне-Суйфунском районе. Фонды ДВГУ.
- Теремецкая А. Г. и др.— Промежуточный отчет по теме «Минералогия, структура и генезис месторождений Вознесенского рудного узла», ВГФ.

М. Г. РУБ

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОМЕЛОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ В СВЯЗИ С ОРУДЕНЕНИЕМ

В Приморье расположение интрузий различного возраста стоит в связи с тектоническими зонами, различающимися по времени складчатости развитых в этих зонах отложений. П. Н. Кропоткин выделяет в Южном Приморье шесть тектонических зон (см. его тектоническую схему). Наиболее древняя зона, так называемый Ханкайский массив, имеет, по данным П. Н. Кропоткина, сложное строение. Эта зона описана в предыдущей нашей статье в этом сборнике.

Восточнее Ханкайского массива проходит Даубихинская складчатая зона (синклинорий) с мощной толщей сильно дислоцированных мезозойских и нижнепермских терригенных отложений, прорванных верхнеюрскими — нижнемеловыми гранитоидами, которые несогласно перекрыты слабо дислоцированными верхнемеловыми эффузивами. Простирание этой зоны и всех тектонических зон, расположенных восточнее, северо-северо-восточное.

Восточнее Даубихинской зоны расположен главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, характеризующийся широким развитием сложно дислоцированных верхнепалеозойских отложений, прорванных верхнеюрскими — нижнемеловыми гранитоидами.

Затем отмечается зона Сихотэ-Алинского синклинория, сложенного мезозойскими песчано-глинистыми отложениями. Сихотэ-Алинский синклинорий ограничен на западе у устья р. Селенчи и на востоке у устья р. Луды, около с. Ковалерова разрывными дислокациями типа надвигов.

Восточнее зоны Сихотэ-Алинского синклинория намечается прибрежная антиклинальная зона, сложенная смятыми в складки верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, которые с резким несогласием перекрыты слабо дислоцированными верхнемеловыми вулканогенными образованиями.

Все вышеотмеченные отложения прибрежной антиклинальной зоны прорваны так называемыми приморскими гранитоидами.

Восточнее описанной зоны располагается наиболее молодая в тектоническом отношении прибрежная зона третичной складчатости, сложенная верхнемеловыми и третичными вулканогенно-осадочными отложениями, смятыми в пологие складки и прорванными приморскими гранитоидами.

Ниже мы приводим краткое описание палеозойских и нижнемезозойских гранитоидов, основанное главным образом на наблюдениях автора и частично на обработке литературных данных.

1. ШМАКОВСКИЕ ГРАНИТЫ ($Pz_1 + Pz_2$)

Как выше отмечено, интрузия шмаковских гранитов приурочена к восточной подзоне Ханкайского массива.

Докембрийские и кембрийские отложения, слагающие эту подзону, подробно изучались П. Н. Кропоткиным, А. Ф. Барановым, В. П. Солоненко и др.

По данным П. Н. Кропоткина, строение зоны древнего поднятия в районе г. Спасска, хребта Синего и г. Лесозаводска представляется в следующем виде. Наиболее древними образованиями являются докембрийские биотитовые гнейсы, кварциты и амфиболиты, развитые на северном склоне хребта Синего у деревни Татьяновки и на левобережье р. Уссури, ниже устья р. Шетухе. Ксенолиты биотитовых гнейсов наблюдались нами в шмаковских гранитах в районе с. Лесного, по р. Уссури и в других местах.

Следующий, также относимый к докембрию комплекс метаморфических пород представлен гематит-кварцевыми, кварц-графитистыми и наиболее распространенными слюдястыми сланцами. Эти породы широко распространены у подножья хребта Синего, к юго-востоку от Спасска, в бассейне р. Кабарги, восточнее Лесозаводска и на правобережье р. Даубихе.

Выше отмеченных пород в районе Лесозаводска наблюдаются доломитизированные известняки, на которых залегает рудоносная кремнистая свита. В районе Спасска в верховьях рек Даубихезы и Телянзы этой кремнисто-рудоносной свите соответствует толща кремнистых сланцев.

Согласно на кремнисто-рудоносной свите в районе Лесозаводска и на кремнистых сланцах в Спасском районе залегает характерная свита известняков, достигающая мощности 200—400 м.

В этих известняках в районе Лесозаводска А. Ф. Барановым были найдены членики морских лилий, а в районе Спасска около разезда Кнорринг и в 2 км к югу от г. Спасска П. Н. Кропоткиным была обнаружена фауна археоциат, водоросли и остатки трилобитов.

Из археоциат А. Г. Вологдиным определены: *Archaeocyathidae*: *Archaeocyathus* sp., *Rhabdocyathus*, *Terscyathus* gen. ex sp. nov., *Spirocyathus* sp., *Leptocyathus* sp., *Orbicyathus mongolicus* Vologd., *Sibirecyathus dissepimentalis* Vologd., *Archaeocyathus neoprokurjakovi* sp. nov., *Leptocyathus* aff. *regularis* Vologd., указывающие на низы среднего кембрия.

Кембрийскую карбонатную толщу Спасского и Лесозаводского районов, повидимому, можно сопоставлять с «лондоковской» карбонатной свитой Малого Хингана, содержащей остатки водорослей, описанных В. П. Масловым.

Вышеописанная кремнисто-карбонатная толща кембрия прорвана шмаковскими гранитами (район с. Ново-Троицкого, бассейн р. Телянзы, район Лесозаводска на р. Уссури и другие участки).

В нижнем течении р. Угодинза, на левом берегу р. Даубихе на шмаковских гранитах трансгрессивно залегают охарактеризованные фауной отложения верхнего палеозоя. Верхний палеозой представлен здесь пресноводными и морскими отложениями, охарактеризованными фауной верхнего карбона и нижней перми. Верхнепалеозойские отложения описываемого района изучались З. В. Сидоренко, Д. Ф. Масленниковым и П. Н. Кропоткиным. Мы только коротко отметим, что в основании разреза на р. Даубихе залегают конгломераты, углистые, песча-

вистые и кремнистые сланцы, повидимому, верхнекаменноугольного возраста. Общая мощность этих отложений 1200 м.

Выше отмеченных пород залегают морские отложения S_3 мощностью 200 м, представленные туфогенными конгломератами, песчаниками и известняками с фауной брахиопод (*Productus peregrina*, *P. caneriniiformis*, *Spiriferella saranae*, *Spirifer mosquensis*, *S. striatus*, *Munella orientalis*, *M. supermosquensis*, *Rhynchonella Krotowi*, *Margarifera typica*) мшанки (*Fenestella*) и фораминифер (*Neoschwagerina*).

Отложения верхнекаменноугольного возраста сменяются выше по разрезу нижнепермскими отложениями мощностью 500 м, которые представлены конгломератами, песчаниками, известково-глинистыми сланцами с фауной брахиопод (*Paramargarifera peregrina*, *Neospirifer fasciger*, *Camarophoria margaritowi*, *Strophalosia paradoxa*), мшанок (*Polypora* aff. *tuberculifera* Sch.-Nest) и кораллов (*Monilopora dendroides* Yoh., *Waagenophyllum indicum* var., *Kueichowense* Huang., *Wentzelella* aff. *yokoyamai* Ozawa, *W. socialis* Mansay, *W. aff. wynnei* Waagen et Wentzel, *W. aff. tomorica* Gerth, *Plerophyllum* sp. Выше залегают не охарактеризованные фауной глинистые сланцы и туфогенные песчаники мощностью 400—500 м. М. Г. Золотов доказывает трансгрессивное налегание на граниты между реками Телянзой и Даубихезой немой «буяновской конгломератово-песчаниковой свиты». П. Н. Кропоткин предполагает, что отмеченную конгломератовую толщу можно отнести к нижнему или среднему палеозою, основываясь на тесной связи тектонических структур конгломератовой толщи со складчатой структурой кембрия и дискордантности по отношению к структурам несомненных верхнепалеозойских отложений.

Из изложенного видно, что возраст древних شماковских гранитов средне- или нижнепалеозойский. Внедрение شماковских гранитов было связано, повидимому, с каледонской складчатостью.

Шмаковский массив вытянут в северо-восточном направлении на протяжении около 100 км.

Нами شماковские граниты изучались детально, причем в южной части массива сделано пересечение от с. Ново-Владимировки до с. Яковлевки, а восточная часть массива обследована от ст. Свиныгино на юго-восток через Успенку, شماковский курорт, Глазовку, Кабаргу до поселка Лесного на северо-северо-западе.

В отмеченных выше участках شماковский массив сложен главным образом серовато-розовыми или розовато-серыми крупно-, реже среднезернистыми биотитовыми гранитами. Количество биотита в породе непостоянно и колеблется от 1 до 8—10% всей массы породы, но обычно не превышает 3—5%. На поверхности граниты сильно разрушены и превращены в гранитную дресву. В районе شماковского курорта и особенно в районе поселка Лесного в биотитовых гранитах наблюдаются ксенолиты биотитовых сланцев, гнейсов, гранито-гнейсов и мраморизованных известняков с вкрапленностью графита. Размер этих ксенолитов колеблется от 20 см до десятка метров в поперечнике. В некоторых участках в самих гранитах наблюдается гнейсовидная текстура.

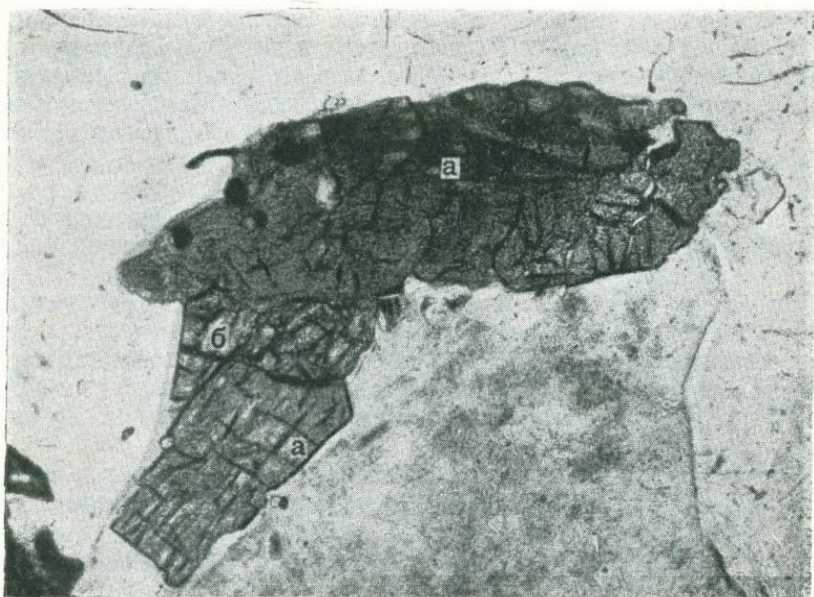
Иногда наблюдается как бы постепенный переход от гранитов, содержащих 5—6% биотита, к гранитам, содержащим незначительное количество биотита, и далее к аляскитовым гранитам. Довольно часто в аляскитовых гранитах наблюдается микропегматитовая структура.

Шмаковские граниты отличаются повышенной щелочностью, а в некоторых участках наблюдается постепенный переход от гранитов с повышенной щелочностью к граносиенитам и далее к сиенитам.

В периферической части Шмаковского массива наблюдаются порфировидные граниты.

На всей исследованной площади описываемые шмаковские граниты секутся жилами пегматитов, аплитов, гранит-порфиров, лампрофиров и кварца. Мощность этих жил колеблется от нескольких сантиметров до 2—3 м.

В пегматитовых и кварцевых жилах часто присутствует турмалин. На контакте с пегматитовыми и кварцевыми жилами граниты обычно окварцованы, а в некоторых участках грейзенизированы (обн. 27, 28) и



Фиг. 1. Шлиф 5в. Кристаллы ортита (а) и сфена (б). $\times 90$. Ник. II.

турмалинизированы, причем турмалинизация наблюдается не только на контакте гранитов с пегматитовыми и кварцевыми жилами, но также и в аляскитовых гранитах с микропегматитовой структурой (обн. 26, 27, 28, 29, 34 и др.).

Описываемые биотитовые граниты состоят из калиевого полевого шпата, кварца, кислого плагиоклаза, биотита. Акцессорные — ортит (фиг. 1, 2), циркон, монацит, сфен, апатит, гранаты, магнетит и ильменит.

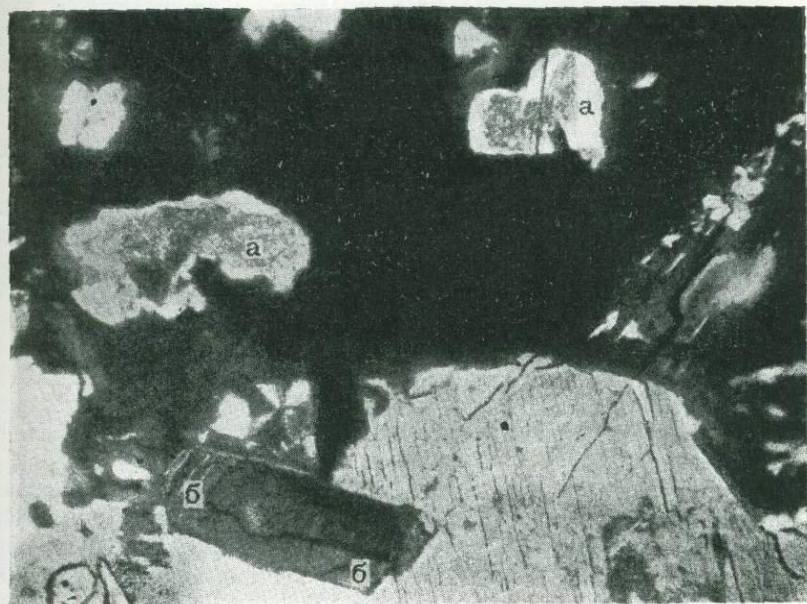
Вторичные — пелит, серицит, хлорит, гидроокислы железа. Структура — гипидиоморфнозернистая — гранитная, в некоторых участках микропегматитовая.

Аляскитовые граниты отличаются от биотитовых отсутствием темноцветных, присутствием небольшого количества мусковита и преобладанием микропегматитовой структуры.

Подробное описание шмаковских гранитов дано в нашем отчете, здесь же мы только отметим, что для этих гранитов характерны следующие особенности.

1. Незначительное количество темноцветных, представленных биотитом, и постепенный переход к аляскитовым разностям и к граносиенитам.
2. Преобладание калиевых полевых шпатов над плагиоклазами.

3. Калиевый полевой шпат представлен микроклин-микропертитом.
4. Плагноклазы представлены обычно альбитом, реже альбит-олигоклазом.
5. Большое количество акцессорных минералов, представленных ортитом, цирконом, монацитом, сфеном, апатитом, гранатами, магнетитом и ильменитом. Иногда кристаллы ортита достигают 0,8 мм (см. фиг. 1, 2).
6. Наличие в некоторых участках гнейсовидной текстуры.
7. Широкое развитие пегматитов.



Фиг. 2. Шлиф 10. В микроклин-микропертите (черное) резорбированные кристаллы альбита (а). Кристаллы ортита (б). $\times 69$. Ник. +.

Описанные граниты южной части Шмаковского массива имеют много общего с так называемыми биробиджанскими гранитами, широко распространенными на М. Хингане.

Биробиджанские граниты, по данным Г. П. Воларовича, З. А. Абдулаева, Е. И. Ромбашевского, И. В. Мойсеева и других, прорывают, метаморфизуют и в значительной степени ассимилируют породы хинганской протерозойской и нижнекембрийской толщ. Верхняя граница биробиджанских гранитов точно не установлена, но отмеченные выше исследователи на основании следующих данных полагают, что они внедрились до верхнего палеозоя.

1. Биробиджанские граниты нигде не прорывают верхнепалеозойских отложений.

2. В базальных слоях верхнепалеозойских отложений встречены валуны уже сильно метаморфизованных пород хинганской толщ. Цемент этих базальных слоев значительно менее метаморфизован.

Минеральный состав биробиджанских гранитов следующий: кварц, микроклин, олигоклаз, биотит, мусковит, апатит, циркон, ортит и магнетит.

Из этого минералогического состава видно, что биробиджанские граниты незначительно отличаются от гранитов южной части Шмаков-

ского массива несколько более основным плагиоклазом и отсутствием среди акцессорных минералов сфена, гранатов и ильменита. Но для биробиджанских гранитов, как и для шмаковских, характерна повышенная щелочность, калиевые полевые шпаты преобладают над плагиоклазами и представлены микроклин-микропертитами, среди акцессорных минералов присутствует ортит, в некоторых участках наблюдается гнейсовидная текстура.

Г. П. Воларович указывает на присутствие во флюидных отщеплениях магмы биробиджанских гранитов бора, что доказывается развитием по всему М. Хингану пегматитовых жил с турмалином, кварц-турмалиновых жил и турмалиновых гранитов. В южной части Шмаковского массива в пегматитовых жилах, в некоторых кварцевых жилах и в аляскитовых гранитах с пегматоидной структурой также присутствует турмалин.

Из изложенного видно, что шмаковские граниты вполне можно сопоставлять с биробиджанскими, а хангайский комплекс с древними докембрийскими и фаунистически охарактеризованными кембрийскими отложениями Спасского и Лесозаводского районов, как это и делает П. Н. Крopotкин.

2. ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

До последнего времени большинство исследователей отрицало наличие верхнепалеозойских интрузий в Южном Приморье, несмотря на то, что указания на такие интрузии имелись в старой работе А. И. Козлова.

А. И. Козлов, работавший в 1923 г. в Верхне-Суйфунском районе, считал типичными представителями верхнепалеозойских гранитоидов Южного Приморья биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, слагающие Гродековский батолит. Но в отмеченной работе А. И. Козлов не приводит достаточного фактического материала, подтверждающего высказанную им точку зрения, поэтому, повидимому, она и не принималась во внимание позднейшими исследователями. Летом 1949 г. автору настоящей статьи удалось наблюдать на острове Русском и полуострове Муравьева-Амурского граниты, прорывающие верхнепалеозойские отложения и перекрывающиеся базальными конгломератами нижнего триаса. Граниты как острова Русского, так и полуострова Муравьева-Амурского приурочены к осевой части Муравьевского антиклинала. Муравьевский антиклинал протягивается от острова Рикардо и острова Русского на юго-западе вдоль полуострова Муравьева-Амурского и далее в район нижнего течения р. Батальлизы и правобережья р. Майхе. По оси Муравьевского антиклинала, кроме гранитов, наблюдаются отложения верхнего карбона (песчаники, сланцы с флорой) и нижней перми (эффузивно-туфогенная свита, известняки с брахиоподами, кварцевые порфиры с пачками туфов и кремнисто-глинистых сланцев).

Крылья антиклинала сложены отложениями верхней перми (конгломераты, песчаники и сланцы), нижнего триаса (конгломераты, известковые песчаники, песчаные сланцы с фауной скифского яруса) и слоев переходных к среднему триасу, среднего триаса (песчаники «даонелловых» слоев с морской фауной; континентальные отложения монгулского яруса, охватывающие, повидимому, ладинский ярус и низы корнийского яруса) и верхнего триаса (песчаники корнийского, норийского яруса с морской фауной, континентальные отложения рэта).

По мнению П. Н. Кропоткина, первичное поднятие на месте Муравьевского антиклинала возникло уже в конце перми, причем размыв пермских толщ и верхнепалеозойских гранитов давал обильный материал для нижнетриасовых конгломератов и песчаников, отлагавшихся на обоих крыльях поднятия. Формирование складчатой структуры в основном, по мнению П. Н. Кропоткина, относится, вероятно, к среднему или верхнему мезозою.

Современный рельеф и распространение четвертичных отложений показывают, что и до настоящего времени Муравьевский антиклинал—это область относительного поднятия. Как уже выше отмечено, на острове Русском граниты прорывают верхнепалеозойские отложения, которые слагают северную часть полуострова Саперного (особенно хорошие обнажения наблюдаются в районе мыса Новосильского). Верхнепалеозойские отложения представлены серыми среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, которые чередуются с прослоями черных углисто-глинистых сланцев, содержащих большое количество отпечатков ископаемой флоры. Ранее в старой работе Виттенбурга (1916) эти отложения описывались как юрские, но еще прежними работами А. Н. Криштофовича (1924, 1932) было доказано, что они относятся к перми.

Флора из нашей коллекции (северная часть полуострова Саперного района мыса Новосильского), по данным А. Н. Криштофовича, пермская—относится к хвощевым и принадлежит роду *Phyllothea*.

На контакте с гранитами песчаники окварцованы, причем по мере удаления от гранитов степень окварцевания постепенно уменьшается.

Граниты, прорывающие пермскую песчанико-сланцевую толщу, биотит-роговообманковые. Макроскопически они представляют собой серовато-розовые или розовые средне-, реже крупнозернистые породы, состоящие в основном из розовых и серых полевых шпатов, кварца и темноцветных, представленных роговой обманкой и биотитом. Количество темноцветных колеблется от 2—3 до 8% всей массы породы. Количественные соотношения роговой обманки и биотита непостоянны; в одних участках преобладает биотит, в других—роговая обманка.

Под микроскопом видно, что биотит-роговообманковые граниты состоят из следующих минералов: калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза (представленного обычно олигоклазом № 28—30, реже наблюдается олигоклаз № 18—20), роговой обманки и биотита. Акцессорные—сфен, апатит, циркон, рудный минерал. Вторичные—серицит, хлорит, актинолит, цоизит, карбонаты, гидроокислы железа.

Структура породы обычно гранитная; в отдельных участках микропегматитовая.

Вторичные процессы в описываемых гранитах развиты довольно сильно и проявляются в серицитизации плагиоклазов, пелитизации калиевых полевых шпатов, замещении роговой обманки актинолитом, хлоритизации роговой обманки и биотита. В некоторых участках вся порода сечется маломощными до 0,2 мм прожилками цоизита и карбонатов.

Биотит-роговообманковые граниты секутся жилами диорит-порфиров, аплитовидных гранитов, гранит- и сиенит-порфиров.

Необходимо отметить, что, кроме резко преобладающих биотит-роговообманковых гранитов, в исследованном районе встречаются граносиениты, роговообманковые и биотитовые граниты. Таким образом, описанная нами разновидность биотит-роговообманковых гранитов, вероятно, — часть сложного по составу интрузивного комплекса.

Нижняя возрастная граница биотит-роговообманковых гранитов — верхняя пермь. Верхняя возрастная граница биотит-роговообманковых гранитов устанавливается также достаточно отчетливо. В двух обнажениях описываемого района (у подножья горы Центральной и в 900 м к юго-востоку от нее обн. 660 м) мы наблюдали непосредственное наложение базальных конгломератов нижнего триаса на серовато-розовые среднезернистые биотит-роговообманковые граниты, совершенно аналогичные вышеописанным.

В этих конгломератах иногда наблюдаются линзообразные прослои серых мелкозернистых песчаников, содержащих фауну. Конгломераты состоят из гальки различных пород, сцементированных песчаным цементом. Количество гальки колеблется в пределах 65—80% всей массы породы.

Галька описываемых конгломератов представлена серовато-розовыми биотит-роговообманковыми гранитами, серыми гранитами, граносиенитами, гранит- и сиенит-порфирами, диорит-порфирами, кварцевыми порфирами, порфиритами, кварцитами, черными углисто-глинистыми сланцами, серыми среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, кремнистыми сланцами и другими породами.

Галька обычно довольно хорошо окатана, размер ее колеблется от 0,5 до 20 см, иногда достигая 50—60 см в поперечнике. В описываемом обнажении, как и в других обнажениях базальных конгломератов нижнего триаса, среди гальки резко преобладает галька серовато-розовых биотит-роговообманковых гранитов, совершенно аналогичных вышеописанным, и других гранитоидов.

Отмеченные конгломераты покрываются толщей серых, иногда с зеленоватым оттенком, мелкозернистых песчаников.

В этих песчаниках, а также в серых мелкозернистых песчаниках, наблюдающихся в виде линзообразных прослоев в конгломератах, П. В. Виттенбургом и нами собрано большое количество фауны.

Из фауны наших сборов Л. Кипарисовой пока определены только аммониты *Meekoceras* indet., *Glyptophras* (?) sp. indet., пелециподы *Anodontophora* sp. indet., которые позволяют отнести описанные песчаники и конгломераты к нижнему триасу.

П. В. Виттенбургом в отмеченных песчаниках определены: *Myalina Velusta* Ben., *Pecten sichoticus* Bitt., *P. Alberti* goldf., *P. ussuricus* Bitt., *Pseudomonotis Iwanowi* Bitt., *P. multiformis* Bitt., *Anodontophora Canadensis* cat. и др.

Таким образом, на основании вышеизложенного теперь можно считать твердо установленным наличие верхнепалеозойских гранитных интрузий в Южном Приморье.

Верхнепалеозойские граниты, кроме побережья Уссурийского залива, мы наблюдали также на полуострове Муравьева-Амурского в бассейне р. Лянгихе. Макроскопически это серые среднезернистые биотитовые граниты. Количество биотита колеблется от 2—3 до 8—10% всей массы породы.

Под микроскопом видно, что отмеченные граниты состоят из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, представленного олигоклазом, и биотита. Акцессорные — сфен, апатит, циркон, рудный минерал. Вторичные — серицит, хлорит, цоизит, карбонаты, гидроокислы железа. Структура пород обычно гранитная.

Вторичные процессы развиты, как и в вышеописанных биотит-роговообманковых гранитах, сильно и проявляются в серицитизации плаги-

оклазов, пелитизации калиевых полевых шпатов, хлоритизации биотита, образовании цоизита и карбонатов.

Эти граниты, повидимому, прорывают верхнепалеозойские отложения и встречаются в гальке базальных конгломератов нижнего триаса. Верхнепалеозойские отложения литологически представлены песчаниками и сланцами с прослоями известняка, содержащего, по данным И. В. Бурия, фауну пермского возраста.

Конгломераты состоят из гальки различных пород, сцементированных песчанистым цементом. Количество гальки колеблется от 60 до 70—75% всей массы породы. Галька представлена биотитовыми гранитами, аналогичными вышеописанным, диорит-порфирами, гранит-порфирами и осадочными породами — известняками, кремнистыми сланцами, песчано-глинистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками.

По данным И. В. Бурия, описанные конгломераты выше постепенно сменяются песчаниками и сланцами, содержащими многочисленную фауну скифского яруса, представленную: *Pseudomonotis (Eumorphotis) multiformis* Bitt., *Anodontophora* cf., *Canalensis* (cat), *Myalina* cf. *shamarae* Bitt., *Proptychites hiemalis* Dien., *P.* cf. *otoceratoides* Dien. и др.

Таким образом, и здесь достаточно определенно устанавливается верхнепалеозойский возраст гранитной интрузии. Как видно из изложенного, в настоящее время уже в двух районах Южного Приморья установлены граниты, прорывающие верхнепалеозойские отложения, содержащие флору или фауну и перекрывающиеся нижним триасом. Возраст этих гранитов определяется очень четко в пределах от верхней перми до нижнего триаса. Повидимому, помимо двух вышеотмеченных пунктов, верхнепалеозойские гранитоиды присутствуют в целом ряде других районов Южного Приморья.

3. ГРАНИТОИДЫ ГРОДЕКОВСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Гранитоиды гродековского интрузивного комплекса широко развиты в западной подзоне древнего Ханкайского массива, слагая главную часть большого Гродековского массива, Посыетский массив, а также ряд мелких массивов — Вознесенский, Чихезский, Первомайский и др. Гродековские гранитоиды представлены главным образом биотитовыми, биотит-роговообманковыми и аляскитовыми разностями гранитов. Значительно меньшим распространением пользуются гибридные породы, представленные кварцевыми диоритами, кварцевыми диорит-монцонитами, пироксен-роговообманковыми гранитами и другими разностями.

Гранитоиды гродековского интрузивного комплекса подробно описаны ранее нами в статье и отчетах. Отметим лишь, что возраст этих гранитоидов несомненно домеловой, вероятно, верхнепалеозойский или нижне-мезозойский.

Детальное изучение гранитов гродековского интрузивного комплекса позволяет выделить характерные для них петрохимические особенности, описанные нами в предыдущей нашей статье в этом сборнике.

С типичными домеловыми гранитоидами гродековского интрузивного комплекса связано оловянное, вольфрамовое и золотое оруденение.

В 3,5 и 10 км к востоку от Гродековского массива расположен ряд массивов, сложенных вознесенскими гранитами, которые относятся к тому же интрузивному комплексу домеловых гранитоидов, что и собственно гродековские. С вознесенскими гранитами генетически связано редкометальное оруденение; кроме того, с этим же магматическим очагом связаны слюди-сто-бериллиево-флюоритовые, сульфид-касситеритовые турмалинового типа и другие месторождения Вознесенского рудного узла.

Данные, изложенные в предыдущей нашей статье в этом сборнике и в отчетах, говорят, что в Приханкайском районе широко проявлена своеобразная домеловая металлогеническая эпоха.

4. ВЕРХНЕЮРСКИЕ — НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Эти гранитоиды широко развиты в Южном Приморье. Автор настоящей статьи изучал их в бассейне р. Лючихеза, в Даубихинской синклинальной зоне (Яковлевский массив), на правом берегу р. Амбы, в нижнем течении (Занадворовский массив) в районе с. Нестеровки, в среднем течении р. Иман, в бассейне рек Татибе, Арму, Колумбе.

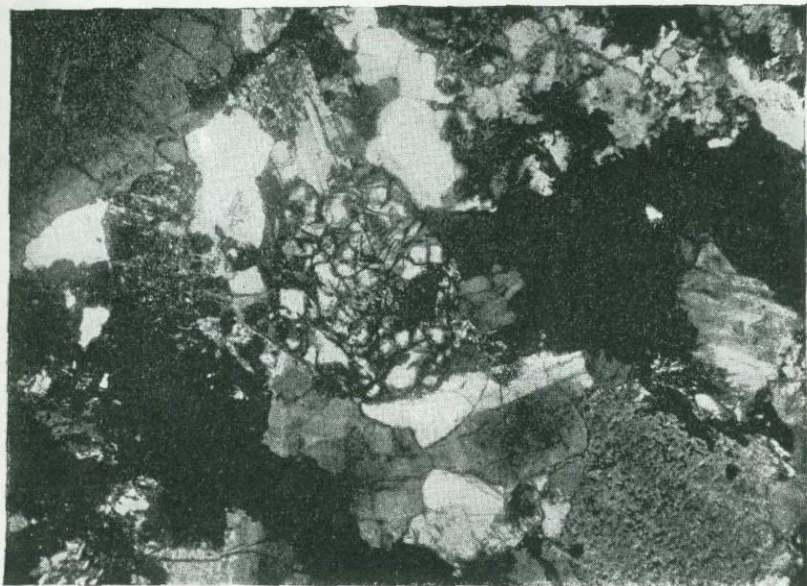
Отмеченные гранитоиды слагают обычно относительно небольшие массивы площадью 10—50 км² и только в бассейне р. Иман площадь массивов, сложенных этими гранитоидами, достигает 350 км².

Описываемые гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованные триасовые отложения и перекрываются нижним мелом. Они обычно представлены биотит-роговообманковыми гранитами с переходом к гранодиоритам. Реже наблюдаются кварцевые диориты. В бассейне р. Иман широко развиты биотитовые граниты. Наиболее распространенные среди этих гранитоидов биотит-роговообманковые граниты, подробно описанные в наших отчетах, макроскопически представляют собой серые среднезернистые породы, состоящие в основном из полевых шпатов, кварца и темноцветных, представленных биотитом и роговой обманкой. Количество темноцветных колеблется от 3—5 до 8—10% всей массы породы. Под микроскопом видно, что эти граниты состоят из калиевого полевого шпата, обычно микроклина, плагиоклаза, представленного олигоклазом № 28—30, или олигоклаз-андезина, роговой обманки и биотита. Акцессорные — апатит, циркон, сфен, гранаты, рудный минерал. Вторичные — серицит, хлорит, минералы эпидот-цоизитовой группы, гидроокислы железа. Структура гипидиоморфнозернистая — гранитная.

Химический анализ этих гранитов, произведенный в химической лаборатории Геологического института АН СССР (аналитик Арест-Якубовская), дал следующие результаты:

Окислы	Обр. 79/48, район Нестеровки, биотит-роговообманковый гранит	Данные пересчетов химического анализа по методу А. Н. Заварицкого
SiO ₂	69,25	A = 166 a = 11,3
TiO ₂	0,21	C = 62 c = 4,2
Al ₂ O ₃	15,43	B = 79 b = 5,4
Fe ₂ O ₃	1,48	S = 1156 s = 79
FeO	1,64	Q = 31,3
MnO	0,10	
MgO	1,00	
CaO	3,49	a' = 15,2 t = 0,25
Na ₂ O	2,94	f' = 53,1 φ = 22,7
K ₂ O	3,44	m' = 31,6
H ₂ O ⁻	0,20	n = 56,6
H ₂ O ⁺	0,37	
P ₂ O ₅	0,28	
LiO ₂	0,04	$\frac{a}{c} = 2,7$
F	Следы	
П. п. п.	0,27	
Сумма	100,00	

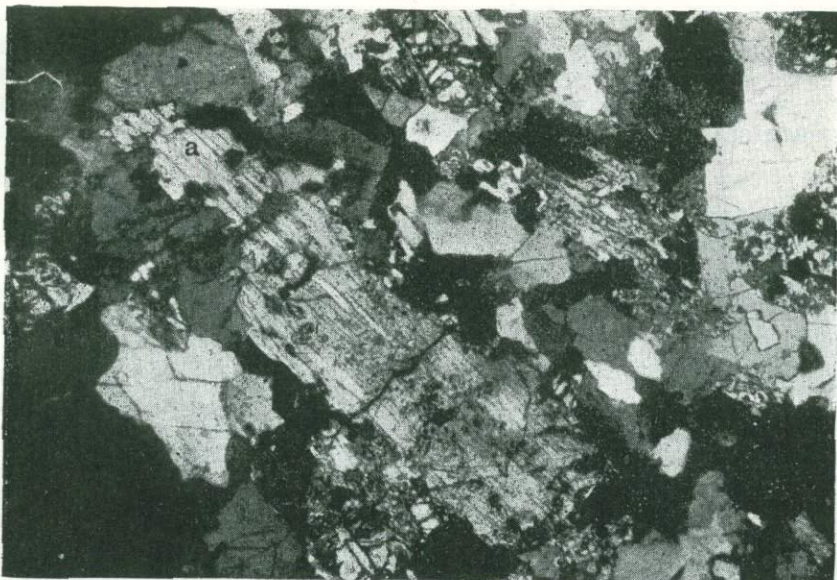
Сравнивая полученные пересчеты с диаграммой, приведенной в работе А. Н. Заварицкого, мы видим, что коэффициенты обр. 79/48 попадают ближе всего к точке № 3, отвечающей составу послекембрийского гранита, причем в исследованных гранитах наблюдается повышенное содержание коэффициентов s , f , m' и Q и пониженное содержание коэффициента a .



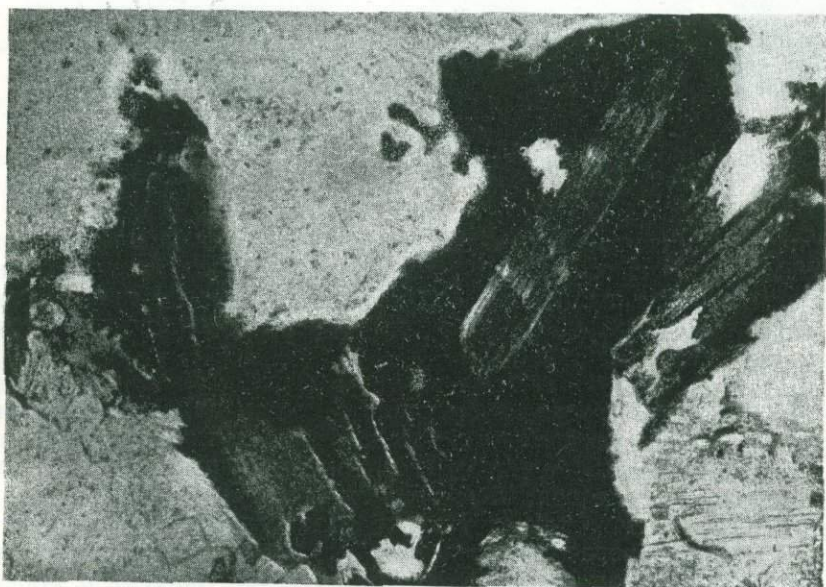
Фиг. 3. Шлиф № 5015. Гранит на контакте с глинистыми сланцами. В центре кристалл ставролита. $\times 46$. Ник. +.

Как видно из описания пород, повышенное содержание коэффициента s объясняется характером плагиоклаза, который представлен основным олигоклазом, а в зональных кристаллах плагиоклаза ядро сложено андезином. Повышенный коэффициент кислотности объясняется относительно большим количеством кварца.

От вышеописанных биотитовых гранитов гродековского интрузивного комплекса описываемые граниты отличаются следующими особенностями: присутствием среди темноцветных относительно большого (до 5%) количества роговой обманки, значительно меньшим количеством калиевого полевого шпата и более основным плагиоклазом. Описываемые граниты прорывают песчано-сланцевые отложения триаса. На контакте с гранитами песчаники и сланцы ороговикованы, сланцы часто содержат андалузит и ставролит. Интересно отметить, что в одном участке (бассейн р. Лючихе-за) в гранитах на контакте со сланцами нами обнаружены андалузит и ставролит (фиг. 3 и 4). Количество андалузита и ставролита в некоторых участках породы достигает 5—6% всей массы породы. Андалузит наблюдается в виде длиннопризматических кристаллов, длиной до 3,5 мм, реже в виде зерен неправильной формы. Иногда кристаллы и зерна андалузита, как и биотита, окружены рудным минералом (фиг. 5). Ставролит присутствует в виде зерен неправильной формы, размером от 0,4 до 1,3 мм в поперечнике. Образование андалузита и ставролита в гранитах несомненно связано с ассимиляцией вмещающих глинистых сланцев.



Фиг. 4. Шлиф № 5015. Гранит на контакте со сланцами. В центре (а) кристалл андалузита. $\times 46$. Ник. +.



Фиг. 5. Шлиф № 5015. Гранит. Кристаллы биотита, окруженные рудным минералом. $\times 46$. Ник. ||.

В Занадворовском гранитном массиве наблюдается постепенный переход от биотит-роговообманковых гранитов к гранодиоритам. Мелкие тела кварцевых диоритов, вскрытые на правом берегу р. Амбы у с. Занадворовки, несомненно генетически связаны с Занадворовским гранитным массивом.

Описываемые граниты секутся дайками аплитов, гранит-порфиров, диорит- и диабаз-порфиров.

В среднем течении р. Иман, в бассейнах рек Татибе, Арму, Колумбе верхнеюрские—нижнемеловые гранитоиды пользуются широким распространением; они слагают относительно крупные массивы площадью 150—350 км² и мелкие тела. Здесь среди верхнеюрских—нижнемеловых гранитоидов можно выделить: биотитовые граниты, биотит-роговообманковые граниты, роговообманковые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Среди кварцевых диоритов в свою очередь выделяются два типа: 1) кварцевые диориты, слагающие периферические части Усть-Колумбинского и Татибе-Арминского гранитных массивов; 2) кварцевые диориты, слагающие небольшие массивы, район Верхней группы приисков, район правых притоков р. Татибе. Кварцевые диориты, слагающие периферические части гранитных массивов, относятся к более кислой разности и образовались в результате ассимиляции гранитами вмещающих осадочных пород. Кварцевые диориты, слагающие небольшие массивы в районе Верхней группы приисков и правых притоков р. Татибе, являются, вероятно, самостоятельной фазой юно-киммерийского вулканического цикла. В этой статье мы не имеем возможности подробно описывать иманские гранитоиды, поэтому для характеристики их вещественного состава мы приводим две таблицы: 1) петрохимического состава и 2) минералогического состава.

Анализируя данные табл. 1 и 2, можно отметить, что биотитовые граниты близки к среднему типу гранитов (по Дели) и отличаются от него отсутствием MgO, небольшим количеством Fe₂O₃ и FeO и повышенным содержанием SiO₂. Отсутствие MgO и небольшое количество Fe₂O₃ и FeO в описываемых гранитах объясняется, как видно из табл. 8, небольшим количеством темноцветных компонентов, представленных исключительно биотитом, содержание которого не превышает 10%, а обычно соответствует 3—5%.

Биотит-роговообманковые граниты также близки к среднему типу послекембрийских гранитов и отличаются от последних несколько пониженным содержанием Fe₂O₃, CaO, Na₂O и повышенным — Al₂O₃, FeO и K₂O.

Это можно объяснить несколько повышенным содержанием в породах роговой обманки и биотита.

Биотит-роговообманковые граниты отличаются от биотитовых присутствием роговой обманки, единичных зерен пироксена, более основным составом плагиоклаза, представленного олигоклазом, и присутствием единичных зерен граната.

Гранодиориты близки к среднему типу их и отличаются от него незначительным уменьшением содержания SiO₂ и Fe₂O₃, большим содержанием FeO, MgO и CaO. Последнее объясняется присутствием в гранодиоритах небольшого количества пироксенов и несколько повышенным содержанием апатита. Следует отметить, что в тяжелой фракции гранодиоритов, помимо минералов, описанных при микроскопических исследованиях, обнаружены сфен, циркон, шеелит, галенит.

Кварцевые диориты близки к их среднему типу. В Иманском районе наблюдаются два типа кварцевых диоритов.

1. Кварцевые диориты первого типа, периферически слагающие части гранитных массивов, отличаются от среднего типа кварцевых диоритов уменьшением содержания SiO₂, CaO, Fe₂O₃, MgO, K₂O и увеличением содержания Al₂O₃.

2. Кварцевые диориты, слагающие небольшие самостоятельные массивы, отличаются от среднего типа кварцевых диоритов незначительным уменьшением содержания SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O и увеличением содержания MgO и CaO .

Сравнивая химические анализы и количественно-минералогический состав диоритов первого и второго типов (см. табл. 1 и 2), мы видим, что кварцевые диориты, слагающие отдельные небольшие массивы (проба

Таблица 1

Петрохимическая характеристика изверженных пород бассейна среднего течения р. Иман¹

Оксиды	Биотитовый гранит Татибе Армянского батолита, проба № 2	Биотит-роговообманковый гранит Р. Б. Амугинга, обр. 16/42	Гранодиорит Татибе Армянского батолита, проба № 4	Гранодиорит Усть-Колумбинского батолита, проба № 3	Кварцевый диорит петрофической части Усть-Колумбинского батолита, обр. 16/44	Кварцевые диориты. Верхняя группа притисков, проба № 6	Гранит-порфир Верхнего клаха. Незамерзлого, проба № 5	Габбро-монциты горы Набак, проба № 1	Базальты с дунитовыми гнездами, проба № 8
SiO_2	74,81	69,55	64,76	63,4	58,72	57,4	76,2	54,95	46,36
TiO_2	0,08	0,25	0,45	0,38	0,88	0,76	Следы	0,60	1,53
Zr	Мало	Не опр.	Мало	Мало	Не опр.	Нет	Мало	Мало	Нет
Al_2O_3	12,67	16,43	15,8	15,98	19,18	16,32	12,93	15,00	15,38
Be	Следы	Не опр.	Нет	Следы	Не опр.	Нет	Нет	Нет	Нет
Fe_2O_3	0,32	0,86	1,26	1,53	1,85	1,57	2,14	3,67	2,04
Cr	Нет	Не опр.	Нет	Нет	Не опр.	Нет	Нет	Есть	Есть
V	Следы	"	Мало	Есть	"	Есть	"	"	"
FeO	2,24	1,88	3,60	3,08	3,36	4,96	0,00	7,44	6,62
MnO	0,09	—	0,09	0,03	—	0,14	0,03	0,14	0,20
MgO	0,02	1,02	2,6	2,73	2,43	4,2	0,15	4,79	8,40
Ni	Следы	Не опр.	Следы	Мало	Не опр.	Мало	Мало	Мало	Есть
Co	Мало	"	Мало	Нет	"	"	Нет	"	Мало
CaO	1,83	1,99	4,7	5,36	7,25	6,56	0,59	8,14	8,00
BaO	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cr	—	"	"	"	"	"	"	"	"
Na_2O	2,85	2,66	4,15	3,59	2,98	3,46	3,28	1,80	3,2
K_2O	4,46	3,8	2,17	2,75	0,74	1,82	3,80	2,40	2,94
P_2O_5	0,18	0,10	0,30	0,17	0,15	0,20	0,20	0,30	0,85
Sn	0,02	Не опр.	0,002	0,001	Не опр.	Нет	Не опр.	0,002	
Mo	Нет	"	Нет	Нет	"	"	Нет	Нет	Нет
W	Мало	"	Мало	"	"	Мало	Есть	"	"
Pb	"	"	Есть	Следы	"	"	Мало	Есть	Есть
$\text{H}_2\text{O}^{-110}$	0,36	"	0,21	0,00	—	0,20	0,10	0,45	1,00
H_2O^-	0,00	"	0,23	0,43	2,7	1,60	0,50	0,31	3,25
SO_3	0,18	"	0,04	0,27	0,05	0,60	0,12	0,28	0,07
Ag	Нет	Не опр.	Нет	Нет	Не опр.	Нет	Нет	Нет	Нет
Sb	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Bi	"	"	"	"	"	"	"	"	"
As	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Zn	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Cd	"	"	"	"	"	"	"	"	"

¹ Таблица составлена аналогично таблице петрохимического состава алтайских гранитоидов, приведенной в работе П. И. Лебедева (1945).

№ 6), отличаются от кварцевых диоритов, слагающих периферические части Усть-Колумбинского батолита (обр. 16/44), несколько меньшим количеством SiO_2 , значительно меньшим количеством Al_2O_3 , несколько большим количеством FeO и MgO и значительно большим количеством K_2O (в 2 раза) и S (в 12 раз).

Таким образом, кварцевые диориты, слагающие периферическую часть Усть-Колумбинского батолита, относятся к более кислой разновидности.

Результаты химических анализов подтверждаются данными количественно-минералогического состава; так, кварцевые диориты Верхней группы приисков и правых притоков р. Татибе отличаются от кварцевых диоритов, слагающих периферические части Усть-Колумбинского и Татибе-Арминского батолитов: присутствием пироксена, значительно большим количеством биотита, повышенным содержанием роговой обманки, значительно повышенным количеством пирита и отсутствием среди аксессуарных циркона.

Аляскитовые гранит-порфиры близки к среднему типу аляскита и отличаются от него повышенным содержанием окислов железа и магния и пониженным содержанием K_2O . Повышенное содержание окислов железа объясняется, как видно из сравнительной таблицы количественно-минералогического состава, присутствием магнетита и биотита. Пониженное содержание K_2O указывает на развитие процессов альбитизации.

В описываемом районе с верхнеюрскими — нижнемеловыми гранитоидами связаны месторождения золота и олова, причем намечается связь золоторудных месторождений с малыми интрузиями кварцевых диоритов, а оловорудных с биотитовыми гранитами. Подтверждением этому служит территориальная приуроченность подавляющего большинства золотоносных кварцевых жил и известных россыпных месторождений золота (бассейн р. Сяо-Бейча) к малым интрузиям кварцевых диоритов, а оловорудных месторождений (кварц-касситеритовой формации) к биотитовым гранитам.

Золотоносные кварцевые жилы залегают либо в самих апикальных куполах интрузивов, либо в зоне их контактового ореола. Известные оловорудные месторождения (Куала, Сидатун и др.) приурочены либо к гранитам, либо к контактовым ореолам последних.

При рассмотрении шлиховой карты бассейна р. Татибе хорошо наблюдается разница в минералогическом составе шлихов, взятых в левых и правых притоках р. Татибе. В шлихах, взятых из левых притоков р. Татибе, где широко распространены биотитовые граниты, из полезных ископаемых присутствует касситерит (часто в весомых количествах), шеелит и монацит, золото же не встречено ни в одном шлихе, в то время как в шлихах, взятых из правых притоков р. Татибе, в районе развития малых интрузий — кварцевых диоритов, из рудных минералов присутствует золото, а шеелит и касситерит встречены в незначительных количествах.

Связь золота с малыми интрузиями кварцевых диоритов, а олова с гранитами подтверждается также данными химических анализов. Так, пробирный анализ на золото кварцевых диоритов района Верхней группы приисков и правых притоков р. Татибе показал повышенную концентрацию в них золота по сравнению с кларком земной коры в 80 и 60 раз, а химические анализы показывают повышенное содержание олова в биотитовых гранитах в 20 раз по сравнению с кларком земной коры.

Кроме золота и олова, в описываемом районе в небольшом количестве присутствуют молибденит и вольфрамит, причем все известные проявления молибденового и вольфрамового оруденения приурочены либо к биотитовым гранитам, либо к гранит-порфирам.

В яковлевских гранитах и гранитах верховьев р. Лючихезы пока никакого оруденения не обнаружено, но по аналогии с среднеиманскими гранитами можно полагать нахождение здесь месторождений золота, олова, вольфрама и молибдена. До некоторой степени это подтверждается результатами произведенного нами шлихового опробования; в шлихах из аллювия р. Яковлевки обнаружено до 25 знаков касситерита и до 30 знаков шеелита.

К занадворовским кварцевым диоритам приурочены ртутные месторождения, которые, вероятно, связаны с ними и генетически.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании имеющегося у нас в настоящее время фактического материала в палеозойское и нижнемезозойское время в Южном Приморье можно выделить следующие интрузивные комплексы:

I. Гранитоиды шмаковского интрузивного комплекса, широко распространенные в зоне древнего поднятия (Ханкайский массив). Эти граниты прорывают кембрийские отложения и перекрываются верхним палеозоем. Возраст их ниже- или среднепалеозойский. Для этих гранитов характерны следующие особенности.

1. Незначительное количество темноцветных, представленных биотитом, и постепенный переход к аляскитовым разностям и граносиенитам.

2. Калиевый полевой шпат представлен микроклином и микроклиномикропертитом.

3. Плаггиоклазы представлены обычно альбитом, реже альбит-олигоклазом.

4. Преобладание калиевого полевого шпата над плаггиоклазом.

5. Аксессуарные минералы представлены ортитом (в некоторых шлихах (фиг. 1, 2) размеры кристаллов ортита достигают 0,8 мм), цирконом, монацитом, апатитом, сфеном, гранатами, магнетитом и ильменитом.

6. Наличие в некоторых участках гнейсовидной текстуры.

Шмаковские граниты еще слабо изучены и связь с ними оруденения пока не установлена.

II. Верхнепалеозойские гранитоиды, описанные нами на острове Русском и полуострове Муравьева-Амурского. Эти гранитоиды прорывают верхнепалеозойские отложения, содержащие флору, и перекрываются фаунистически охарактеризованным нижним триасом. Возраст этих гранитоидов определяется очень четко в пределах от верхней перми до нижнего триаса.

Повидимому, помимо двух вышеотмеченных пунктов, верхнепалеозойские гранитоиды присутствуют в целом ряде других районов Южного Приморья, и, вероятно, главная масса гродековских гранитоидов может быть отнесена к верхнему палеозою. Для типичных биотитовых гранитов гродековского интрузивного комплекса характерны следующие петрохимические особенности.

1. Преобладание над плаггиоклазом калиевого полевого шпата, представленного обычно микроклином.

2. Незначительное количество темноцветных, представленных главным образом биотитом, и переход биотитовых гранитов в аляскитовые.

3. Присутствие среди аксессуарных минералов значительного количества циркона и незначительного количества флюорита, турмалина и касситерита.

4. Присутствие в калиевых полевых шпатах свинца, меди, галлия, бария, бериллия и олова и отсутствие или ничтожное количество ванадия.

5. Повышенное содержание глинозема при малом содержании оксидов магния и кальция.
6. Повышенное содержание щелочей.
7. Широкое развитие процессов альбитизации и кварцевого метасоматоза.
8. Присутствие бора, фтора, бериллия, лития и олова.
9. Развитие процессов грейзенизации.

С типичными домеловыми гранитами гродековского интрузивного комплекса связано оловянное оруденение (район с. Григорьевки, верхнее течение р. Синтухе, побережье озера Ханка у с. Камень-Рыболов, ключ Короткий и другие участки), вольфрамовое оруденение (шеелитоносные скарны в районе с. Алексеевки), золотое оруденение (верхнее течение р. Синтухе и район с. Софье-Алексеевского).

В 3,5 и 10 км к востоку от Гродековского массива расположен ряд массивов, сложенных вознесенскими гранитами.

Вознесенские граниты по петрографическому составу и петрохимическим особенностям очень сходны с гродековскими гранитами. В частности, они, как и гродековские граниты, характеризуются резкой пересыщенностью глиноземом, малым количеством щелочей, преобладанием калия над натрием, преобладанием среди акцессорных минералов циркона, постоянным присутствием В, F, Be, Li и Sn. Это дает основание утверждать, что вознесенские граниты генетически тесно связаны с гродековскими и являются, вероятно, несколько более поздней фазой последних. Не исключена также возможность, что массивы, сложенные вознесенскими гранитами, являются сателлитами Гродековского массива.

При большом сходстве петрохимических особенностей гродековских и вознесенских гранитов выявляется все же и ряд отличительных признаков, описанных в предыдущей нашей статье в этом сборнике.

С вознесенскими гранитами связано Чапаевское оловянно-вольфрамовое месторождение. Кроме того, с этим же магматическим очагом связаны слюдисто-бериллиево-флюоритовые (Вознесенское и Кировское), сульфид-касситеритовые турмалинового типа (Ярославское и Первомайское) и другие месторождения Вознесенского рудного узла. Для всех месторождений Вознесенского рудного узла, как и для вознесенских и гродековских гранитов, характерно присутствие бора, фтора, бериллия, лития и олова.

В Приханкайском районе выделяется новая домеловая, вероятно, верхнепалеозойская металлогеническая эпоха, отличная от ранее известной в Южном Приморье молодой (третичной) металлогенической эпохи как в возрастном отношении, так и по геохимическим особенностям, характеризующаяся развитием олова в сочетании с бором, фтором, бериллием, литием. Бериллий и литий являются ведущими элементами этой относительно древней металлогенической эпохи. Кроме того, для нее характерно наличие большего количества фтора.

III. Верхнеюрские — нижнемеловые гранитоиды широко распространены в Даубихинской синклиналиной зоне, в зоне главного Сихотэ-Алиньского антиклинория, в Суйфунской зоне и других участках. Эти граниты прорывают фаунистически охарактеризованные триасовые отложения и перекрываются нижним мелом. Для них характерны следующие особенности.

1. Преобладание биотит-роговообманковых гранитов над биотитовыми гранитами.

2. Повышенное количество темноцветных, которое в этих гранитах колеблется от 4—5 до 8—10% всей массы породы.

3. Плагноклаз и калиевый полевой шпат присутствуют приблизительно в равных количествах, а в некоторых участках плагноклаз преобладает над калиевым полевым шпатом.

4. Наблюдаются переходы от биотит-роговообманковых гранитов к гранодиоритам.

5. Более поздняя фаза этих гранитоидов представлена кварцевыми диоритами. С этими гранитоидами связаны месторождения золота, олова, вольфрама, молибдена и киновари.

При этом намечается связь золоторудных месторождений с малыми интрузиями кварцевых диоритов, а оловорудных месторождений (а также проявление молибденового и вольфрамового оруденения) с биотитовыми гранитами.

В районе Занадворовки к кварцевым диоритам приурочены месторождения киновари, которые, вероятно, с ними связаны генетически.

ЛИТЕРАТУРА

- Бернштейн П. С.— Материалы к петрологии гранитоидов Сихотэ-Алиня. Тр. Дальневост. геол. треста, 1936, вып. 59.
- Виттенбург П. В.— Геологическое описание полуострова Муравьева-Амурского и архипелага императрицы Евгении. Зап. О-ва изуч. Амурск. края, т. XV, 1916.
- Волярович Г. П. и др.— Краткий геологический очерк горной области Сихотэ-Алинь. Тр. Дальневост. геол. треста, 1935, вып. 65, 30 стр., 1 карта.
- Козлов А. П.— Предварительный отчет о геологических исследованиях в Верхне-Суйфунском районе в 1923 г. Матер. по геол. и полезн. ископ. Д. В., 1924, № 35.
- Криштофович А. Н.— Экскурсии в ближайшие окрестности Владивостока. Изв. Г. К., 1924, т. 43, № 2, 303.
- Криштофович А. Н.— Геологический обзор стран Дальнего Востока. Георазведиздат, 1932.
- Лебедев П. И.— К петрохимической характеристике гранитов северных предгорий Алтая. Докл. АН СССР, 1945, т. 49, № 5.
- Руб М. Г.— Промежуточный отчет за 1949/50 г. по теме «Палеозойские и мезозойские граниты Южного Приморья и их металлогения». Фонды ИГиН АН СССР.
- Руб М. Г.— Домеловые граниты гродковского интрузивного комплекса и основные черты их металлоносности. Статья в сб. тр. Вост.-Сиб. эксп. АН СССР.

М. С. НАГИБИНА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕЕ-СЕЛЕМДЖИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ И ГАРЬСКОЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

I. ВВЕДЕНИЕ

В октябре 1949 г. сотрудницей Дальневосточной геофизической экспедиции Восточного геофизического треста Л. И. Завьяловой на междуречье рек Гари и Мамына, в 25 км (по реке) от устья р. Гари, была обнаружена крупная магнитная аномалия. Той же экспедицией были заложены разведочные каналы, вскрывшие залежи магнетитовой руды.

В апреле 1950 г. на разведку этого месторождения Хабаровским геологическим управлением Министерства геологии была направлена геолого-разведочная партия № 248 и позже геолого-съёмочная партия А. А. Кирилова для проведения в районе месторождения геологической съёмки масштаба 1 : 50 000.

В июле 1950 г. по согласованию с Министерством геологии Институт геологических наук АН СССР направил тектонический отряд в составе Восточно-Сибирской экспедиции на средства, переданные Институту Советом по изучению производительных сил АН СССР.

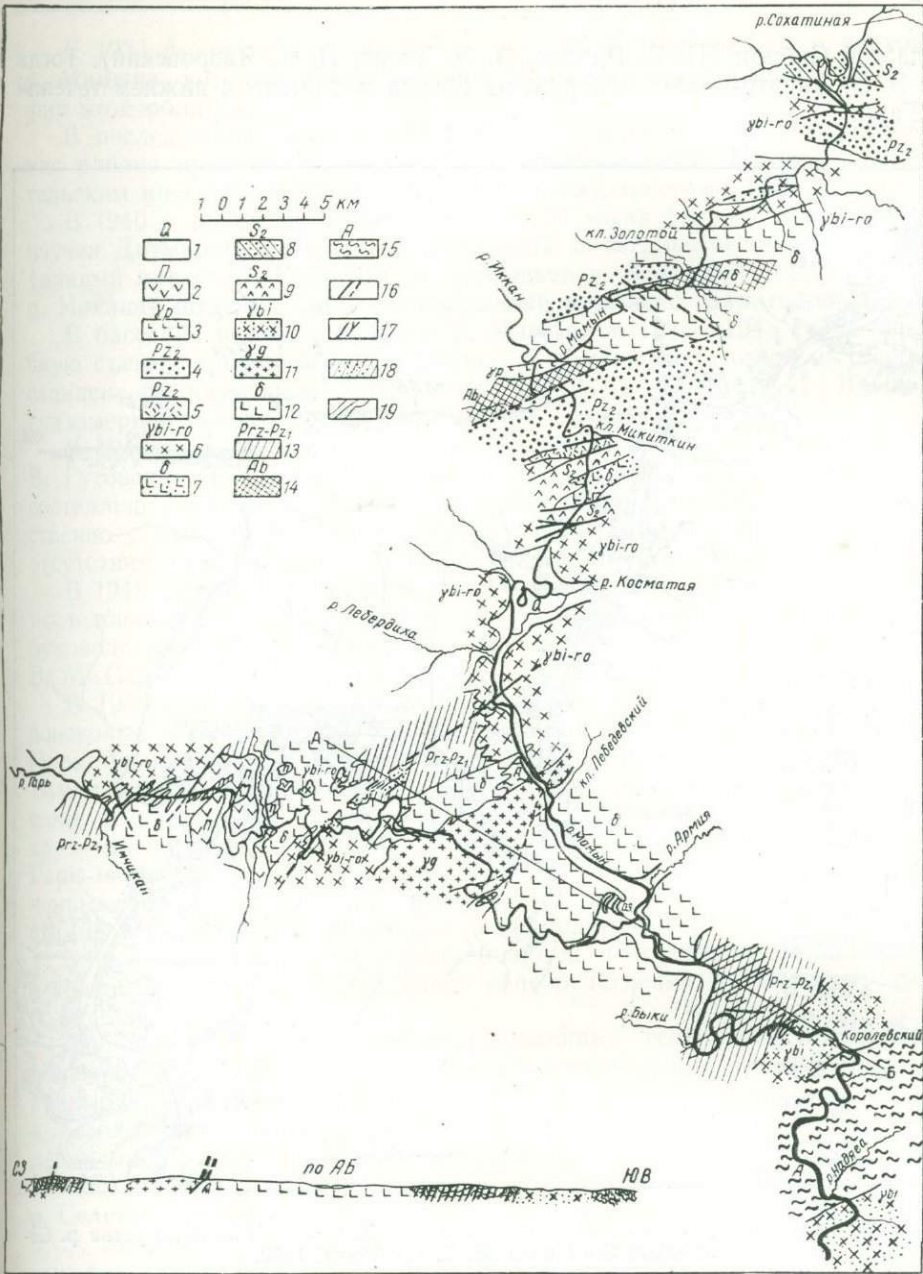
В задачу тектонического отряда входило оказание помощи работникам ДВГУ в изучении геологического строения и структуры окрестностей Гарьского железорудного месторождения, а также прилегающих к нему площадей с целью выяснения перспективности данного района в отношении возможности выявления новых железорудных месторождений.

В геологических исследованиях, помимо начальника отряда М. С. Нагибиной, ст. коллектора — студентки 3 курса Московского геолого-разведочного института Н. Т. Соколовой и студента 1 курса Института цветных металлов А. П. Егорова, непосредственно на самом месторождении принимал участие подотряд Дальневосточной экспедиции СОПС под руководством К. Л. Пожарицкого.

Для изучения окрестностей Гарьского месторождения были осуществлены маршруты вдоль долины р. Гари, от устья до впадения в нее правого притока р. Имчикан, и вдоль долины р. Мамына, от впадения в нее р. Сахагиной до ее устья (фиг. 1). Кроме того, маршрутные геологические исследования проведены вдоль долины р. Зеи от с. Чигоян до устья р. Селемджи (фиг. 2).

II. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА

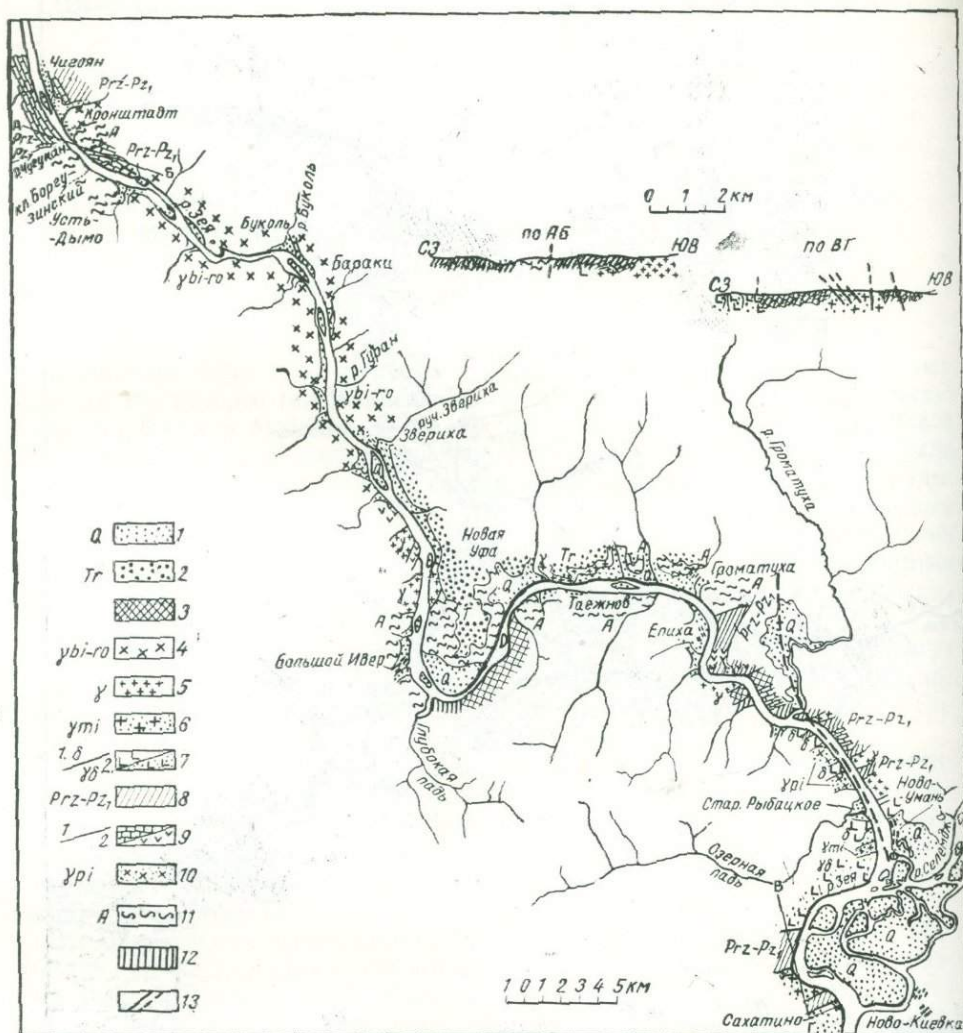
Первые сведения о геологическом строении района, прилегающего к Гарьскому железорудному месторождению, были получены в период с 1901 по 1913 г. во время геологических исследований золотоносных



Фиг. 1. Маршрутная геологическая карта среднего течения р. Мамья и нижнего течения р. Гари. Составила М. С. Нагибина. 1950.

1 — пески и галечники современного аллювия и речных террас; 2 — порфириды кварцевые, плагиоклазовые, роговообманковые и др.; 3 — плагногранит-порфиры; 4 — пестрые аркозовые песчаники и песчанистые сланцы; 5 — порфиры и их туфы, переслаивающиеся с туфоконгломератами, туфопесчаниками и песчаниками; 6 — розовые и розовато-серые биотит-роговообманковые граниты и сопровождающие их жильные породы: розовые аплиты и пегматиты; 7 — габбро-диабазы; 8 — зеленовато-серые песчаники и песчанистые сланцы с фауной; 9 — рассланцованные эффузивные породы, переслаивающиеся со сланцами; 10 — серые биотитовые граниты; 11 — лейкократовые двуслюдяные граниты; 12 — гранодиориты, диориты и габбро; 13 — кремнистые, кварц-серцитовые, хлоритовые, эпидитовые, актинолитовые сланцы, переслаивающиеся с известковыми сланцами, известняками, рассланцованными эффузивными породами, метаморфизованными песчаниками и кварцитами; 14 — роговообманковые гнейсы и сланцы, амфиболиты, пересеченные габбро и диоритами; 15 — гнейсы, гнейсовые сланцы, гранито-гнейсы и инъекционные гнейсы; 16 — линии тектонических нарушений; 17 — рудные тела (магнетит); 18 — вкрапленность магнетита; 19 — простирания.

областей Сибири (П. Б. Риппас, Э. Э. Анерт, П. К. Яворовский). Тогда же Э. Э. Анертом была обнаружена галька магнетита в нижнем течении р. Гари.



Фиг. 2. Маршрутная геологическая карта долины р. Зен от с. Чигоян до устья р. Селемджи, Составила М. С. Нагибина. 1950.

1 — пески и галечники современного аллювия и речных террас; 2 — пески и галечники третичные; 3 — области распространения гипабиссальных тел гранит-порфиров; 4 — крупнокристаллические, порфиоровидные биотит-роговообманковые граниты; 5 — биотитовые и биотит-роговообманковые мелко- и крупнокристаллические граниты; 6 — розовые и красные лейкократовые микроклиновые граниты; 7 — а) серые гранодиориты и диориты, б) гранодиориты, пересеченные розовыми гранитами; 8 — глинисто-кремнистые, песчаные, известково-кремнистые, кварц-известково-эпидотовые, кварц-амфиболовые, эпидот-актинолитовые сланцы, переслаивающиеся белыми и серыми известняками, известковыми сланцами и расщелоченными эффузивами; 9 — а) области преимущественного распространения расщелоченных эффузивов; 10 — темносерые пироксеновые граниты; 11 — гнейсы, кристаллические сланцы и гранито-гнейсы; 12 — катаклазированные гранито-гнейсы и другие породы; 13 — линии тектонических нарушений.

В 1932 г., в связи с изысканиями вдоль проектирующей Байкало-Амурской ж. д., геологические исследования в этом районе проводились комплексной экспедицией СОПС АН СССР.

К 1933 г. относятся исследования Ф. А. Макаренко в верховьях р. Мамына, которые имели большое значение для познания стратиграфии этой области.

В последующие годы геологические исследования в интересующем нас районе проводились различными организациями—Научно-исследовательским институтом золота («Нигризолото»), трестом «Амурзолото» и др.

В 1940 г. район междуречья Гари и Мамына был весьма схематично изучен Дитмаром, который на громадном пространстве от устья р. Быки (правый приток р. Мамына) до верховьев р. Косматой (правый приток р. Инкана) выделил лишь однообразный комплекс гранитоидов.

В бассейне верхнего течения р. Мамына в 1941—1943 гг. геологическую съемку провел А. С. Куприенко, в результате которой им была составлена геологическая карта этого района в масштабе 1 : 100 000 на глазомерной основе.

В 1942 г. в низовьях р. Гари геологические исследования провел В. Гутовский. Его материалы были использованы В. М. Славным при составлении геологической карты более обширного района. Непосредственно с отчетом В. Гутовского нам познакомиться не удалось ввиду отсутствия этой работы в ВГФ и в фондах треста «Амурзолото».

В 1948—1949 гг. в бассейне рек Гари, Мамына и Норы геологические исследования проводились комплексной экспедицией «Нигризолото» под руководством А. З. Лазарева. В экспедиции принимали участие В. М. Славин, М. В. Пиатровский, А. А. Макарова.

В 1950 г. Б. А. Тихоновым был составлен сводный отчет о геолого-поисковых и геолого-разведочных работах 1948—1949 гг., проведенных Нора-Мамынской экспедицией прииска Нижняя Селемджа треста «Амурзолото». К сожалению, вопросы геологии данного района там описаны исключительно схематично. На приложенной им геологической карте масштаба 1 : 100 000 на всем громадном пространстве междуречья Гари и Мамына выделены лишь нерасчлененные гранитоиды, представленные роговообманковыми, биотитовыми и аляскиотовыми разновидностями, а также плагиогранитами и гранодиоритами.

Этими исследованиями ограничиваются по существу наши сведения о геологии района, прилегающего непосредственно к Гарьскому месторождению.

Одновременно с нашими исследованиями геологическую съемку в масштабе 1 : 50 000 вокруг Гарьского месторождения проводил ныне покойный А. А. Кирилов. Его данные, относящиеся к водоразделу рек Гари и Мамына вблизи самого месторождения, использованы нами при составлении маршрутной геологической карты.

Что касается долины р. Зей в интервале от с. Чигоян до устья р. Селемджи, то в этом районе, после геологических исследований 1912 г. Э. Э. Анерта, по имеющимся у нас сведениям, полученным во Всесоюзных геологических фондах и в Хабаровском геологическом управлении, геолого-съемочных работ не производилось и лишь С. А. Музылев, проводивший в 1942 г. геологическое картирование в масштабе 1 : 1 000 000 в Амурско-Зейском междуречье, частично охватил участок долины р. Зей, прилегающий к р. Селемдже.

III. СТРАТИГРАФИЯ

Проведенные геологические исследования в районе, прилегающем непосредственно к Гарьскому месторождению, показали, что геологическое строение этого района значительно сложнее, чем это было отмечено предшествовавшими исследователями.

Прежде чем перейти к подробной характеристике выделенных стратиграфических комплексов, приводим для удобства ориентировки читателя следующий нормальный разрез от наиболее древних геологических образований к молодым.

I. Древний комплекс, представленный парагнейсами и кристаллическими сланцами, местами интрузивными гранито-гнейсами, роговообманковыми гнейсами и амфиболитами.

II. Свита метаморфических сланцев нижнего палеозоя — протерозоя тукурингской свиты (Prz—Pz₁), представленная переслаивающимися между собой кремнистыми, кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, эпидотовыми, актинолитовыми, известковыми сланцами, известняками, рассланцованными эффузивами кислого и среднего состава, метаморфизованными песчаниками и кварцитами.

III. Интрузия гранодиоритов, диоритов и габбро и сопровождающие их жильные породы, диабазы и диабазовые порфириты.

IV. Интрузия аляскитовых микроклиновых гранитов (мясо-красных и темнорозовых с дымчатым кварцем).

V. Интрузия серых биотитовых гранитов.

VI. Интрузия лейкократовых микроклиновых двуслюдяных гранитов.

VII. Толща зеленовато-серых песчаников и песчаных сланцев с фауной (верхний силур).

VIII. Интрузия габбро-диабазов.

IX. Интрузия розовых и розовато-серых биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и сопровождающие их жильные породы, розовые аплиты и пегматиты.

X. Свита пестрых аркозовых песчаников и песчаных сланцев в основании с прослоями мелкогалечных конгломератов (средний палеозой, D?).

XI. Покровные и дайковые порфириты.

XII. Гипабиссальные интрузии гранит-порфиров, кварцевых сиенитов и других (мезозой).

XIII. Рыхлые отложения — серые и желтые пески с линзами галечников (третичные).

XIV. Древние (террасовые) и современные аллювиальные отложения (четвертичные).

1. Древний комплекс метаморфических пород

В основании геологического разреза исследованного района залегают глубокометаморфизованные парагнейсы и гнейсовые сланцы, а также амфиболовые сланцы, роговообманковые гнейсы; и те и другие интрузивны гранито-гнейсами.

В районе Гарь-Мамынского междуречья, а также в долине р. Мамына, выше устья р. Гари, древние кристаллические породы пользуются ничтожным распространением.

Значительно шире они распространены в нижнем течении р. Мамына, ниже пос. Королевского, и в долине р. Зеи, главным образом приблизительно в интервале между селами Б. Ивер и Громатухой.

Состав древних метаморфических пород довольно однообразен. Преимущественным распространением пользуются биотитовые парагнейсы и гнейсовые сланцы, реже гранатовые и двуслюдяные гнейсы и амфиболиты и амфиболовые сланцы.

В бассейне р. Мамына выходы амфиболитов и амфиболовых сланцев обычно пространственно разобщены с выходами биотитовых гнейсов и

гнейсовых сланцев. Роговообманковые гнейсы, амфиболовые сланцы и амфиболиты в долине р. Мамына выходят в 1 км ниже устья ключа Золотого, в 3 км ниже устья р. Инкан и в долине р. Гари приблизительно в 4 км ниже устья р. Каменушки.

Во всех этих местах амфиболовые сланцы и амфиболиты выходят обычно близ контакта с интрузией диоритов и габбро и пересечены многочисленными жилами и дайками последних.

Биотитовые гнейсы и гнейсовые сланцы в долине р. Мамына выходят на значительной площади ниже пос. Королевского. В долине р. Зеи, ниже с. Б. Ивер, наблюдается тесное чередование биотитовых гнейсов с роговообманковыми гнейсами и реже амфиболитами. Гнейсы и гнейсовые сланцы как в бассейне р. Мамына, так и в бассейне р. Зеи, пересечены и послонно инфицированы биотитовыми и роговообманковыми гранито-, а местами диорито-гнейсами.

На правом берегу р. Зеи, ниже устья пади Глубокой, серые биотитовые гнейсы перемежаются с рассланцованными кварцевыми порфирами (с порфироидами), роговообманковыми габбро и диорито-гнейсами. Среди последних в глыбовой осыпи наблюдаются серпентиниты.

Гнейсы и гранито-гнейсы на правобережье р. Зеи, на участке от устья пади Глубокой до с. Новая Уфа, пересечены многочисленными разветвляющимися жилами розового микроклинового гранита, аплита и пегматита. Мощность жил пегматита обычно не превышает 4—5 м. Пегматиты — крупнокристаллические и состоят из светлосерого кварца, розоватого микроклина и листочков черного биотита. Кристаллы микроклина в пегматитах достигают 15 см в длину.

Из минералов для гранито-гнейсов, как долины р. Мамына так и долины р. Зеи, характерно присутствие зеленовато-синей полущелочной роговой обманки и зеленого биотита. Последняя особенность минералогического состава гранито-гнейсов изученного района сильно сближает их с широко распространенным в хребте Тукурингра комплексом гранито-гнейсов, в составе которых описаны нами в 1948 г. те же минералы. В качестве акцессорного минерала в гранито-гнейсах хребта Тукурингра весьма широко распространен ортит, часто замещенный эпидотом. В гранито-гнейсах, обнажающихся на правом берегу р. Зеи, непосредственно к югу от с. Б. Ивер, также присутствует ортит, частично замещенный эпидотом.

Возраст описанной группы глубокометаморфизованных пород, в долине р. Зеи, Э. Э. Анертом (1912) рассматривался как архейский.

Подобного состава метаморфические породы, гнейсы и гранито-гнейсы, распространенные в соседних районах — верхнее течение р. Депа, окрестности прииска Октябрьского, а также бассейна р. Норы, различными исследователями относятся также к древнему, допалеозойскому, обычно архейскому возрасту. Четких стратиграфических контактов описанного комплекса метаморфических пород с другими более молодыми отложениями в пределах изученной территории не наблюдалось.

Общий глубокий метаморфизм описанной толщи, а также большое сходство петрографического состава пород, слагающих эту толщу, с древними архейскими образованиями соседних районов позволяет нам рассматривать ее также как архейскую.

На правобережье р. Зеи, между устьем р. Громатухи и с. Старое Рыбацкое, Н. Т. Соколовой в глыбовых россыпях среди лейкократовых катаклазированных гранито-гнейсов и розовых биотит-роговообманковых гранитов встречены весьма своеобразные пироксеновые граниты, образующие, повидимому, небольшой массив среди древних гранито-гнейсов.

Контакт их с окружающими гранито-гнейсами и розовыми биотит-роговообманковыми гранитами, к сожалению, не обнажен. Эти граниты представляют собой темносерые породы, в которых легко различимы дымчатый кварц и светлосерые, иногда желтоватые полевые шпаты.

Минералогический состав их следующий: кварц, микроклин, плагиоклаз, пироксен, роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, магнетит и вторичные — серицит, хлорит, эпидот.

Количественные соотношения минералов весьма изменчивы, особенно в отношении темноцветных. Обычно в большом количестве присут-



Фиг. 3. Пироксеновый гранит. Реакционная кайма роговой обманки вокруг пироксена. Шлиф № 667. $\times 46$. Ник. +.

ствует микроклин, местами содержащий тонкие пертитовые вроски альбита. Содержание кварца непостоянно, но обычно невелико. Плагиоклаз (олигоклаз № 27) присутствует в небольшом количестве. Темноцветные содержатся в значительном количестве. Среди них обычно преобладает моноклинный пироксен; зерна его бесцветные, идиоморфные, реже неправильной формы. Кристаллы пироксена обычно окружены тонкой реакционной каймой яркозеленой роговой обманки (фиг. 3, 4). В разновидностях, богатых биотитом, пироксен образует неправильные срастания с крупными бурыми листочками биотита.

Содержание роговой обманки в пироксеновых гранитах обычно невелико. Содержание биотита непостоянно. Одни (отдельные) разновидности пироксеновых гранитов почти лишены биотита, другие — содержат его в очень большом количестве.

Структура пироксеновых гранитов гипидиоморфнозернистая, с характерными узкими каймами изумрудно-зеленой роговой обманки, окружающими зерна пироксена. Местами наблюдаются мирмекитовые структуры. Вторичные изменения пироксеновых гранитов обычно незначи-

тельны. Наблюдаются серицитизация и эпидотизация плагиоклазов и лишь в слабой степени хлоритизация биотитов.

Минералогический состав и структурные особенности пироксенового гранита правобережья р. Зеи, в окрестностях с. Старое Рыбацкое, обнаруживают чрезвычайно близкие черты сходства с черными пироксено-



Фиг. 4. Пироксеновый гранит. Реакционная кайма роговой обманки вокруг пироксена. Шлиф № 667. $\times 46$. Ник. ||.

выми гранитами бассейна р. Тырмы (среднее течение), описанными И. В. Лучицким и М. С. Нагибиной (1939). Пироксеновые граниты бассейна р. Тырмы, по их мнению, относятся к наиболее поздним, вероятно послерогенным, проявлениям магматической деятельности древнего вулканического цикла.

Повидимому, пироксеновые граниты долины р. Зеи, по аналогии с Тырминским районом, следует также отнести к древнему вулканическому циклу.

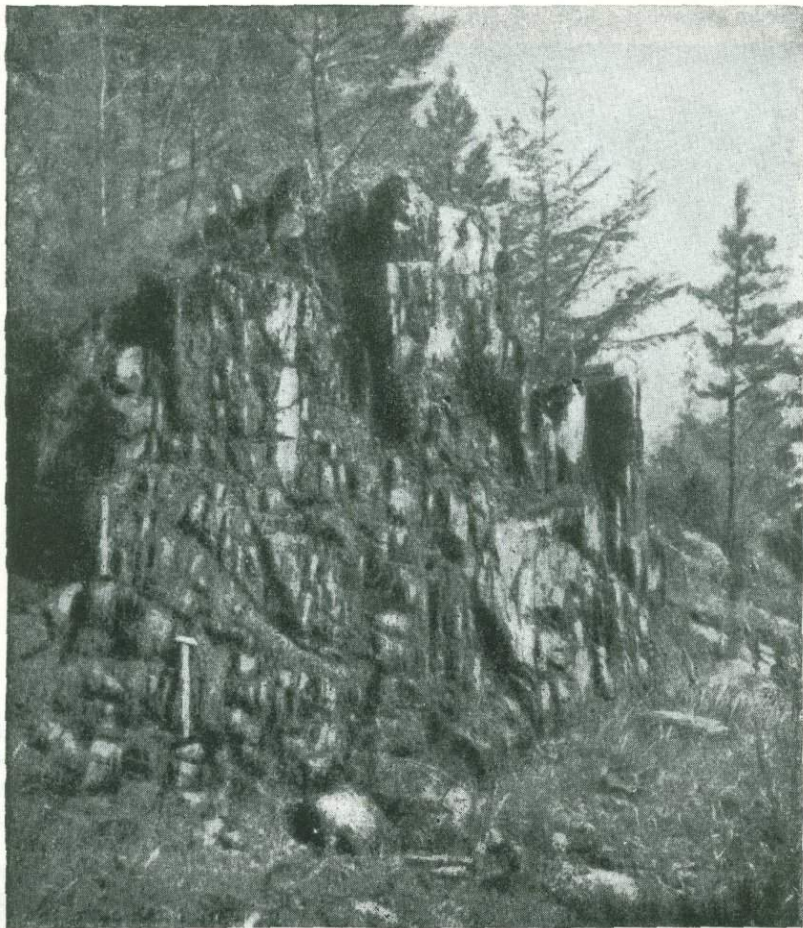
2. Свита метаморфических сланцев

(протерозой — нижний палеозой) — аналог тукурингрской свиты

Отложения, относимые нами к протерозою или нижнему палеозою, представлены свитой метаморфических сланцев весьма разнообразного состава, переслаивающимися с известняками и рассланцованными эффузивными породами. Эти отложения как в бассейне рек Гари и Мамына так и в долине р. Зеи, пользуются значительным распространением, как это видно на прилагаемой геологической карте.

Состав пород, слагающих свиту метаморфических сланцев, весьма разнообразен. В бассейне рек Гари и Мамына распространены следующие переслаивающиеся между собой разновидности: кремнистые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлоритовые, кварц-слюдяные, слюдяные и слюдяно-кварцитовые сланцы, углисто-кремнистые сланцы, углистые филлиты, кварц-серицит-известковые, кварц-актино-

литовые, железисто-кремнисто-серицитовые, железисто-слюдяно-карбонатные, кварц-эпидотовые сланцы, известковые сланцы, песчанистые известняки, известковые песчаники, метаморфизованные песчаники, кварц-слюдяные сланцы с гальками спиллитов и диабазовых порфири-



Фиг. 5. Обнажение темносерых кварц-серицит-хлоритовых сланцев (тукурингская свита) на левом берегу р. Мамына.

тов, разнообразные рассланцованные эффузивные породы. Последние представлены сильно измененными диабазовыми порфиритами, рассланцованными роговообманковыми порфиритами, порфиритами, кварцевыми порфирами, рассланцованными туфопесчаниками и туфоконгломератами, эпидотовыми и эпидот-актинолитовыми сланцами с реликтовой порфировой структурой. Кроме того, в состав метаморфической свиты входят массивные кварциты, кварцитовые сланцы и рассланцованные конгломераты.

Наиболее полный разрез этой свиты можно наблюдать в долине р. Мамына ниже устья р. Гари (фиг. 5).

В нижних частях разреза преобладают массивные светлосерые кварциты и кварцитовые сланцы. Кварциты обладают реликтовой псаммито-

вой структурой, сцементированы кварц-серицитовым цементом. Местами массивные кварциты содержат прослой рассланцованных конгломератов до 10 м мощности, которые состоят из хорошо окатанных галек кварца, сцементированных слюдяно-кварцитовым цементом.

Кварциты и кварцитовые сланцы переслаиваются с кварц-известково-актинолитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-эпидотовыми, хлоритовыми и другими сланцами.

Видимая мощность пачек кварцитов колеблется от нескольких десятков метров до 200—300 м. Мощность прослоев кварцитовых сланцев не превышает обычно 30—40 м.

В верхней части разреза свиты появляются прослой тонкослоистых песчаных известковых сланцев, черных железисто-кремнисто-серицитовых сланцев, светло- и темносерых песчаных известняков и известковых сланцев, а также редкие прослой известковых песчаников, метаморфизованных аркозовых песчаников и песчаных филлитов.

Мощность прослоев карбонатных пород колеблется, как это видно в прекрасных обнажениях метаморфической толщи на левом берегу р. Мамына, в 4—5 км ниже устья р. Гари, от немногих сантиметров до 1—5 м, изредка достигая 10 м.

Состав (в %) серых песчаных известняков левого берега р. Мамына, в 5 км ниже устья р. Гари, по данным химической лаборатории Геологического сектора ИГН, следующий:

Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма
8,12	0,88	48,13	2,19	40,30	99,62

При пересчете получаем (в %):

CaCO ₃	MgCO ₃	Примечание
85,89	4,58	Избыток 0,05

Из приведенного химического анализа следует, что серые известняки левобережья р. Мамына в слабой степени доломитизированы и содержат значительную, до 9%, примесь терригенных компонентов, главным образом в виде слабо окатанных зерен кварца и плагиоклаза.

Наряду с прослоями карбонатных пород, повидимому, также в верхней части разреза в большом количестве появляются эффузивные породы: рассланцованные порфириды, превращенные в эпидотовые и эпидот-актинолитовые сланцы с реликтовой порфиридой структурой, светложелтые рассланцованные кварцевые порфиры, рассланцованные туфопесчаники, редкие, мощностью до 2 м, прослой туфоконгломератов, сцементированных слюдяно-карбонатным цементом. Эффузивные породы переслаиваются с кварц-хлоритовыми и хлорит-эпидот-альбитовыми сланцами. Мощность отдельных прослоев различного состава пород колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Описанный разрез этой свиты, сложенный рассланцованными эффузивными породами с прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов, обнажается на правом берегу р. Мамына, между устьями ключа Микиткина и р. Косматой.

В долине р. Зеи свита метаморфических пород не менее разнообразна по составу слагающих ее пород, чем в бассейне рек Гари и Мамына, причем метаморфические сланцы представлены приблизительно теми же разновидностями — переслаивающимися между собой углисто-кремнистыми, глинисто-кремнисто-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми сланцами, известково-кремнистыми сланцами, метаморфизованными песчанистыми сланцами и песчаниками. Чрезвычайно редко встречаются маломощные прослои конгломератовидных песчаников с гальками метаморфических пород и диабазовых порфиритов.

На правобережье р. Зеи, ниже острова Бычьего, и на левобережье р. Зеи, ниже с. Громатухи, метаморфические сланцы переслаиваются с рассланцованными кварцевыми порфирами, серыми полосчатыми известняками и черными известковыми сланцами с тонкослойной текстурой. Мощность прослоев сланцев различного состава здесь колеблется от 1 до 2 м.

Ниже устья р. Громатухи карбонатные породы и метаморфические сланцы переслаиваются с биотит-актинолитовыми, плагиоклаз-актинолитовыми и биотит-эпидот-кварцитовыми сланцами с реликтовой порфировой структурой.

Однако в отличие от свиты метаморфических сланцев бассейна рек Гари и Мамына, в долине Зеи, на изученном отрезке, в составе метаморфической свиты весьма широким распространением пользуются карбонатные породы.

В окрестностях с. Чигоян, на протяжении более пяти километров вдоль правого берега р. Зеи, частично по простиранию обнажаются белые кристаллические известняки, местами также переслаивающиеся с серыми, темносерыми и черными известняками. Прослои черных известняков от 1 мм до 1 м мощности.

Второй крупной областью распространения карбонатных пород в долине р. Зеи является левобережье р. Зеи выше и ниже устья р. Громатухи. Здесь известняки переслаиваются с кварц-серицитовыми, известково-кремнистыми и слюдяными сланцами. Известняки — кристаллические, полосчатые, серые и белые, местами тонко переслаивающиеся между собой. Прослои карбонатных пород среди сланцев достигают 200—300 м мощности.

Белые известняки в окрестностях с. Чигоян и ниже устья р. Громатухи разрабатываются для обжига извести.

Химический анализ полосчатого известняка правого берега р. Зеи, против с. Чигоян, по данным химической лаборатории Геологического сектора ИГН АН СССР, следующий (в %):

Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма
1,72	0,24	54,24	0,72	42,95	99,87

При пересчете получаем (в %):

CaCO ₃	MgCO ₃	MgO	Примечание
96,80	0,75	0,36	Нехватает CO ₂ на Ca 0,19%

Из приведенного химического анализа следует, что полосчатые известняки представляют собой почти чистые известняки, лишь в ничтожной степени доломитизированные и с небольшой примесью терригенных компонентов, особенно в сравнении с охарактеризованными выше серыми, песчанистыми известняками левобережья р. Мамына.

Второй отличительной чертой Зейского разреза свиты метаморфических сланцев является отсутствие кварцитов и кварцитовых сланцев, играющих существенную роль в составе нижней части разреза метаморфической свиты р. Мамына.

Общую мощность свиты метаморфических пород как в долине р. Зеи, так и в бассейне р. Мамына, ввиду сложной дислоцированности ее и частого переслаивания сланцев различного состава, на данной стадии изученности точно определить трудно; однако несомненно, что мощность ее чрезвычайно велика — порядка нескольких, приблизительно 4—5 км.

Состав описанной свиты исследованного района чрезвычайно близок к составу метаморфической толщи, слагающей юго-западный склон хребта Тукурингры и Джагды, ранее названной автором тукуринградской свитой, в составе которой существенную роль играют белые и серые известняки.

Аналогичная свита метаморфических пород описана Девской экспедицией «Нигризолота» 1939—1940 гг. в бассейне верхнего течения р. Депа, левого притока р. Зеи.

Возраст описанной свиты метаморфических пород можно определить лишь условно на основании стратиграфических взаимоотношений этой свиты или свит аналогичного состава соседних районов с другими толщами.

Стратиграфических контактов описанной толщи с другими отложениями в изученном районе не наблюдалось. В соседних районах, по наблюдениям автора в 1948 г. в долине р. Зеи, ниже устья р. Гилюя, базальные горизонты тукуринградской свиты трансгрессивно и несогласно залегают на гнейсах и гранито-гнейсах архея и в изобилии содержат крупную гальку этих пород.

Аналогичные соотношения свиты метаморфических сланцев с древними гнейсами и гранито-гнейсами устанавливаются в верхнем течении р. Депа.

Таким образом, нижняя возрастная граница свиты метаморфических сланцев и известняков определяется как послепархейская.

Верхнюю возрастную границу той же свиты можно устанавливать на основании следующих данных.

В верховьях р. Мамына Ф. А. Макаренко (1939) описал несогласное залегание фаунистически охарактеризованных силурийских отложений на кварц-сланцевых сланцах. В основании разреза силурийских отложений, по его данным, залегают конгломераты, состоящие из плохо окатанных галек гранита, кварца, черного филлита и кварц-сланцевых сланцев.

К востоку от бассейна р. Мамына, в среднем течении р. Норы, по данным В. В. Онихимовского (1941), породы метаморфического комплекса и прорывающие их граниты содержатся в гальке мелкообломочных конгломератов фаунистически охарактеризованных силурийских отложений.

Таким образом, стратиграфическим методом возраст свиты метаморфических сланцев определяется как послепархейский и досилурийский, условно: протерозой или нижний палеозой.

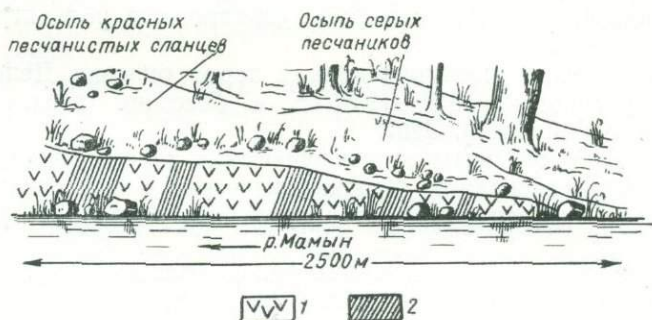
К северо-востоку от описанного района, в верховьях р. Урми, правого притока р. Шавли, в 1950 г. Л. И. Красный в литологически сходных

отложениях в светлосерых известняках, среди голубоватых и темносерых кварцитовидных песчаников, собрал фауну архециат, определяющую нижнекембрийский возраст. Этими данными подтверждаются сделанные выводы о возрасте описанной свиты.

По аналогии со свитой метаморфических сланцев и известняков хребта Тукурингры, описанную свиту метаморфических пород бассейна р. Мамына и р. Зеи в дальнейшем изложении будем именовать тукуринградской свитой.

3. Интрузия гранодиоритов, диоритов и габбро

Среди интрузивных пород в бассейне рек Гари и Мамына исключительно широко распространены средние и основные породы, образующие интрузию довольно сложного состава. Эту интрузию слагают гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты и габбро. Наиболее широко распространены диориты. Габбро играют подчиненную роль.



Фиг. 6. Зарисовка обнажений на правом берегу р. Мамына, ниже устья ключа Золотого:

1 — диориты; 2 — амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Гранодиориты и диориты в бассейне Мамына и Гари образуют три крупных массива. Все три имеют форму, вытянутую в северо-восточном направлении, параллельно общему северо-восточному простиранию вмещающих пород. Самый северный из них располагается в долине р. Мамына, близ устья р. Инкан. Нами этот массив изучен лишь вдоль долины р. Мамына на протяжении более 10 км. Судя по полевой геологической карте Амурской экспедиции «Нигризолота», этот массив простирается к северо-востоку и юго-западу на несколько десятков километров. Ниже мы будем именовать его Инканским.

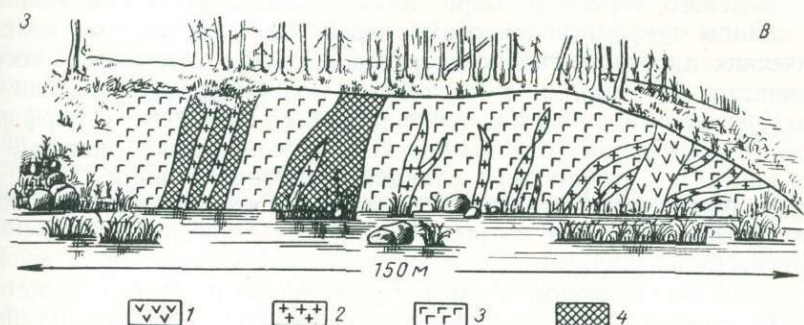
В пределах изученной части Инканского массива наиболее распространены крупнокристаллические зеленовато-серые роговообманковые диориты и в подчиненном количестве кварцевые диориты. Последние слагают центральную часть массива, приблизительно в 4—5 км выше устья р. Инкан. В юго-восточной краевой части массива ниже устья р. Инкан, наряду с роговообманковыми диоритами, выходят роговообманковые габбро. Здесь роговообманковые габбро и диориты прорывают древнюю толщу амфиболитов, амфиболовых сланцев и гранито-гнейсов (фиг. 6).

Древние кристаллические породы сохранились среди диоритов и габбро лишь в виде различной величины ксенолитов от нескольких метров до сотни метров в поперечнике (фиг. 7).

Остатки кровли древних пород в виде ксенолитов, роговообманковых сланцев и амфиболитов сохранились приблизительно и в центральной части диоритового массива, ниже устья ключа Золотого.

Диориты обычно интрузируют амфиболиты и амфиболовые сланцы по сланцеватости. Вблизи контакта с последними диориты нередко гнейсированы.

В юго-восточной части Инканского массива диориты и габбро пересечены многочисленными мелкими жилками розового гранита (фиг. 7) и местами пегматита, что определяет их более древний возраст по отно-



Фиг. 7. Зарисовка обнажения на левом берегу р. Мамына, ниже устья р. Инкан:

1 — диабаз; 2 — розовые граниты и гранодиориты; 3 — роговообманковое габбро; 4 — зеленокаменные породы.

шению к интрузии микроклиновых гранитов. Мощность жилок розового гранита не превышает 1 м. Мощность жил пегматита до 0,5 м. Пегматиты состоят из серого полевого шпата и крупных, до 10 см в длину, темнозеленых кристаллов роговой обманки.

Второй крупный диоритовый массив располагается в долине р. Гари, ниже устья р. Имчикан. Он не был выделен на геологических картах предыдущих исследователей (Дитмара и Амурской экспедиции «Нигри-золота»). Нами он изучен лишь вдоль долины р. Гари, которая прорезывает его вкрест простирания, и вдоль правого водораздела р. Каменушки (левого притока р. Гари) к северо-востоку от долины р. Каменушки на водоразделе рек Гари и Лебедихи (правого притока р. Мамына). Восточная часть этого массива закартирована в масштабе 1:50 000 А. А. Кириловым, работавшим в поле одновременно с нами. Этот массив имеет форму, вытянутую в северо-восточном направлении, протягиваясь до долины р. Лебедихи. Размеры его в поперечнике, по нашим данным, около 9 км, длина в пределах закартированной части более 20 км.

К востоку от строящегося поселка Гарь располагается сравнительно небольшой массив габбро и диоритов, вытянутый также в северо-восточном направлении, параллельно контакту со свитой метаморфических пород, представленных переслаивающимися кварц-актинолитовыми песчанистыми сланцами, кварц-известковыми сланцами, известняками и рассланцованными эффузивными породами. По простиранию этот массив прослеживается от долины р. Гари до долины р. Мамына (около 7 км), достигая в поперечнике 2 км.

Последние два массива, расположенные на левобережном водоразделе р. Гари, соединяются, т. е. мы имеем, повидимому, единый крупный

массив, разветвленный на две части. Ниже мы будем его именовать Гарьским.

Гарьский массив сложен мелко- и крупнокристаллическими диоритами, габбро-диоритами и габбро. Преобладающими разновидностями являются диориты; габбро играют существенную роль в области контакта с толщей метаморфических сланцев и известняков.

На западе габбро и диориты Гарьского массива контактируют с толщей метаморфических сланцев тукурингской свиты близ устья р. Имчикан и с массивом розовато-серых роговообманковых гранитов.

Вдоль левого берега р. Гари, ниже устья р. Имчикан, кварц-слюдяные сланцы тукурингской свиты пересечены как жилами мелкокристаллических диоритов, габбро-диоритов и сильно измененных сосюритизированных габбро, так и жилами и более крупными телами более молодых роговообманковых и лейкократовых гранитов и порфиритов. В контакте с диоритами сланцы переходят в слюдяно-кварцитовые роговики, в контакте с гранитами в сланцах появляется гранат.

Центральная часть восточной половины Гарьского габбро-диоритового массива скрыта под покровами молодых порфиритов. Близ западного контакта порфиритов с диоритами последние пересечены многочисленными дайками порфиритов. В центральной части порфиритового поля на левобережье р. Гари в скальных обнажениях выходят порфириты, содержащие многочисленные ксенолиты габбро и габбро-диоритов.

Восточная часть Гарьского массива сложена габбро и диоритами с преобладанием первых близ контакта с метаморфическими породами. Контакт с метаморфическими породами проходит с северо-западной стороны массива. На юго-востоке наблюдается контакт диоритов со светлыми микроклиновыми двуслюдяными гранитами, которые прорывают диориты.

Третий массив диоритов располагается в устьевой части долины р. Гари и в долине р. Мамына ниже и выше устья р. Гари. Ниже этот массив мы именуем Усть-Гарьским. Усть-Гарьский массив — это крупный массив, около 10 км в поперечнике. Он также вытянут в северо-восточном направлении, хотя отсутствие геологической карты к югу не дает возможности судить о его размерах по простиранию. На северо-востоке Усть-Гарьский массив сложен крупнокристаллическими роговообманковыми диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Преобладающими разновидностями являются кварцевые диориты и диориты. Гранодиориты выходят на сравнительно небольшом участке в центральной части массива.

Усть-Гарьский массив изучен нами вкрест простирания вдоль долины рек Гари и Мамына.

На западе диориты Усть-Гарьского массива соприкасаются со светлыми микроклиновыми двуслюдяными гранитами по сложному тектоническому контакту, который отчетливо наблюдается в хороших береговых обнажениях р. Гари приблизительно в 8 км (по прямой) от устья р. Гари.

Вблизи тектонического контакта диориты пересечены многочисленными мелкими жилками и неправильной формы телами светлых розовых гранитов и аплитов. Простирание жил гранитов и аплитов северо-восточное, мощность 0,5 м и меньше. Мелкие тела гранитов достигают 5—6 м в поперечнике. Граниты в свою очередь пересечены мелкими жилками кварца и зеленого эпидота. Наличие жил розовых микроклиновых гранитов, секущих диориты, позволяет установить более древний

возраст диоритов и Усть-Гарьского массива по отношению к интрузии микроклиновых гранитов.

Вблизи контакта с гранитами диориты разгнейсованы. Направление разгнейсованности в них северо-восточное $40^\circ \angle 85$ СЗ, приблизительно совпадающее с простираем контакта с гранитами. Местами степень рассланцевания диоритов весьма велика. В таких зонах интенсивного рассланцевания диориты переходят в амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Юго-восточный контакт диоритов с метаморфическими сланцами и известняками тукурингрской свиты прослеживается на левом берегу р. Мамына, приблизительно, в 3,5 км ниже устья р. Гари. Юго-восточные контакты обнажены хуже, чем только что описанный северо-западный. Однако в береговых обнажениях р. Мамына удается проследить, как крупнокристаллические кварцевые диориты, по мере приближения к контакту с метаморфическими породами, переходят в мелкокристаллические кварцевые диориты.

Вблизи контакта с вмещающими породами мелкокристаллические диориты местами рассланцованы. В приконтактной зоне диориты образуют ряд пластовых даек до 3 м мощности. Диориты в пластовых дайках обычно сильно изменены — эпидотизированы и хлоритизированы. Вдали от контакта диориты также образуют отдельные пластовые дайки до 6 м мощности и реже более крупные пластовые тела. Простираение даек диорита обычно строго совпадает с общим северо-восточным простираем толщи вмещающих метаморфических пород.

В контакте с диоритами кремнистые и слюдяно-кварцитовые сланцы переходят в андалузитовые слюдяно-кварцитовые сланцы.

Сравнивая описанные массивы, следует отметить, что они весьма близки по составу слагающих их пород, хотя каждый из них имеет свои специфические особенности. Наиболее дифференцированным из них является Гарьский массив, в котором мы наблюдаем целую гамму переходных разновидностей от типичных диоритов через габбро-диориты и габбро.

Гарьский массив по сравнению с другими имеет более сложную форму в виде двух разветвленных тел, образующих ряд мелких апофиз во вмещающих породах тукурингрской свиты. Кроме того, по сравнению с другими описанными массивами Гарьский массив отличается несколько более повышенной основностью; в нем почти отсутствуют такие разновидности, как гранодиориты и кварцевые диориты; преобладающими породами являются диориты и габбро.

Относительно более близок по составу к Гарьскому Инканский массив, в пределах которого вблизи контактов с древними амфиболитами и амфиболовыми сланцами также распространены габбро.

Усть-Гарьский массив, наоборот, характеризуется более кислым составом по сравнению с первыми двумя. В нем преобладающими породами являются кварцевые диориты и диориты.

Такая изменчивость состава диоритовых интрузий, повидимому, находится в тесной связи с составом вмещающих пород. Это подтверждается приуроченностью более основных габбровых разновидностей интрузии к областям контактов — с древними амфиболитами и амфиболовыми сланцами (Инканский массив) и со сланцево-карбонатными породами тукурингрской свиты (Гарьский массив).

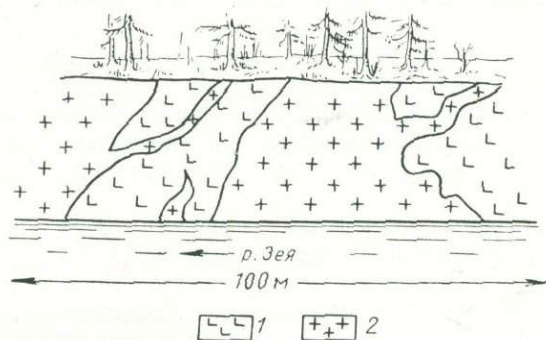
Соотношение с вмещающими горными породами, близость петрографического состава, а также большое морфологическое сходство описанных массивов, вытянутых в северо-восточном направлении, позволяет

считать, что формирование всех трех крупных массивов связано с единым интрузивным циклом.

Описанные выше контакты позволяют точно установить нижнюю границу внедрения диоритовой магмы как посленижнепалеозойскую. Что касается верхней границы интрузии, то определение ее более сложно, в связи с чем следует отметить, что в долине р. Зея, где диориты и гранодиориты слагают один довольно крупный массив против устья р. Селемджи (Усть-Селемджинский), зеленовато-серые крупнокристаллические гранодиориты и диориты во многих пунктах, как это прекрасно видно в береговых обнажениях р. Зея, пересечены многочисленными дайками и разветвляющимися жилками розовых и красных микроклиновых гранитов. В южной части массива в гранодиоритах содержатся многочисленные ксенолиты биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов с ортитом, что и определяет возрастные соотношения диоритов Усть-Селемджинского массива как с более древними докембрийскими метаморфическими образованиями, так и с каледонской интрузией розовых микроклиновых гранитов. Контакт гранодиоритов с метаморфическими сланцами тукурингрской свиты здесь тектонический.

4. Интрузия микроклиновых мясо-красных и темнорозовых гранитов

Мясо-красные микроклиновые граниты с темносерым дымчатым кварцем в бассейне р. Мамына встречаются сравнительно редко. Мелкие тела этих гранитов, размером не более 10 м в поперечнике, пересекают



Фиг. 8. Зарисовка обнажения розовых гранитов, пересекающих серые гранодиориты на правом берегу р. Зея против устья р. Селемджи:

1 — серые гранодиориты; 2 — розовые граниты.

диориты и древние метаморфические породы, амфиболовые сланцы и гнейсы и зеленокаменные породы, на левом берегу р. Гари, ниже ст. Метеорологической.

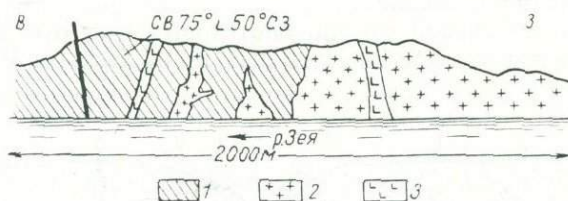
Такие же мелкие тела темнорозовых микроклиновых гранитов пересекают диориты Усть-Селемджинского массива в долине р. Зея (фиг. 8).

Относительно крупный массив этих гранитов, размером приблизительно 2 км в поперечнике, прорывает метаморфические сланцы тукурингрской свиты близ устья р. Селемджи, выше с. Сахатина. Крупный массив сложен довольно однообразными темно- и зеленовато-розовыми гранитами, состоящими из кварца, микроклина, плагиоклаза и иногда мусковита и ничтожного количества темноцветных минералов, роговой обманки и биотита. Акцессорные — циркон и рудный минерал. Преобла-

дающие минералы — кварц и калиевый полевой шпат. Содержание плагиоклаза сильно варьирует, возрастая в приконтактных частях. Зерна калиевого полевого шпата содержат многочисленные разветвляющиеся пертитовые вроски альбита. Структура аллотриоморфнозернистая, с участками микропегматитовой. Вторичные изменения гранитов выражены в серицитизации плагиоклазов и хлоритизации темноцветных минералов.

Южный контакт гранитного массива с метаморфическими сланцами — эруптивный, северный — тектонический. На юге розовые граниты прорывают серые и зеленовато-серые кварц-серицит-хлоритовые песчаные и кварц-серицитовые сланцы, образуя в них ряд мелких апофиз (фиг. 9).

В контакте темносерые песчаные сланцы и песчаники с цементом, состоящим из микрокристаллического кварца и серицита, переходят в



Фиг. 9. Зарисовка обнажения песчаных и кварц-серицит-хлоритовых сланцев, прорванных гранитами и диабазовыми порфирами, на правом берегу р. Зев, выше с. Сахатино:

1 — песчаные и кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 2 — розовые микроклиновые граниты и гранит-порфиры; 3 — диабазовые порфиры.

светлые зеленовато-серые кварц-эпидотовые роговики, причем в роговиках сохраняется псаммитовая структура и перекристаллизации подвергается только цементирующее вещество. Цемент становится крупнокристаллическим кварц-эпидотовым. Близ контакта с гранитами метаморфические породы пересечены более мелкими, неправильной формы телами красных гранит-порфиров и кварцевых порфиров, содержащих многочисленные мелкие ксенолиты сланцев. Повидимому, красные гранит-порфиры и кварцевые порфиры являются жильной серией розовых микроклиновых гранитов.

В свою очередь розовые микроклиновые граниты, как и вмещающие их метаморфические сланцы, пересечены дайками мощностью 0,7—50 м серого диабазового порфира (фиг. 9) с крупными идиоморфными вкрапленниками светлосерого плагиоклаза. Простираение даек — северо-восточное, близкое к широтному. Падение — крутое, на юго-восток. Дайки серых диабазовых порфиров относятся к более молодым образованиям.

Вдоль северного контакта описываемого массива с метаморфическими песчаниками и сланцами тукурингской свиты граниты милонитизированы и развальцованы.

Соотношение лейкократовых розовых микроклиновых гранитов с другими более молодыми осадочными породами на изученной территории не наблюдалось. В соседних районах — в бассейне р. Норы, по данным В. В. Онихимовского и В. П. Ильина (1941), желтовато-серые и розовые лейкократовые граниты попадают в гальку мелкогалечных конгло-

мератов фаунистически охарактеризованных верхнесилурийских отложений.

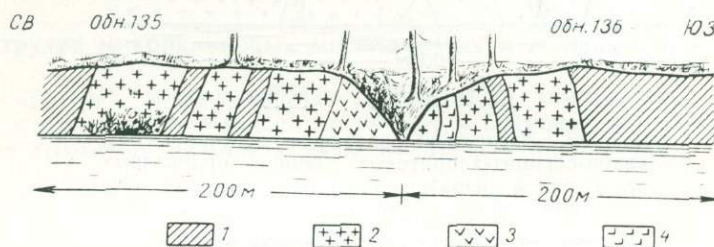
На основании этих данных возраст розовых лейкократовых гранитов определяется как каледонский (после протерозоя — нижнего палеозоя тукурингская свита и доверхнесилурийский).

К каледонскому времени, повидимому, следует относить и описанную выше крупную интрузию гранодиоритов, диоритов и габбро, которые также прорывают метаморфические сланцы тукурингской свиты и вместе с тем во многих пунктах пересекаются, как отмечалось, розовыми микроклиновыми гранитами.

5. Интрузия серых биотитовых гранитов

Серые биотитовые граниты пользуются в исследованном районе незначительным распространением.

Сравнительно небольшой массив биотитовых гранитов располагается в долине р. Мамына, в окрестностях пос. Королевского. Размеры этого



Фиг. 10. Зарисовка обнажения на левом берегу р. Мамына, выше пос. Королевского:

1 — двуслюдяно-кордиерит-кварцитовые сланцы и силлиманит-кордиеритовые роговики; 2 — биотитовые граниты; 3 — диабазовые порфиристы; 4 — порфиристы.

массива в поперечнике около 2 км, а по простиранию не выяснены. Сложен он серыми среднезернистыми биотитовыми гранитами. На северо-западе, выше пос. Королевского, эти граниты прорывают метаморфические сланцы и кварциты тукурингской свиты, образуя ряд мелких апофиз. Граниты проникают в сланцы по сланцеватости, совпадающей, повидимому, со слоистостью, и образуют в них ряд пластовых тел. Местами граниты содержат многочисленные мелкие (5—10 см в поперечнике) и более крупные ксенолиты метаморфических сланцев, достигающие 6—10 м в поперечнике. Крупные ксенолиты ориентированы параллельно друг другу (фиг. 10). В контактовой зоне биотитовые граниты переходят в биотит-роговообманковые разновидности. В сланцах, в контакте с гранитами, появляются новообразования кордиерита. Кварциты переходят в биотит-кордиеритовые, биотит-силлиманит-кордиеритовые и силлиманит-ставролитовые роговики.

Соотношение биотитовых гранитов с другими осадочными или изверженными породами не наблюдалось, за исключением даек диабазовых порфиритов с шаровой отдельностью, пересекающих эти граниты.

Таким образом, возраст этих гранитов остается неясным. Условно биотитовые граниты, рвущие древние толщи гнейсовых сланцев и гнейсов и метаморфические сланцы протерозоя и нижнего палеозоя, мы относим к каледонскому времени.

6. Интрузия лейкократовых микроклиновых двуслюдяных гранитов

Микроклиновые двуслюдяные граниты слагают довольно крупный, размером 4×10 км, массив на водоразделе рек Гари и Мамына, вытянутый в северо-восточном направлении. В других местах изученной территории светлые микроклиновые двуслюдяные граниты не распространены.

Упомянутый выше массив сложен довольно однообразными по составу светлыми, желтоватыми и белыми микроклиновыми двуслюдяными гранитами крупно- и среднекристаллическими. Вмещающими породами интрузии двуслюдяных гранитов являются гранодиориты, диориты и габбро, которые близ контакта пересечены мелкими апофизами двуслюдяных гранитов.

Состав светлых микроклиновых гранитов следующий: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, мусковит, рудный минерал. Вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот, кальцит. Преобладающие минералы — кварц и микроклин. В большом количестве присутствует плагиоклаз состава — олигоклаз-андезин и андезин. Близ контакта с диоритами плагиоклазы имеют зональное строение. Биотит редок, причем обычно полностью замещен хлоритом или чаще мусковитом. Мусковит также содержится в небольшом количестве. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. Вторичные изменения обычно незначительны и выражаются лишь в слабой серицитизации плагиоклазов. В катакластических разностях вторичные изменения гранитов весьма значительны, наблюдаются интенсивные замещения плагиоклазов серицитом и мусковитом, а также местами эпидотом и карбонатами, иногда в породе появляется большое количество хлорита. Вторичные минералы обычно располагаются вдоль трещинок раздробления. Процессы мусковитизации особенно интенсивно проявились в зоне разломов близ юго-восточного контакта с диоритами, где, кроме того, наблюдается замещение микроклина и плагиоклаза альбитом с шахматной структурой.

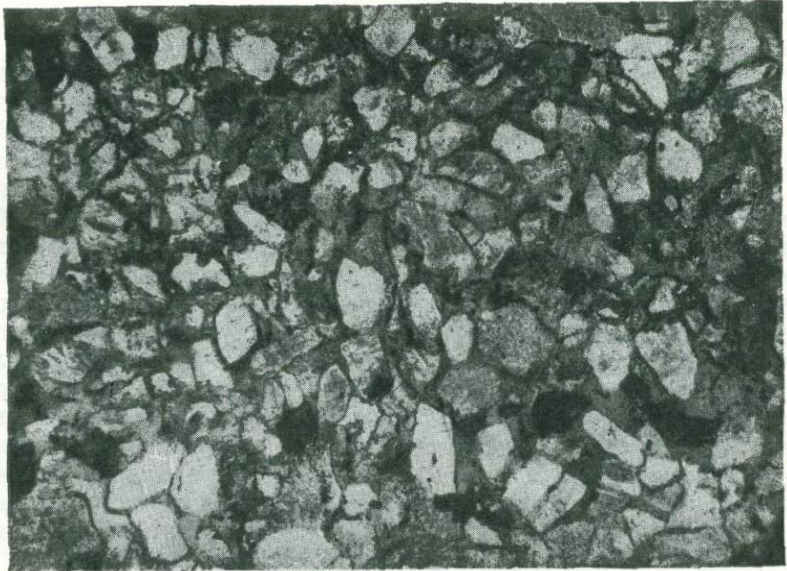
Вблизи северо-западного контакта с габбро-диоритами светлые микроклиновые граниты неравномерно раскристаллизованы, в широких глыбовых развалах наблюдаются мелко- и крупнокристаллические разновидности. Крупнокристаллические граниты местами переходят в пегматоидные разности.

В приконтактных частях светлые микроклиновые граниты пересечены многочисленными жилами светложелтых, почти белых сахаровидных мусковитовых аплитов и реже мелкими кварцевыми жилами. Мощность жил аплита до 2 м. Светлые микроклиновые граниты, как видно в прекрасных береговых обнажениях по р. Гари, в ряде мест сильно развальцованы и гнейсированы. Но эти зоны развальцевания и гнейсификации локальны и не превышают 1—2 м; простирание северо-восточное — 70° .

Положение массива микроклиновых двуслюдяных гранитов среди диоритовых интрузий позволяет установить соотношение их только с последними; поэтому определение возраста этой интрузии гранитов весьма проблематично. Повидимому, интрузия микроклиновых двуслюдяных гранитов — это самостоятельная интрузия с характерной для нее жильной серией светлых мусковитовых микроклиновых аплитов, внедряющаяся в нижнепалеозойское время. Нижней возрастной границей ее служит интрузия диоритов, рвущая тукурингскую свиту протерозоя — нижнего палеозоя. Верхняя возрастная граница интрузии светлых микроклиновых двуслюдяных гранитов остается невыясненной.

7. Толща зеленовато-серых песчаников и песчанистых сланцев с фауной (верхний силур)

Толща фаунистически охарактеризованных зеленовато-серых песчаников и песчанистых сланцев распространена в верхнем течении р. Мамына. Более широким распространением фаунистически охарактеризованные верхнесилурийские отложения пользуются в соседнем, к востоку, районе, в бассейне р. Норы, где в составе их, наряду с осадочными отложениями, существенную роль играют и вулканогенные образования.



Фиг. 11. Песчаник с кварц-серицитовым цементом (S_2). $\times 20$.

Выходы песчано-сланцевых отложений в верхнем течении р. Мамына встречены нами лишь в одном месте, приблизительно в 3 км ниже устья р. Сахатиной. Здесь в цоколе 3-метровой террасы р. Мамына обнажаются переслаивающиеся между собой зеленовато-серые песчаники и песчанистые сланцы с более редкими прослоями фиолетово-серых песчаников. Мощность отдельных прослоев обычно не превышает 1 м.

По составу эти песчаники существенно аркозовые. В обломках преобладают измененные серицитизированные плагиоклазы, реже почти полностью замещенные серицитом; в меньшем количестве присутствуют зерна кварца и в подчиненном — обломки других минералов и горных пород: кремнистых и серицитовых сланцев, кристаллических известняков, листочков биотита, обычно хлоритизированных, мусковита и др. Форма обломочных зерен слабо окатанная и реже угловатая (фиг. 11). Размеры их сильно колеблются, причем наблюдается переслаивание тонко- и среднезернистых песчаников. Цементирующее вещество этих песчаников состоит из мелкокристаллического агрегата кварца, хлорита, серицита и кальцита. Преобладают обычно хлорит и кварц. Присутствие большого количества хлорита в цементе и обуславливает, повидимому, зеленоватый оттенок песчаников. Содержание кальцита в цементе неравномерное; местами наблюдаются гнездобразные скопления кальцита,

реже карбонатным цементом обогащены отдельные прослои. Кроме того, в песчаниках встречаются обломки известковых раковин. В фиолетово-серых разновидностях песчаников цемент существенно железистый.

В прослоях зеленовато-серых песчаников и песчанистых сланцев с карбонатным цементом нами найдена фауна брахиопод, которая была определена В. Н. Крестовниковым, указавшим здесь следующие формы:

Tuvella rackovskii В. Tschern., *T. cf. gigantea* В. Tschern., *Spirifer* sp., *Stropheodonta (Leptostrophia)* sp.

По мнению В. Н. Крестовникова, эта фауна датирует среднюю часть верхнего силура (уинлок). Фауна — монгольского типа.

Повидимому, из тех же отложений в 1949 г. А. З. Лазаревым была собрана фауна верхнего силура.

В 1933 г. в истоках рек Мамына, Сайга и Правой Нинни в аналогичных отложениях найдена силурийская фауна Ф. А. Макаренко, списки которой приведены им в опубликованной работе (1939). В бассейне р. Норы в 1940 г. на сопке Острой В. В. Онихимовским, а впоследствии и нами, в 1951 г. в толще зеленовато-серых песчаников, песчанистых и зеленых глинистых сланцев была найдена фауна. Обильная фауна брахиопод и мшанок содержалась в прослое зеленых глинистых сланцев. Фауна из сборов В. В. Онихимовского была определена В. Н. Нехорошевым. Список фауны приведен в отчете В. В. Онихимовского и В. П. Ильина (1941). В. Н. Нехорошев назвал: из брахиопод *Lingula* и мшанки *Fenestella*; *Chasmotopora* — две разных формы. *Pseudochornera* (?) очень оригинальная форма, несомненно новый вид и даже может быть род *Treptostomata* — ветвистые формы. В своем заключении по этой фауне В. Н. Нехорошев пишет: «Невозможность точного определения сильно затрудняет установление возраста, и к решению этого вопроса приходится подходить по косвенным соображениям. Род *Chasmotopora* до сих пор не был известен из отложений моложе силура (готланд), поэтому можно довольно уверенно полагать, что крайний верхний возрастной предел не моложе верхов силура, в крайнем случае низов девона. Что же касается нижнего предела, то, хотя род *Chasmotopora* одинаково распространен как в силуре, так и в ордовике, в последнем даже предпочтительнее, но обилие представителей *Fenestella* говорит против ордовика. Поэтому наиболее вероятным представляется силурийский возраст».

Летом 1951 г. в зеленовато-серых песчаниках и песчанистых сланцах сопки Острой, а также в других местах, на право- и левобережье р. Норы, в толще описанных отложений нами была собрана фауна, среди которой В. Н. Крестовников назвал:

1) на правом берегу р. Норы на сопке Острой:

Lingula sp. (*Lingula* cf. *minima* Sow.); *L.* sp. (*Lingula* cf. *Sisovae* В. Tschern.) и *Orthis* sp. (*Tuvella* sp.), *Chonetes* sp. (?) и мшанки.

2) на левом берегу р. Норы, в 2 км ниже сопки Грящинской, в фиолетово-серых песчаниках:

Lingula sp. (*Lingula* cf. *Sisovae*).

По мнению В. Н. Крестовникова, фауна — монгольского типа.

В 1949 г. на сопке Острой А. З. Лазаревым тоже была собрана фауна, из которой В. Н. Крестовников назвал *Lingula* sp. *orbiculoidae* и мшанки. На основании определения фауны из наших сборов и сборов А. З. Лазарева В. Н. Крестовников заключает: «фауна плохой сохранности и не позволяет сделать точные определения. Возраст пород, вероятно, верхнесилурийский».

Летом 1951 г. сопку Острую на р. Норе специально с целью сбора фауны посетила палеонтолог Е. А. Модзалевская (ВСЕГЕИ). Мшанки наших сборов были также переданы на определение Е. А. Модзалевской. Она назвала следующие формы: *Hallopora elegantula* Hall., *H. sp. n.* Возраст — верхний силур.

Таким образом, в бассейнах верхнего течения рек Мамына и Норы устанавливается довольно широкое распространение фаунистически охарактеризованных силурийских отложений.

8. Интрузия габбро-диабазов

В бассейне р. Мамына интрузии габбро-диабазов пользуются значительным распространением. Габбро-диабазы образуют небольшие пластовые тела до нескольких десятков метров, секущие толщу метаморфических сланцев и рассланцованных эффузивов, вдоль южной границы Норского синклинория, выше устья р. Косматой. Более широко распространены габбро-диабазы в восточной части Норского синклинория, в бассейне р. Норы, где они пересекают фаунистически охарактеризованную вулканогенно-осадочную толщу верхнего силура. Габбро-диабазы бассейна р. Мамына темнозеленовато-серые, они образуют дайки северо-восточного простирания, залегающие согласно напластованию метаморфических пород протерозоя — нижнего палеозоя. У габбро-диабазов прекрасно выраженная диабазовая структура. Между удлиненными призматическими кристаллами плагиоклаза (андезина) располагаются ксеноморфные зерна авгита и неправильной формы гнездообразные скопления хлорита. В центральных частях даек габбро-диабазы среднекристаллические и обладают порфировой структурой; близ контактов с вмещающими породами они становятся более мелкокристаллическими и переходят в диабазовые порфириты. О возрасте интрузии габбро-диабазов в бассейне р. Мамына мы можем судить лишь на основании взаимоотношения их с вмещающей толщей метаморфических сланцев и рассланцованных эффузивов протерозоя — нижнего палеозоя. Совершенно аналогичного состава пластовые интрузии габбро-диабазов в бассейне р. Норы пересекают верхнесилурийские отложения. На этом основании описанные небольшие тела габбро-диабазов мы также относим к послесилурийскому времени.

9. Интрузия розовых и розовато-серых биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов и гранитов и сопровождающие их жильные породы, розовые аплиты и пегматиты

Это чрезвычайно крупная по масштабу интрузия гранитоидов довольно сложного состава. В последний входят разновидности от плагиогранитов до аляскитов.

В бассейне рек Гари и Мамына эти гранитоиды чрезвычайно широко распространены. Их обнажения широкой полосой тянутся вдоль долины р. Мамына, выше ключа Лебедевского, до устья р. Косматой, и на несколько километров выше устья р. Косматой; общая протяженность полосы гранитоидов около 15 км.

В верхнем течении р. Мамына выходы тех же гранитоидов прослеживаются вдоль долины р. Мамына, выше ключа Золотого, на протяжении около 8 км. Кроме того, небольшой по протяженности (вдоль реки не более 0,5 км) выход тех же гранитоидов наблюдается среди толщи светлых и пестрых аркозовых песчаников, налегающих на граниты.

В долине р. Гари розовато-серые плагиограниты выходят к югу и юго-западу от Гарьского железорудного месторождения. Выходы биотит-роговообманковых гранитов вдоль долины р. Гари здесь прослеживаются на протяжении (по прямой) около 5 км. Кроме того, значительным распространением пользуются биотит-роговообманковые граниты на левобережье р. Гари, выше и ниже устья р. Имчикан.

Биотитовые и биотит-роговообманковые гранитоиды весьма широко распространены также и в долине р. Зеи.

Описание этой группы гранитоидов мы начнем с Гарьского выхода. В долине р. Гари, выше поселка Гарь, в береговых обнажениях выходят светлые желтовато- и розовато-серые биотит-роговообманковые плагиограниты от мелко- до крупнокристаллических.

Минералогический состав этих гранитов следующий: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, роговая обманка; акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, гранат; рудные — магнетит и вторичные — серицит, мусковит, хлорит и эпидот. Количественные соотношения между главными породообразующими минералами сильно варьируют. Преобладающий минерал обычно плагиоклаз (андезин); количество же других минералов крайне непостоянно и в большинстве случаев невелико. Особенно непостоянно содержание темноцветных.

Плагиоклаз обычно образует идиоморфные крупные кристаллы, промежутки между которыми выполнены более мелкими ксеноморфными зернами кварца, микроклина, иногда биотита.

Структура плагиогранитов гипидиоморфнозернистая, нередко порфирированная.

Близ западного контакта с древними гнейсами и гранито-гнейсами плагиограниты с порфирированной структурой переходят в гранит-порфиры.

Вторичные изменения плагиогранитов характеризуются серицитизацией плагиоклазов. Неравномерное расположение чешуек серицита и плагиоклаза внутри кристаллов иногда подчеркивает зональное строение их. Местами плагиоклазы содержат включения крупных кристаллов эпидота или листочков мусковита.

Биотит и роговая обманка обычно нацело замещены хлоритом. Только реликтовые кристаллографические очертания позволяют судить о наличии того или другого минерала. Кристаллы роговой обманки иногда переполнены включениями сфена или апатита.

Химический состав биотит-роговообманковых плагиогранитов с р. Гари, по данным химической лаборатории Геологического сектора ИГиН АН СССР (аналитик А. Н. Разживина) следующий:

Оксиды	Количество		Данные пересчетов
	весовое	молекулярное	
SiO ₂	72,73	1210	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому A — 220 a = 14,4 C — 21 c = 1,4 B — 78 b = 5,1 S — 1211 s = 78,2
TiO ₂	0,19	1	
Al ₂ O ₃	16,19	159	
Fe ₂ O ₃	0,50	3	
FeO	0,30	4	
CaO	1,16	21	
MgO	0,45	11	

Окончание

Окислы	Количество		Данные пересчетов
	весовое	молекулярное	
MnO	Следы	—	Порода соответствует среднему составу гранитов, отличаюсь несколько повышенным показателем кислотности и пониженным содержанием СаО
Na ₂ O	4,58	74	
K ₂ O	3,42	36	
P ₂ O ₅	0,08	6	
H ₂ O ⁺	0,13		
H ₂ O ⁻	0,26		
CO ₂	0,28		
С у м м а	100,27		

Химический состав биотит-роговообманковых плагиогранитов долины р. Гари довольно близок к химическому составу биотит-роговообманковых гранитов бассейна р. Норы, приведенному в отчете В. В. Онихимовского и В. П. Ильина.

Окислы	Количество		Данные пересчетов
	весовое	молекулярное	
SiO ₂	72,68	1210	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому
TiO ₂	0,21	3	
Al ₂ O ₃	16,80	165	
Fe ₂ O ₃	0,27	2	A — 164 a = 10,7
FeO	0,30	4	C — 29 c = 2,5
CaO	1,60	29	B — 126 b = 8,2
MgO	0,40	10	S — 1213 s = 67,6
MnO	—	—	
Na ₂ O	1,10	18	От описанных выше гранитов долины р. Гари эти граниты отличаются пониженным показателем кислотности и коэффициента S и повышенным значением c и b
K ₂ O	5,97	64	
P ₂ O ₅	0,27		
H ₂ O	0,44		
П. п. п.	0,26		

Плагиограниты в долине р. Гари во многих местах пересечены дизъюнктивными нарушениями. Вдоль таких зон раздробления вторичные изменения плагиогранитов особенно интенсивны. Местами в таких зонах раздробления с вторичными минералами ассоциируется магнетит.

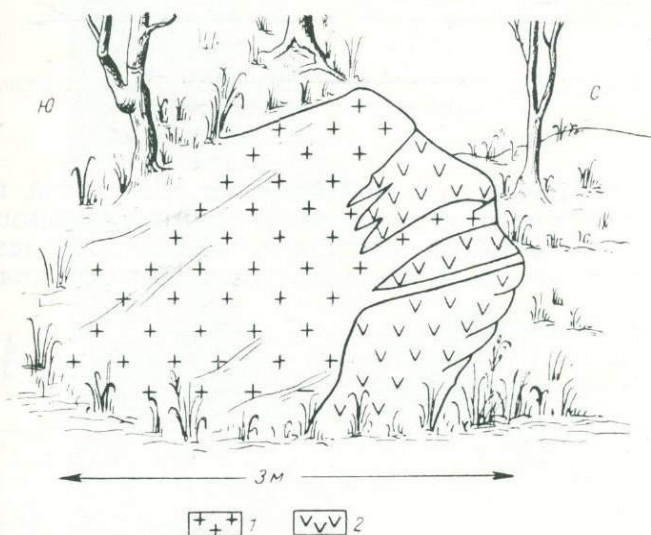
Плагиограниты пересечены мелкими жилками розового аплита и дымчатого кварца. Нередко жилы аплита обогащены эпидотом.

Непосредственно к востоку от крупного Гарьского разлома, пересекающего древние кристаллические породы и диориты, выходят плагиограниты, чрезвычайно неравномерно раскристаллизованные.

Наблюдаются крупно- и мелкокристаллические разновидности. Распределение темноцветных компонентов в них также весьма неравномерное: отдельные участки обогащены роговой обманкой, другие — лейкократовые. Плагиограниты пересечены буквально сетью жил различной величины и формы розового аплита, местами с зеленым эпидотом и дымчатым кварцем. Контакты гранита с аплитом в одних местах резкие, в других — аплиты постепенно переходят в граниты.

В долине р. Гари, близ устья р. Имчикан, выходят более кислые разновидности биотит-роговообманковых гранитов. Они содержат в значительном количестве кварц и микроклин и в меньшем — плагиоклаз. В контакте с диоритами они обогащаются темноцветными минералами, биотитом, роговой обманкой и плагиоклазом.

Гранитоиды долины р. Мамына чрезвычайно близки по составу и структуре к описанным выше гарьским плагиогранитам. Здесь, наряду с плагиогранитами, бедными темноцветными минералами, распространены биотит-роговообманковые плагиограниты, в значительном количестве содержащие биотит и обыкновенную зеленую роговую обманку. Нередко в плагиогранитах содержатся крупные кристаллы эпидота.



Фиг. 12. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Гари, ниже ст. Метеорологической:

1 — плагиограниты; 2 — диориты.

Вторичные изменения мамынских гранитов обычно менее интенсивны, чем гарьских. Наблюдается слабая серицитизация плагиоклаза (андезина), темноцветные минералы частично и реже полностью замещены хлоритом. В долине р. Мамына, как и в долине р. Гари, гранитоиды пересечены многочисленными жилами розовых аплитов с эпидотом.

Вдоль зон раздробления в гранитах наблюдаются интенсивные изменения, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, серицитизация и мусковитизация и в отдельных случаях альбитизация. Вторичные минералы обычно располагаются вдоль системы трещин раздробления. В отдельных разломах с ними ассоциируется магнетит.

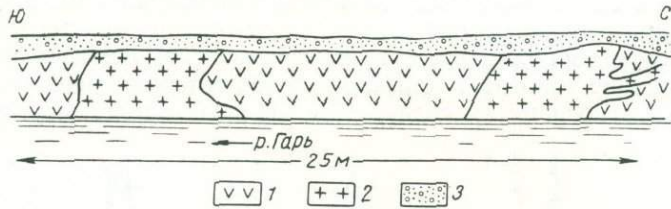
Описанные гранитоиды и в бассейне р. Гари и в бассейне р. Мамына прорывают метаморфические сланцы и рассланцованные эффузивы тукурингской свиты (Prz—Pz₁), интрузии диоритов и габбро (фиг. 12, 13).

В долине р. Гари, ниже устья р. Имчикан, в плагиогранитах содержатся ксенолиты метаморфических кварц-слюдяных сланцев. Ниже ст. Метеорологической в плагиогранитах содержатся небольшие, 2—3 м в длину, ксенолиты рассланцованных диабазов.

На Гарьском склоне водораздела рек Гари и Мамына, среди метаморфических пород тукурингской свиты, широко распространены раз-

личного состава скарны, скарнированные известняки и роговики. Скарновые породы и роговики чередуются с пластообразными телами магнетитовой руды.

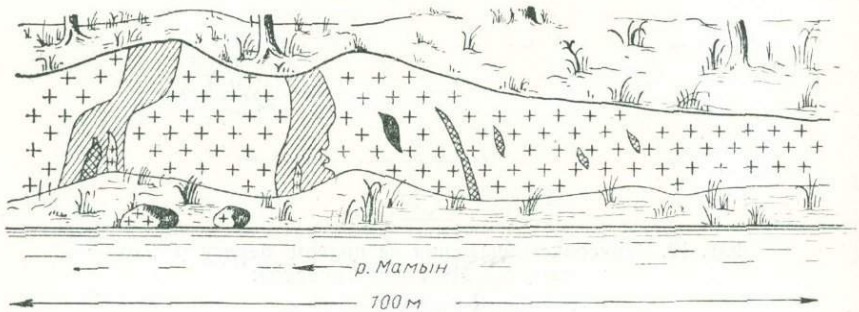
Возможно, что скарнообразование здесь связано с контактовым воздействием той же интрузии гранитоидов. Подробное описание этого участка дано ниже, в специальном разделе.



Фиг. 13. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Гари, ниже ст. Метеорологической:

1 — диориты; 2 — плагнограниты; 3 — аллювий.

В долине р. Мамына, в 4 км выше устья р. Косматой, наблюдается контакт плагногранитов с рассланцованными эффузивными породами тукурингской свиты. Вблизи контакта граниты содержат крупные, до 6 м в длину, ксенолиты зеленых диабазовых порфиритов (фиг. 14).



Фиг. 14. Зарисовка обнажения сильно катаклазированных и брекчированных биотит-роговообманковых гранитов с ксенолитами рассланцованных диабазовых порфиритов (тукурингская свита) на правом берегу р. Мамына, выше устья р. Косматой.

Кроме того, в ряде обнажений в долине р. Мамына небольшие тела биотит-роговообманковых плагногранитов пересекают гранодиориты, диориты и габбро.

Контакты описанных гранитоидов с фаунистически охарактеризованными силурийскими отложениями в исследованном районе, к сожалению, не наблюдались.

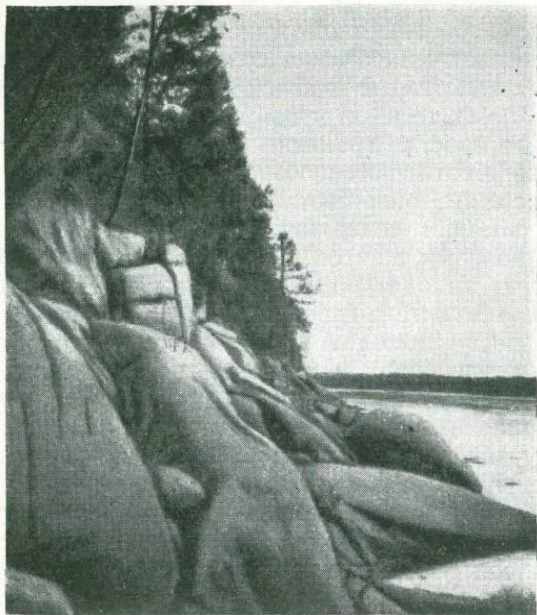
Восточнее, в соседнем районе, в бассейне р. Норы, по данным В. В. Онихимовского и В. П. Ильина (1941), биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, аналогичные по минералогическому составу и структуре и близкие по химическому составу к вышеописанным, в обнажениях близ сопки Осетровой содержат многочисленные ксенолиты осадочных пород силурийской толщи. Осадочные породы в ксенолитах ороговикованы.

В верхнем течении р. Мамына в ряде обнажений устанавливается стратиграфическое налегание свиты пестрых аркозовых песчаников и сланцев условно девонского возраста.

Описанные соотношения позволяют возраст биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов определить как послесилурийский и додевонский (?).

Как уже упомянуто, описываемые гранитоиды исключительно широко распространены также и в долине р. Зеи.

Ниже с. Чигоян р. Зея на протяжении более 20 км течет в сплошных гранитных берегах. Кроме того, ниже по течению р. Зеи, в окрестностях сел. Б. Ивер, Новая Уфа, устье р. Громатухи и другие, гранитоиды обра-



Фиг. 15. Обнажение розовато-серых биотит-роговообманковых гранитов. Левый берег р. Зеи.

зуют ряд мелких массивов, не более 2—3 км в поперечнике, прорывающих метаморфические породы тукурингской свиты и древнюю толщу гнейсов и гранито-гнейсов.

Громадный гранитный массив, изученный нами лишь вдоль долины р. Зеи, протягивается от с. Усть-Дымо до острова Бычьего. Прекрасные скальные обнажения гранитов выступают то на правом, то на левом берегу р. Зеи. Обрывы гранитных скал местами достигают нескольких десятков метров в высоту. Протяженность сплошных обнажений гранитов — несколько километров (фиг. 15). Этот громадный массив на всем протяжении сложен довольно однообразными светло- и желтовато-серыми биотит-роговообманковыми гранитами. Среди них преобладают крупнокристаллические разновидности с порфировидной структурой. Порфиновые выделения представлены крупными, до 5 см в длину, кристаллами желтовато-розового калиевого полевого шпата. Основная масса породы состоит из светлых полевых шпатов, дымчатого кварца и темноцветных минералов, количество которых варьирует. В приконтактных частях граниты мелко- и среднекристаллические.

Минералогический состав этих гранитов следующий: кварц, калиевый полевой шпат (микроклин), плагиоклаз, биотит (зеленый), роговая

обманка; аксессуарные — сфен, циркон, апатит, ортит, магнетит; вторичные — серицит, хлорит, эпидот.

Преобладающий минерал — калиевый полевой шпат, в большинстве случаев микроклин с решетчатой структурой. Плагноклаз и темноцветные присутствуют в сравнительно небольшом количестве. Содержание темноцветных не постоянно: наблюдаются разновидности, обогащенные темноцветными минералами и бедные ими. Биотит обычно преобладает над роговой обманкой и нередко последняя даже отсутствует. Очень редко обыкновенная роговая обманка содержится в большем количестве, чем биотит.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, часто порфириовидная. В крупных кристаллах микроклина содержатся многочисленные включения идиоморфных кристаллов плагноклаза (олигоклаза), обычно зонального строения. Кроме того, нередко калиевый полевой шпат содержит тонкие пертитовые вроски гранита.

Разновидности биотит-роговообманковых гранитов, богатые темноцветными минералами, обладают пойкилитовой структурой. Крупные зерна роговой обманки содержат многочисленные включения мелких зерен кварца и полевых шпатов. Такие разновидности биотит-роговообманковых гранитов выходят на левом берегу р. Зеи, выше устья ключа Бурельного, близ контакта с известняками. В непосредственной близости к известнякам здесь выходят лейкократовые граниты, содержащие в большом количестве кварц и калиевый полевой шпат.

Вторичные изменения описанных гранитов ничтожны: плагноклаз иногда слабо серицитизирован, биотит частично замещен хлоритом; лишь в единичных случаях вблизи зон дробления в гранитах последние интенсивно изменены, мусковитизированы и эпидотизированы.

Граниты, образующие ряд мелких массивов среди древних метаморфических пород архея и тукурингской свиты, имеют тот же минералогический состав, что и описанные выше биотитовые и биотит-роговообманковые граниты крупного массива. В них также варьирует содержание темноцветных и наряду с лейкократовыми разновидностями встречаются разновидности, в значительном количестве содержащие темноцветные.

Так же как и для описанных выше гранитов, характерны гипидиоморфнозернистые структуры.

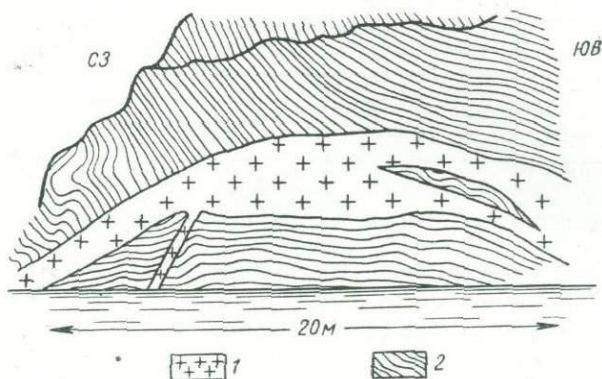
В большинстве случаев граниты средне-, реже мелкокристаллические, нередко обладающие порфириовидным строением.

Вторичные изменения биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов мелких массивов также ничтожны. Явления серицитизации плагноклазов и хлоритизации темноцветных проявились лишь в более или менее сильной степени в самых южных массивах в долине р. Зеи, выше с. Старое Рыбацкое. Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты нередко пересечены жилами пегматита, обычно мелкими, мощностью до 30 см. Минералогический состав пегматитовых жил обычно прост — розовато-желтый калиевый полевой шпат и дымчатый кварц.

Описанные граниты среди метаморфических пород образуют секущие и пластовые тела самых разнообразных размеров от крупных, 2—3 км в поперечнике, до мелких, в 100—200 м, и даже еще более мелких жил, мощность которых измеряется метрами.

На левом берегу р. Зеи, ниже устья р. Громатухи, метаморфические сланцы и известняки тукурингской свиты пересечены многочисленными мелкими и крупными телами биотит-роговообманковых и лейкократовых гранитов. Лейкократовые граниты близ устья р. Громатухи образуют неправильной формы жилы в известняках (фиг. 16). Преобладающие

минералы в этих жильных гранитах — микроклин и кварц. Плаггиоклаз и биотит содержатся в небольшом количестве. Структура аллотриоморфнозернистая с участками микропегматитовой.

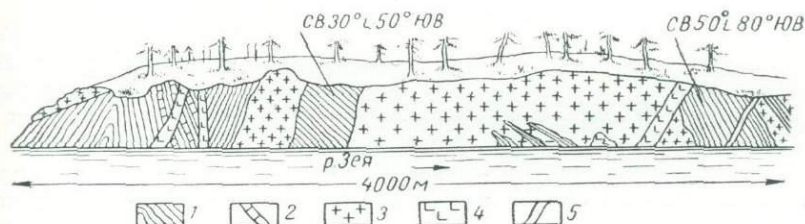


Фиг. 16. Зарисовка обнажения полосчатых известняков и известковых сланцев, пересеченных лейкократовым гранитом:

1 — гранит; 2 — слоистые известняки.

Контактные изменения известняков проявляются лишь в перекристаллизации их с редкими новообразованиями мелких листочков флогопита.

Ниже по течению тукурингскую свиту метаморфических сланцев, переслаивающихся с известняками, пересекают граниты, образующие секущие и пластовые тела размером от нескольких метров до 600 м в поперечнике (фиг. 17). В крупных телах гранитов содержатся многочислен-



Фиг. 17. Зарисовка обнажения кремнистых и эпидот-кварцитовых сланцев с прослоями белых и серых известняков, прорванных розовато-серыми биотит-роговообманковыми гранитами на левом берегу р. Зея, ниже устья р. Громатухи:

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — граниты; 4 — диабаз с вкрапленностью пирита; 5 — жильный кварц.

ные ксенолиты осадочно метаморфических пород, превращенных в сланцы: плаггиоклаз-актинолитовые, биотит-амфиболовые, биотит-кордиеритовые с эпидотом и пироксен-кордиерит-биотитовые.

Простирание крупных ксенолитов сланцев внутри гранитного массива обычно совпадает с общим простиранием толщи, вмещающей гранитные тела.

Изменение известняков в контакте с биотитовыми гранитами ничтожно, лишь местами известняки содержат новообразования цоизита и эпидота.

Выше с. Чигоян, по данным исследований автора 1948 г., в контакте биотит-роговообманковых гранитов с известняками, в последних появляются новообразования диопсида и магнетита.

Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты местами пересечены жилами и дайками спессартита и кварцевого порфира. Соотношение с другими более молодыми осадочными породами, кроме рыхлых третичных отложений, в пределах исследованного района не установлено. Выше по р. Зее, близ устья ключа Безродного, по наблюдениям автора 1948 г., аналогичного состава и структуры граниты перекрываются базальными горизонтами юры, охарактеризованными флорой.

Описанные соотношения позволяют определить возраст биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов в пределах от нижнего палеозоя до юры.

Относительная свежесть описанных гранитов, отсутствие регионального катаклаза и разгнейсованности заставляют считать их более молодыми, чем каледонские кислые микроклиновые граниты. Кроме того, минералогический состав и структура биотит-роговообманковых гранитов стлчают их от розовых и красных каледонских аляскитовых микроклиновых гранитов и приближают скорее к биотит-роговообманковым гранитам и плагиогранитам, распространенным в бассейне рек Гари и Мамына. Остается открытым вопрос, являются ли они дифференциатами той же интрузии гранитоидов или представляют собой самостоятельную крупную интрузию. Условно возраст этих гранитов мы относим к верхнекаледонскому времени, тем более, что они обнаруживают большое сходство по минералогическому составу и структуре с гранитами, обнажающимися ниже р. Зеи и прорывающими фаунистически охарактеризованные силурийские отложения.

10. Свита пестрых аркозовых песчаников и песчанистых сланцев (средний палеозой D?)

В бассейне верхнего течения р. Мамына довольно широко распространены отложения, представленные пестроокрашенными песчаниками и песчанистыми сланцами, переслаивающимися в нижних частях разреза с туфопесчаниками, туфоконгломератами и эффузивными породами.

Долина р. Мамына в верхнем течении пересекает три довольно крупных участка распространения пород этой свиты. Все три области распространения этих пород имеют форму «полос», вытянутых в северо-восточном направлении, и разделены между собой выходами более древних изверженных и метаморфических пород.

Самый южный участок распространения этой свиты р. Мамын пересекает близ устья ключа Микиткина. Южный и северный контакты этой толщи с другими более древними породами здесь тектонические.

В нижней части разреза этой толщи выходят эффузивные породы — зеленые и серые кварцевые порфиры, светложелтые фельзиты, вулканические брекчии зеленых кварцевых порфиритов, плагио-порфиритов и агломератных туфов. Эффузивные породы переслаиваются с желтовато-бурыми мелкогалечными туфоконгломератами и грубозернистыми туфопесчаниками.

Туфоконгломераты и туфопесчаники содержат большое количество обломков и галек эффузивных пород рассланцованных кварцевых порфиров (фиг. 18 и 19) и порфиритов, а также обломков серицитизированных гранитов, метаморфизованных песчаников и реже известняков. Однако преобладающее количество обломочного материала песчаников принад-

лежит плохо окатанным обломкам минералов, преимущественно кварца и плагиоклазов. Сцементированы породы кварцево-хлоритовым или кварцево-карбонатным цементом.



Фиг. 18. Туфоконгломерат с галькой кварцевого порфира. $\times 20$. Ник. +.



Фиг. 19. Туфоконгломерат с галькой кварцевого порфира. $\times 20$.

Обломки и гальки рассланцованных кварцевых порфиров и порфири-
тов, а также метаморфизованных песчаников и известняков, содержа-
щиеся в составе описанных туфоконгломератов и туфопесчаников, совер-

шенно аналогичны рассланцованным эффузивам, метаморфическим песчаникам и известнякам, слагающим тукурингскую свиту, выходы которых располагаются южнее описанной толщи туфоконгломератов и туфо-песчаников.

Видимая мощность пачки переслаивающихся вулканогенных и осадочных пород более 150 м.

Выше залегает довольно однообразная толща желтых, серовато- и буровато-желтых среднезернистых песчаников, местами в них появляются тонкие прослой более грубозернистого материала. Эти плотные существенно кварцевые или аркозовые песчаники, с редкими окатанными обломками кислых эффузивных пород (кварцевых порфиров), сцементированы кварц-серицитовым цементом. Обломки кварцевых порфиров в составе описанных песчаников встречаются на всем протяжении разреза толщи песчаников. Мощность этой толщи бурых песчаников здесь около 1500 м.

На севере толща песчаников срезана крупным встречным надвигом рассланцованных амфиболовых сланцев и амфиболитов, прорванных диоритами и гранитами.

Второй участок распространения свиты песчаников в долине р. Мамына, в 5 км выше устья р. Инкан. Обнажения свиты песчаников здесь наблюдаются в высоких крутых обрывах правого берега р. Мамына на протяжении более 1 км.

На юге песчаники залегают на катаклазированных розовых и серицитизированных плагиогранитах с порфировидной структурой, пересеченных жилками эпидота, кальцита и хлорита с магнетитом.

На севере песчаники перекрывают диориты и габбро, прорывающие амфиболовые сланцы и амфиболиты (см. фиг. 6).

Состав этой толщи песчаников следующий (снизу вверх):

1. Неравномернозернистые вишнево-красные аркозовые песчаники с железистым цементом, с маломощными (10—20 см) прослоями зеленовато-серых песчаников с карбонатным цементом. Граница слоев нерезкая, красные песчаники связаны постепенными переходами с зелеными. Окатанность обломочного материала в песчаниках почти отсутствует. В состав обломков входят: серицитизированные плагиоклазы, серицитизированные и грейзенизированные граниты и зерна кварца (фиг. 20). Мощность 50 м.

2. Вишнево-красные мелкозернистые аркозовые песчаники с железистым цементом, в котором наблюдаются линзо- и гнездообразные мелкие участки карбонатного цемента. Мощность 100 м.

3. Серые аркозовые песчаники, среднезернистые, с кварц-карбонатным цементом. В основании слоя серых песчаников залегает прослой изменчивой мощности от 0 до 15 см красновато-серых грубозернистых аркозовых песчаников с кварц-карбонатным цементом. Мощность 50 м.

4. Зеленовато-серые аркозовые песчаники, неравномернозернистые, с кварц-серицитовым и кварц-карбонатным цементом. Мощность 150 м.

5. Серые и зеленовато-серые аркозовые песчаники, крупнозернистые, с кварц-серицитовым цементом. Мощность 100 м.

6. Вишнево-красные мелко- и среднезернистые аркозовые песчаники. Мощность 250 м.

Общая видимая мощность толщи песчаников здесь 700 м.

Самый северный участок распространения свиты песчаников располагается в 5 км ниже устья р. Сахатиной. Здесь толща песчаников налегает на розовато-серые биотитовые граниты в основании с осадочными брекчиями.

Осадочные брекчии фиолетово-серые, состоят из угловатых обломков желтовато-розовых биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов. Размер обломков гранитов до нескольких сантиметров в поперечнике. Промежутки между обломками среднезернистого гранита выполнены аркозовым песчаным материалом, сцементированным кварц-серицитовым и местами эпидотовым цементом.



Фиг. 20. Неравнозернистый песчаник (D?). $\times 46$.

Мощность горизонта осадочных брекчий непостоянна — не превышает 50—100 м.

Выше залегает толща довольно однообразных светлых, серых и желтых песчаников.

Это среднезернистые песчаники с редкими прослоями тонко- и крупнозернистых разновидностей. По составу они также главным образом аркозовые, местами содержат окатанные обломки метаморфизованных песчаников, повидимому силурийских. Степень окатанности обломочного материала в песчаниках невелика. Обломки сцементированы кварц-серицитовым и кварц-серицит-карбонатным цементом с эпидотом. Характерно для этих песчаников присутствие в цементе новообразований того или иного количества мелкокристаллического эпидота. Местами количество эпидота значительно, и цемент переходит в кварц-серицит-эпидотовый.

Мощность толщи песчаников здесь ввиду разобценности отдельных обнажений и однообразного состава слагающих пород точно установить трудно, но во всяком случае она превышает 1000 м.

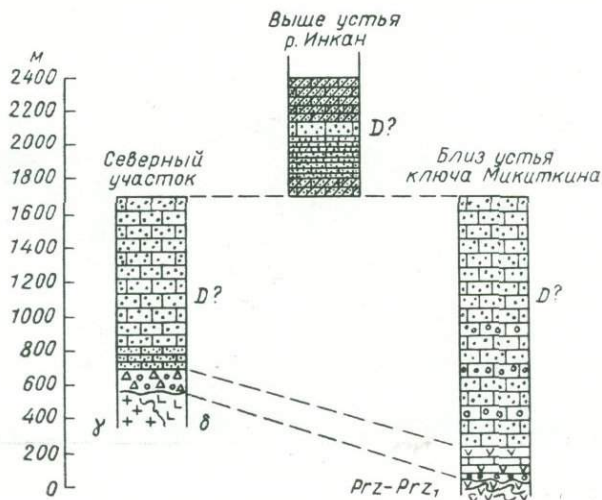
Являются ли одновозрастными три описанных разобценных толщи песчаников и представляют ли они некоторые фациальные изменения одних и тех же горизонтов или же описанные частные разрезы толщи песчаников — это отдельные звенья единого стратиграфического разреза, при отсутствии в них фауны точно решить невозможно. Литологические

сопоставления позволяют лишь наметить решение этого вопроса следующим образом (см. схему сопоставления разрезов, фиг. 21).

Общая мощность свиты песчаников, таким образом, может быть определена в 2400—2500 м.

К северу от описанной толщи песчаников выходят плотные темно-зеленовато- и фиолетово-серые песчаники, содержащие фауну верхнего силура. К сожалению, контакта с этими отложениями описанной толщи песчаников не наблюдалось. Поэтому вопрос о возрасте описанной свиты остается открытым.

В соседнем (к западу) районе в верховьях р. Б. Джелтулак, на правом склоне долины, в 500 м к югу от Мамынской тропы, среди россыпи



Фиг. 21. Схема сопоставления разрезов свиты пестрых песчаников долины р. Мамына.

серых песчаников, аналогичных описанной толще, в 1939 г. техник-геолог В. Н. Миняев собрал хорошей сохранности фауну брахиопод и мшанок. Среди брахиопод Н. В. Литвинович определила *Spirifer ligus* Ougén., *Sp. angustus* Gall. и *Spirifer Marcy* Hall. (живетский ярус, слой гамилтон). Из нижних слоев: *Strophomena* cf. *concorda* Hall., *Atrypa bodini* Maus., *Schelvinella crinistria* Ptil. и *Leptoena romboidalis* Wiesn., из которых две последние формы характерны для живетского яруса, затем *Cyrtina* cf. *hamiltonensis* Hall., *Spirifer coronatus* Cous., *Cupricorolina prolifica* Kinol., *Productella* sp. Kind., из которых особенно последняя является руководящей для среднего эйфельского яруса. А такие формы как: *Sobricus orb.*, *Sp. atrectus* Hall., *Sp. Sudora* Hall., *Sp. Muschketovi* Hall., *Productella* sp. (ex gr. *luchrinasa* Conr.), *Orthotetes* cf. *umbrakulus* Schl., *Dalmanites* cf. *berkelensis* Hall., *Delmanites* cf. *stemenites* Kind. и *Dalmanites* sp. характеризуют живетский и эйфельский ярусы.

Фауну мшанок изучала М. И. Шульга-Нестеренко, которая определила из верхних слоев *Ysotrypa konjunctiva* Hall., *Upper Heldelbergi*, *Hemistrypa devonica* Nechor. var. *specifica*. *Philloporina djaltulakensis* sp., *Hemistrypa biorga* Hall., *Upper Heldelberg.*, *Fenestella* sp., *Reteporidra* sp. и *Laculipora* (?) sp. (средний девон).

Геологи Амурской экспедиции «Нигризолота» А. З. Лазарев, В. М. Славин и другие, проводившие в 1948—1949 гг. геологическую

съемку в бассейне рек Джелтулака, Мамына и Норы, толщу пестрых песчаников, мергелей и песчанистых известняков в своем предварительном отчете (1950), на основании сопоставлений с фаунистически охарактеризованными слоями района Б. Джелтулака (район прииска Октябрьского) отнесли к девонскому возрасту. В своем окончательном отчете упомянутые авторы ту же свиту относят к верхнему силуру.

В бассейне р. Норы распространена аналогичного состава толща светлых кварцевых и аркозовых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Толща залегает трансгрессивно и несогласно на фаунистически охарактеризованных верхнесилурийских отложениях.

Исходя из всего сказанного, условно описанную свиту пестрых песчаников, в нижних частях разреза переслаивающихся с покровами фельзитов и кварцевых порфиров, мы также относим к девонскому возрасту.

11. Покровные и дайковые порфиры

В долине р. Гари, ниже устья р. Каменушки, а также на водоразделе рек Гари и Каменушки и на левом склоне долины р. Каменушки, в виде отдельных глыб в выворотах корней деревьев, в виде глыбовых россыпей, среди которых встречаются редкие коренные обнажения, выходят серые и зеленовато-серые порфиры, а также розовато-серые кварцевые порфиры. Серые порфиры содержат крупные идиоморфные вкрапленники светлых плагиоклазов.

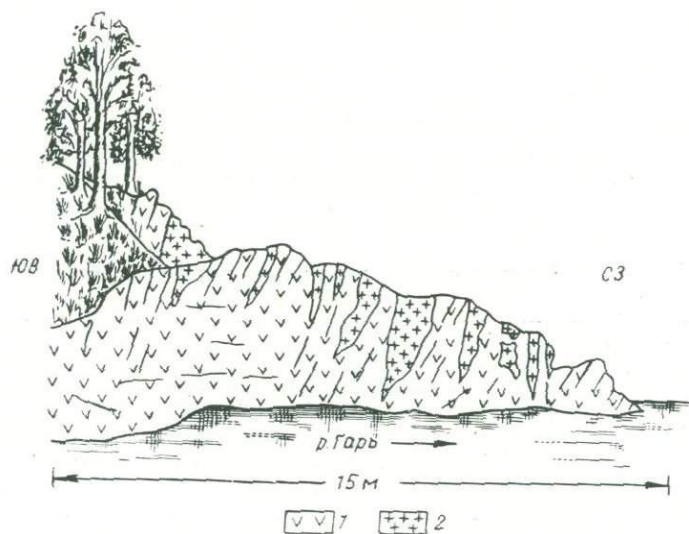
Кроме того, в глыбовых россыпях и отдельных глыбах здесь распространены полнокристаллические диорит-порфиры.

Описываемое поле распространения порфиров пересекает почти вкосте простирания крупный Гарьский диоритовый и габбро-диоритовый массив. Вблизи поля сплошного или почти сплошного распространения порфиров диориты и габбро-диориты Гарьского массива пересечены многочисленными дайками серых кварцевых и роговообманковых порфиров (фиг. 23). Выше по течению р. Гари (фиг. 24) дайки порфиров также секут метаморфические сланцы тукурингской свиты. Размеры даек порфиров обычно невелики — мощностью 2—5 м, реже более крупные. Почти на всей площади распространения глыбовых выходов порфиров среди последних встречаются также в глыбовых россыпях диориты, габбро-диориты и габбро. В единственном коренном обнажении на левом берегу р. Гари, приблизительно в 4 км выше устья р. Каменушки, выходят серые и зеленовато-серые роговообманковые кварцевые порфиры, включающие многочисленные, различной величины и формы, ксенолиты крупно- и мелкокристаллических габбро-диоритов и габбро (фиг. 22).

В западной части площади распространения порфиров различного состава среди глыб порфиров встречаются отдельные обломки зеленовато-серых кварц-слодяных сланцев и измененных диабазовых порфиров, повидимому, принадлежащих тукурингской свите. Здесь же в коренном обнажении на левом берегу р. Гари выходят кварц-слодяные сланцы и диабазовые порфиры (фиг. 25), пересеченные неправильной формы телами розовых аплитов (жильной серии позднекаледонских гранитоидов).

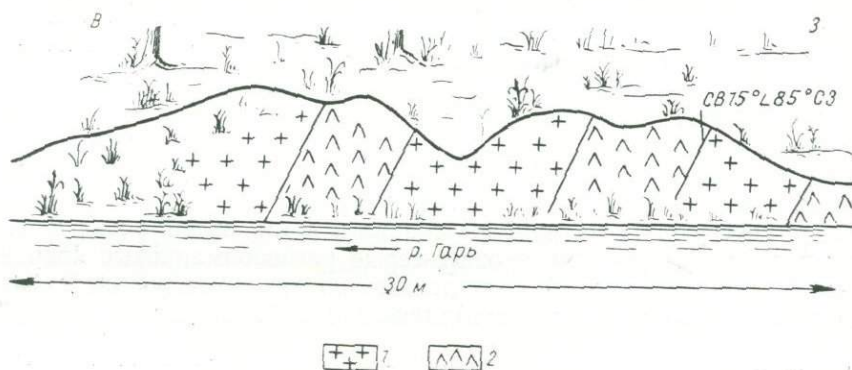
Наиболее широким распространением среди центрального поля порфиров пользуются серые и зеленовато-серые разновидности, обладающие прекрасно выраженной порфириковой структурой. Крупные вкрапленники представлены плагиоклазом, более мелкие, редкие вкрапленники — зеленой обыкновенной роговой обманкой и иногда бурым биотитом.

Основная масса порфиров состоит из лейст или идиоморфных мелких кристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов, преимущественно роговой обманки или актинолита и реже биотита. Кроме того, нередко встречаются довольно крупные зерна титаномагнетита.



Фиг. 22. Ксенолиты диоритов и габбро в порфирите. Обнажение на левом берегу р. Гари, выше устья р. Каменушки:

1 — порфирит; 2 — диориты и габбро.



Фиг. 23. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Гари, выше устья р. Каменушки:

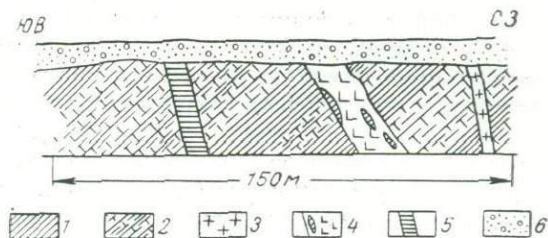
1 — габбро; 2 — серые кварцевые порфиры.

Структура основной массы порфиров диабазовая. Степень раскристаллизации чрезвычайно различна. Наряду с полнокристаллическими разновидностями с различной крупностью кристаллов наблюдаются и разновидности с микрокристаллической основной массой, местами почти стекловатой, которые встречаются в непосредственном контакте с ксенолитами габбро-диоритов.

Вторичные изменения роговообманковых порфиров обычно весьма интенсивны и проявляются в актинолитизации, серицитизации, эпидоти-

зации, альбитизации и хлоритизации; наиболее интенсивны процессы актинолитизации и эпидотизации.

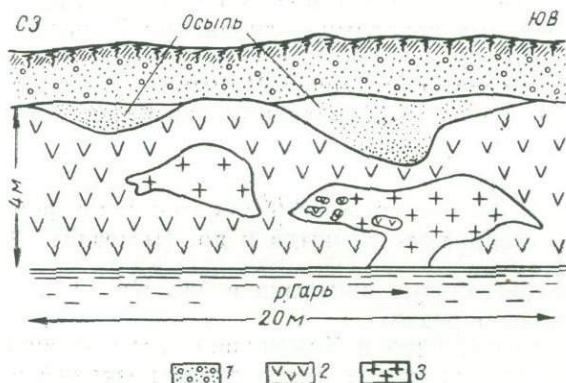
В обрыве террасовидного уступа правого склона долины р. Каменушки в коренном обнажении выходят полнокристаллические серые и розовато-серые кварцевые диорит-порфиры. Вкрапленники представлены



Фиг. 24. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Зеи, ниже устья р. Каменушки:

1 — метаморфические сланцы; 2 — розовато-серые кварциты; 3 — аплиты; 4 — порфиры с ксенолитами сланцев; 5 — диабаз; 6 — аллювий.

почти нацело серицитизированными, эпидотизированными и мусковитизированными плагиоклазами и почти неизменными, также идиоморфными вкрапленниками обыкновенной зеленой роговой обманки. Основная масса мелкокристаллическая, диоритовая.



Фиг. 25. Обнажение диабазов и кварц-слюдяных сланцев, пересеченных розовым аплитом на левом берегу р. Гари, выше устья р. Каменушки:

1 — аллювий; 2 — диабазы; 3 — розовый аплит.

По структуре и минералогическому составу, а также по характеру вторичных изменений кварцевые диорит-порфиры весьма близки к плагиогранит-порфирам, обнажающимся в долине р. Мамына, близ устья р. Инкан.

Кварцевые порфиры весьма близки по составу и структурам к роговообманковым порфиритам, но в отличие от последних содержат кварц, содержание же темноцветных в них значительно меньше. И те и другие содержат магнетит в виде многочисленных мелких идиоморфных зерен в основной массе. Кварцевые порфиры также сильно изменены — эпидотизированы, альбитизированы и в меньшей степени актинолитизированы.

Описанные разновидности порфиров обычно связаны постепенными переходами.

Широкое площадное распространение порфиров заставляет нас предполагать наличие в долине р. Гари, близ устья р. Каменушки, широкого порфирового покрова. Чрезвычайная изменчивость структуры и степени раскристаллизации, наличие полнокристаллических разновидностей кварцевых диорит-порфиров указывает на то, что современный эрозионный срез прошел достаточно глубоко и местами вскрыл корни покровов порфиров. Наличие большого количества ксенолитов диоритов в роговообманковых порфиритах подтверждает это предположение.

Вторичные изменения порфиров, связанные, повидимому, с процессами гидротермального автометаморфизма, наиболее интенсивно проявились в полнокристаллических кварцевых диорит-порфириках, а также гранит-порфирах, распространенных в описываемой области и, вероятно, секущих порфириды.

Возраст описанных порфиров мы условно определяем как мезозойский (юрский) на основании лишь петрографического сходства их с порфиридами, секущими юрскую толщу западнее исследованного района в бассейне р. Депа и в долине р. Зеи, выше устья р. Депа. Не исключена возможность, что в пределах площади распространения мезозойских эффузивов имеют место выходы и более древних пород (эффузивов) тукурингской свиты или силура, но крайне плохая обнаженность не позволяет расчленить эти толщи.

В исследованном районе установлено взаимоотношение порфиров лишь с более древними породами — диоритами Гарьского массива и тукурингской свиты.

Кроме того, в долине рек Гари и Мамына, а также в долине р. Зеи жилы порфиров пересекают различного возраста метаморфические и изверженные породы.

12. Гипабиссальные интрузии гранит-порфиров, кварцевых сиенитов и др. (мезозой)

Молодые гипабиссальные интрузии в бассейне рек Гари и Мамына встречаются довольно редко.

На водоразделе рек Гари и Каменушки среди элювиальных выходов серых роговообманковых сильно актинолитизированных порфиров располагаются глыбовые развалы больших глыб до 2 м в длину мелкокристаллических розовато-серых кварцевых сиенитов. Они состоят приблизительно на 90% из зерен калиевого полевого шпата, пронизанного тонкими пертитовыми вростками альбита, небольшого количества зерен кварца и обыкновенной зеленой роговой обманки. В качестве аксессуарных встречаются сфен, циркон и магнетит.

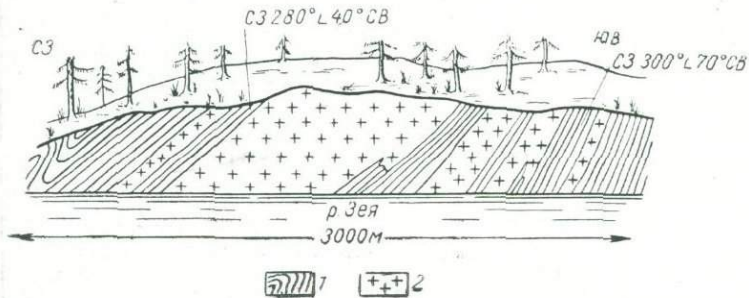
Структура кварцевых сиенитов аллотриоморфнозернистая. Севернее и южнее по тому же водоразделу, также среди элювиальных выходов серых кварцевых порфиров, располагаются глыбовые россыпи гранит-порфиров. В южных развалах гранит-порфиров глыбы последних пересечены многочисленными жилками зеленого эпидота.

В верхнем течении р. Мамына, ниже устья р. Инкан, в скальных обнажениях вдоль правого берега р. Мамына выходят зеленовато-серые плагиогранит-порфиры, сильно серицитизированные, эпидотизированные и хлоритизированные. Порфирические выделения в количественном отношении преобладают над основной массой и состоят главным образом из

сильно серицитизированных идиоморфных кристаллов плагиоклаза и единичных свежих неизмененных идиоморфных крупных вкрапленников роговой обманки, иногда образующих двойниковые сростания.

Плагиигранит-порфиры выходят вблизи крупного надвига, сопровождающегося многочисленными, более мелкими чешуйчатыми надвигами общего северо-восточного направления. Повидимому, плагиигранит-порфиры образуют здесь довольно крупное дайкообразное тело.

В долине р. Зеи гипабиссальные интрузии более широко распространены. Дайковые тела гранит-порфиров здесь приурочены к зонам интенсивного катаклаза в древних породах, гнейсах и гранито-гнейсах архея и в метаморфических сланцах тукурингрской свиты (Prz—Pz₁).



Фиг. 26. Зарисовка обнажения углисто-кремнистых и кварц-серицитовых сланцев, пересеченных пластовыми дайками кварцевых порфиров на левом берегу р. Зеи, выше устья р. Громатухи:

1 — сланцы; 2 — кварцевые порфиры и гранит-порфиры.

В долине р. Зеи, ниже с. Чигоян, есть две области распространения гипабиссальных интрузий гранит-порфиров.

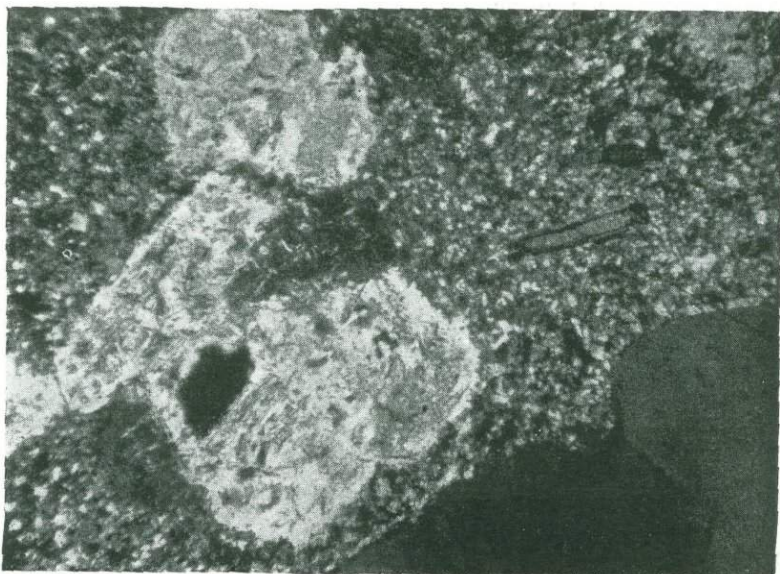
Первая находится в отрезке долины р. Зеи, ниже устья пади Глубокой, до с. Новая Уфа. Здесь в прекрасных скальных обнажениях правого берега р. Зеи толщу катаклазированных гнейсов и гранито-гнейсов секут многочисленные различной величины дайки гранит-порфиров. Мощность даек гранит-порфиров колеблется от 10—15 до 50 м. Простираение даек северо-западное от 280 до 330°. Падение обычно крутое в ту и другую сторону. Простираение даек в общем подчинено северо-западному направлению вмещающих метаморфических пород (СЗ 270—300°). Дайки гранит-порфиров наблюдаются как пластовые, так и секущие.

Вторая область широкого распространения гранит-порфиров располагается в 2,5 км выше устья р. Громатухи, среди метаморфических пород тукурингрской свиты. Черные углисто-кремнистые и кварц-серицитовые сланцы пересечены здесь системой параллельных пластовых даек гранит-порфиров, кварцевых порфиров. Мощность даек гипабиссальных пород колеблется от 4 до 300 м. Крупные дайки образованы обычно гранит-порфирами, мелкие дайки от 4—30 м — кварцевыми порфирами (фиг. 26). Простираение толщи сланцев, вмещающих гранит-порфиры, северо-западное 280—300° с меняющимися углами падения от $\angle 40^\circ$ до $\angle 85^\circ$ на СВ. Простираение и падение даек строго подчинены простираению и падению вмещающих пород. В контакте с кварц-серицитовыми сланцами гранит-порфиры содержат мелкие ксенолиты последних.

Кроме двух описанных наиболее крупных областей распространения, в долине р. Зеи встречаются отдельные дайки гранит-порфиров, секущие различные метаморфические и изверженные породы.

Гранит-порфиры — это серые породы с прекрасно выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены многочисленными крупными, до 5 мм в длину, белыми идиоморфными кристаллами белого полевого шпата, зернами дымчатого кварца и мелкими черными листочками биотита. Основная масса светло- или темносерая.

Минералогический состав гранит-порфиров следующий: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит. Акцессорные — апатит и сфен. Вторичные — хлорит, серицит, мусковит, эпидот и иногда кальцит. Струк-



Фиг. 27. Гранит-порфир. $\times 46$. Ник. +.

тура пород порфировая (фиг. 27). Вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами кислого плагиоклаза, реже изометричными зернами кварца с округлыми очертаниями, нередко корродированными основной массой. Кроме того, вкрапленники образуют многочисленные более мелкие листочки биотита. Нередко в гранит-порфирах встречаются крупные идиоморфные кристаллы сфена (титаномагнетита). Основная масса породы состоит из мелкокристаллических зерен кварца и калиевого полевого шпата. Структура основной массы микрогранитовая. В мелких дайках гранит-порфиров структура основной массы микрокристаллическая. Нередко в мелких дайках гранит-порфиры переходят в кварцевые порфиры с микрокристаллической и в контакте с вмещающими породами — стекловатой основной массой.

Обычно гранит-порфиры содержат большое количество вторичных минералов. Наблюдается серицитизация вкрапленников плагиоклаза. Нередко листочки бурого биотита частично замещены зеленым хлоритом (пеннингом). Весьма характерно для гранит-порфиров присутствие многочисленных довольно крупных кристаллов зеленого эпидота, образующих включения во вкрапленниках плагиоклаза, биотита и среди минералов основной массы. Нередко гранит-порфиры грейзенизированы: вкрапленники плагиоклаза содержат многочисленные мелкие листочки мусковита, местами наблюдаются также веерообразные скопления листочков муско-

вита в основной массе. Иногда гранит-порфиры и кварцевые порфиры содержат гнездообразные скопления кальцита и пересечены мелкими жилками кальцита. Явления карбонатизации наблюдаются в гранит-порфирах и кварцевых порфирах, секущих метаморфические сланцы выше устья р. Громатухи. Кроме того, местами здесь кварцевые порфиры рассланцованы и окварцованы.

Возраст описанных гипабиссальных пород в пределах исследованного района определить трудно, потому что они распространены главным образом среди древних метаморфизованных и изверженных пород, которые они прорывают, и лишь в одном месте на водоразделе рек Гари и Каменушки среди россыпей порфиритов. К сожалению, в последнем случае ввиду отсутствия коренных выходов контакт порфиритов и кварцевых сиенитов не установлен.

В долине р. Зеи, выше устья р. Депа, многочисленные гипабиссальные тела гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров различной формы пересекают песчаники и сланцы, содержащие многочисленные отпечатки растений юрского возраста.

Эти породы весьма близки по составу и структуре к описанным выше гранит-порфирам долины р. Зеи. На этом основании возраст их мы условно определяем как послепорфировый.

13. Рыхлые отложения — серые и желтые пески с линзами галечников (третичные)

В южной части исследованного района описанные выше метаморфические и изверженные породы перекрыты почти сплошным чехлом рыхлых отложений. Долина р. Зеи и ее крупные притоки размывают этот покров, врезываясь в описанные выше твердые кристаллические породы.

В верхнем течении р. Мамына и в нижнем — р. Гари сплошной покров рыхлых отложений отсутствует. Он сохранился от размыва лишь местами в виде сравнительно небольших островков на водоразделах.

Рыхлые отложения представлены серыми и желтыми крупно- и мелкозернистыми песками, обычно косослоистыми. В песках встречаются отдельные хорошо окатанные мелкие гальки кварца и местами целые линзы галечников.

Мощность рыхлых отложений вблизи долины р. Зеи 100—150 м. К югу, по направлению к долине Амура, она сильно возрастает.

Возраст рыхлых отложений на основании содержащихся в них растительных остатков различными геологами единодушно определяется как третичный (неоген).

14. Древние террасовые и современные аллювиальные отложения (четвертичные)

Самыми молодыми геологическими образованиями в районе являются древние и современные аллювиальные отложения речных долин. Эти отложения специально не изучались, и мы здесь ограничимся лишь самыми общими сведениями о них.

Древние аллювиальные отложения долин, слагающих террасы, представлены серыми, желтыми и буровато-желтыми крупнозернистыми песками. В современной аллювии, кроме песков, есть большое количество галек и крупных валунов, особенно в северных районах, где реки стекают с предгорьев высокого хребта Джагды и размывают кристаллические осадочные и изверженные породы.

IV. ТЕКТОНИКА

Выяснение тектонического строения описанной территории в очень сильной степени затруднено плохой обнаженностью района и чрезвычайно широким распространением интрузивных пород, главным образом гранитоидов различного состава, диоритов и габбро. Осадочные и осадочно-метаморфические толщи в бассейне рек Гари и Мамына по существу сохранились от размыва лишь в обрывках кровли громадных интрузий гранитной и диоритовой магм.

Поэтому для расшифровки тектонической структуры описанного района мы используем также данные наших исследований 1951 г. в соседнем районе, в долине р. Норы и долине р. Селемджи.

Имеющиеся геологические материалы, в том числе геологические карты предшествующих исследователей, позволяют выделить в бассейне правых притоков р. Селемджи, рек Мамына и Норы, следующие крупные тектонические структуры: 1) Селемджинский выступ докембрийского основания, 2) Нора-Мамынское поднятие, 3) Норский синклинорий, 4) Джагдинское поднятие (фиг. 28). Прекрасные обнажения по берегам рек Мамына, Гари, Норы и Селемджи вскрывают местами внутреннее строение выделенных структур, а также сопровождающих их разломов. Береговые обнажения также местами позволяют наблюдать залегания магматических тел различного возраста и размещение их в общей тектонической структуре района. Ниже мы перейдем к более подробному описанию выделенных структур.

1. Селемджинский выступ докембрийского фундамента

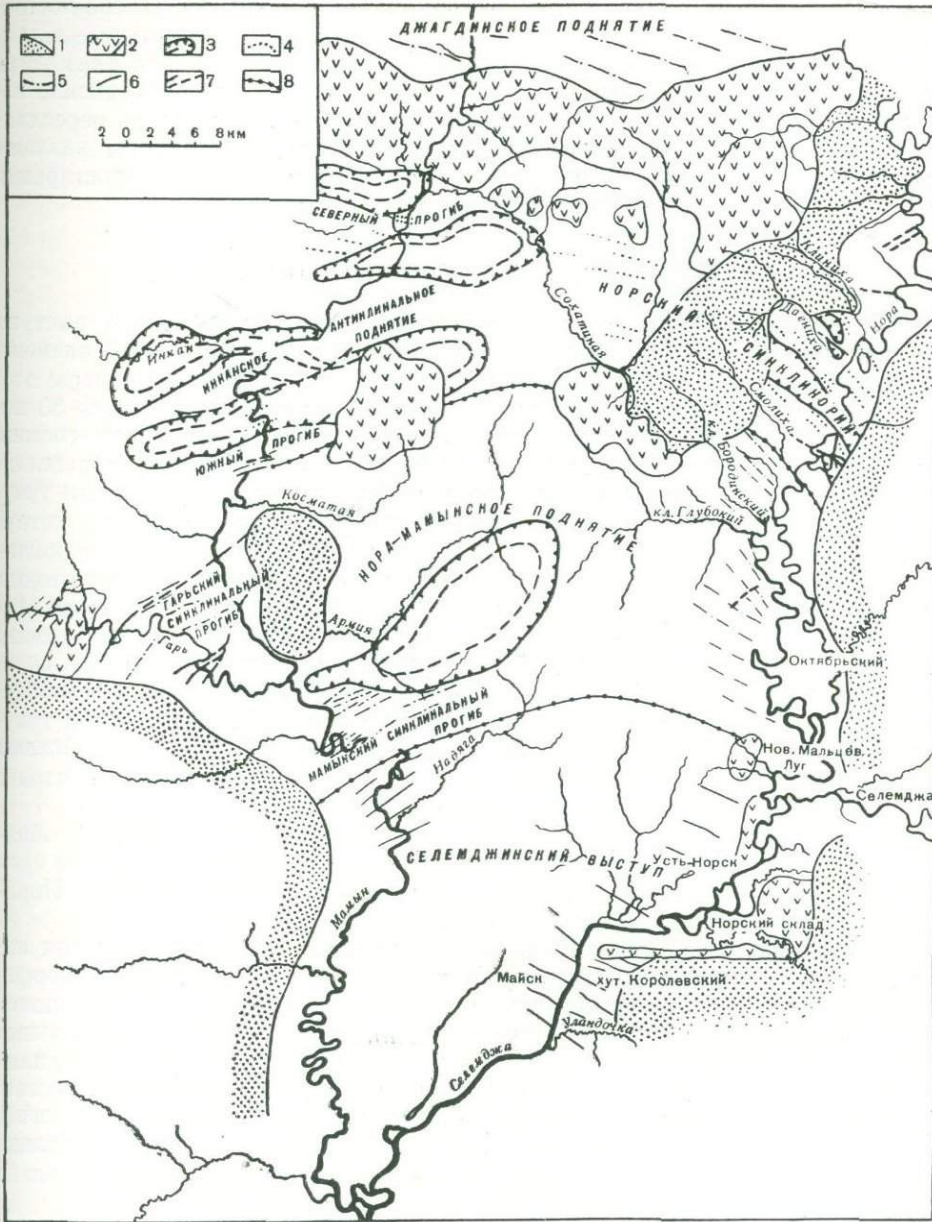
Селемджинский выступ располагается в нижнем течении рек Селемджи и Мамына, составляя северную оконечность Буреинского массива. В строении Селемджинского выступа принимают участие докембрийские образования гранито-гнейсов и кристаллических сланцев. Южная часть Селемджинского выступа сложена серыми биотитовыми гранито-гнейсами, прорванными розовыми микроклиновыми каледонскими гранитами, северная — парагнейсами, гнейсовыми сланцами, известково-слюдяно-хлоритовыми и актинолитовыми сланцами с прослоями мраморов.

Прекрасные обнажения толщ парагнейсов и кристаллических сланцев прослеживаются на р. Мамыне, ниже пос. Королевского и по р. Селемдже, ниже устья р. Норы. В долине р. Мамына толща метаморфических пород смята в крутые складки северо-восточного простирания $50-60^\circ$. В долине р. Селемджи простирание толщи кристаллических сланцев меняется на северо-западное. Таким образом, складчатые структуры докембрийских метаморфических пород в пределах Селемджинского выступа образуют дугу, обращенную выпуклой стороной к северу (см. схему тектоники).

Складки метаморфической толщи в долине р. Селемджи имеют асимметричное строение, слабо запрокинуты на юго-запад. Падение слоев в юго-западных крыльях крутое $\angle 60-80^\circ$ на ЮЗ. Падение северо-восточных крыльев более пологое $\angle 40-60^\circ$. Амплитуда этих складок 3—5 км. Такие крупные складки на крыльях местами осложнены мелкими складками и пloyчатостью.

В долине р. Мамына слои гнейсовых сланцев стоят почти «на головах» или слабо запрокинуты на юго-восток.

Складчатые структуры Селемджинского выступа, на междуречье Селемджи и Мамына, в районе поселка Майского, по данным А. З. Лаза-



Фиг. 28. Схема тектоники междуречья Норы—Мамина и Селемджи. Составила М. С. Нагибина:

1 — область распространения рыхлых третичных отложений; 2 — область распространения эффузивных пород верхнего мезозоя и более молодых; 3 — наложенные мульды девона; 4 — простираение верхнесилурийских отложений; 5 — простираение отложений нижнего палеозоя — протерозоя; 6 — простираение метаморфических толщ архея и протерозоя; 7 — тектонические разломы; 8 — границы крутых тектонических структур.

рева и других (1950), пересечены крупными разломами северо-восточного простирания, к которым приурочены золотоносные кварцевые жилы. Восточнее, возможно, на продолжении той же зоны разломов близ устья р. Норы, в древние кристаллические породы проникли кайнозойские излияния андезитов, андезито-базальтов, покровы которых здесь переслаиваются с туфами и вулканическими брекчиями. Южнее зоны разлома метаморфические сланцы пересечены дайками широтного простирания роговообманковых диорит-порфиритов мощностью до 10 м.

2. Нора-Мамыньское поднятие

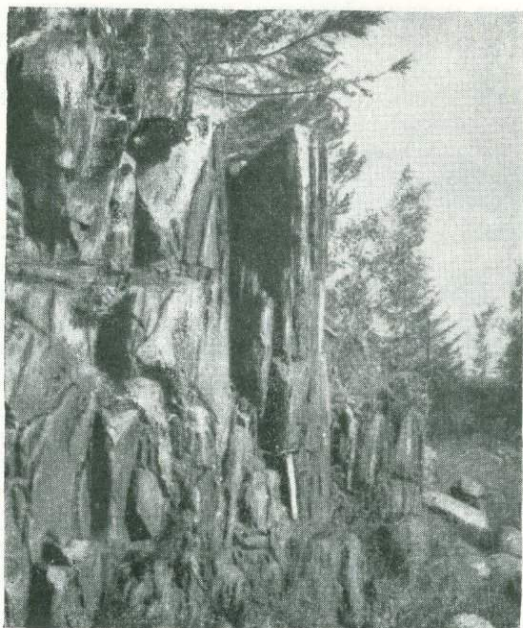
К северу от описанного Селемджинского докембрийского выступа располагается своеобразный сложно построенный структурный элемент, который мы будем именовать Нора-Мамыньским поднятием; размеры этого поднятия в поперечнике на междуречье Норы и Мамына около 30 км. В строении Нора-Мамыньского поднятия участвуют различного состава метаморфизованные сланцы и песчаники, переслаивающиеся с рассланцованными эффузивами и их туфами, известняками и кварцитами тукурингской свиты (Pz₂—Pz₁), прорванными различного возраста интрузиями: гранодиоритов, диоритов и габбро; розовых и красных микроклиновых гранитов каледонского возраста и более молодых; биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов. Южное ограничение Нора-Мамыньского поднятия проходит в области контакта интрузии биотитовых гранитов ниже пос. Королевского с древними кристаллическими сланцами Селемджинского выступа. Северным ограничением Нора-Мамыньского поднятия является область контакта метаморфических пород тукурингской свиты и прорывающих ее интрузий с силурийскими отложениями. В долине р. Мамына в области этого контакта проходит крупная зона разлома северо-восточного простирания.

Выяснение внутреннего строения поднятия затруднено плохой обнаженностью района, изучение же береговых обнажений в долине рек Гари, Мамына и Норы показывает, что внутренняя структура Нора-Мамыньского поднятия весьма сложна.

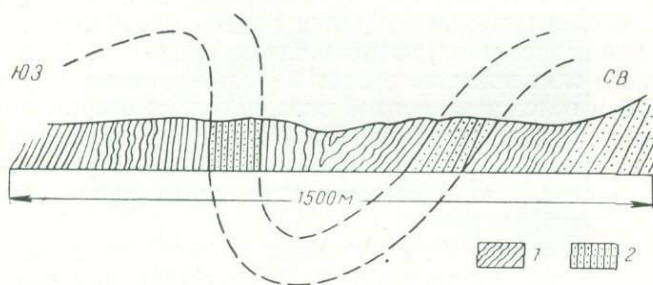
Преобладают по площади распространения в пределах поднятия интрузии гранодиоритов и диоритов и интрузии гранитоидов. Метаморфические породы тукурингской свиты сохранились среди громадных полей прорывающих их интрузий лишь в сравнительно узких синклинальных прогибах. В нижнем течении рек Гари и Мамына имеют место три таких синклинальных прогиба, располагающихся с северо-запада на юго-восток: 1) в долине р. Гари, близ устья р. Имчикан — Имчиканский прогиб; 2) на водоразделе рек Гари и Мамына — Гарьский прогиб; 3) в долине р. Мамына, ниже устья р. Гари — Мамыньский прогиб. Все три прогиба имеют удлиненную форму северо-восточного простирания.

Наиболее хорошо обнажен в береговых обрывах р. Мамына самый южный — Мамыньский синклинальный прогиб. Он сложен метаморфическими сланцами (фиг. 29) с прослоями известняков и рассланцованных эффузивов, а в нижней части разреза — кварцитов, и имеет асимметричное строение. На севере Мамыньский прогиб прорывается интрузией диоритов, на юге — биотитовых гранитов. Этот прогиб, достигающий около 5 км в поперечнике, осложнен более мелкой складчатостью. Наличие маркирующих горизонтов кварцитов в юго-восточном крыле прогиба позволяет закартировать ряд более мелких асимметричных, слегка запрокинутых на ЮВ складок северо-восточного простирания с углами падения 70—80° (фиг. 30). Максимальная амплитуда таких складок не превышает

1 км. На крыльях этих складок наблюдается местами в сланцах более мелкая гофрировка (фиг. 31). Северо-западное крыло синклиналиного прогиба дислоцировано более интенсивно; оно собрано в мелкие крутые



Фиг. 29. Обнажение темносерых кварц-серцит-хлоритовых сланцев, стоящих «на головах» (тукурингская свита) на левом берегу р. Мамына, ниже устья р. Гари.

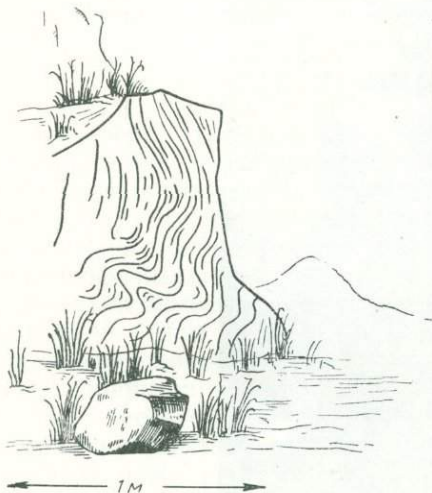


Фиг. 30. Асимметричные складки в тукурингской свите на правом берегу р. Мамына, выше пос. Королевского:

1 — переслаивающиеся сланцы разнообразного состава; 2 — кварцитовые сланцы.

складки, запрокинутые на юго-восток, причем крылья этих мелких складок местами гофрированы и осложнены сбросами и многочисленными чешуйчатыми надвигами различной амплитуды (фиг. 32). Простираение как мелких, так и более крупных складок северо-восточное, с небольшими колебаниями от СВ 50° до СВ 70° . Падение крыльев крутое, угол $70-80^\circ$ в ту и другую сторону. Плоскости чешуйчатых надвигов наклонены на северо-восток.

Гарьский синклинальный прогиб располагается в нижнем течении р. Гари, на водоразделе рек Гари и Мамына. Сложен этот прогиб метаморфизованными эффузивно-осадочными отложениями тукурингской свиты, на юго-востоке и северо-западе прорванными интрузиями диоритов и габбро. На юге метаморфические породы прорваны интрузией розовато-серых биотит-роговообманковых плагиогранитов, дающих в толщу



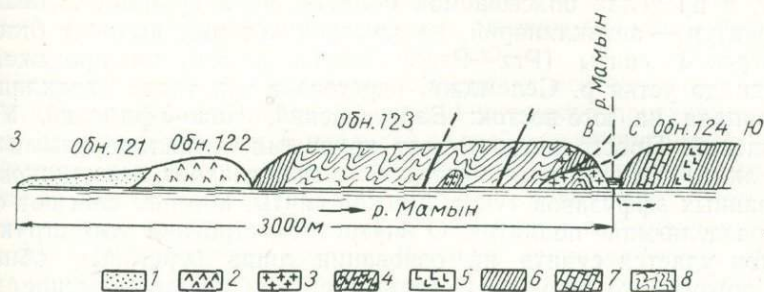
Фиг. 31. Зарисовка мелкой гофрировки в песчанисто-известковых сланцах в обнажении на левом берегу р. Мамына, ниже устья р. Гари.

метаморфических пород ряд мелких апофиз. К области контакта толщи переслаивающихся между собой метаморфизованных известковых сланцев, рассланцованных эффузивов и песчаников и плагиогранитов приурочено Гарьское месторождение магнетита. Почти полное отсутствие естественных коренных выходов метаморфических пород на водоразделе рек Гари и Мамына сильно затрудняет выяснение условий их залегания. О внутреннем строении описываемой структуры можно судить лишь на основании разведочных выработок. Гарьский прогиб — это крупная синклиналь северо-восточного простирания, осложненная более мелкой складчатостью. У юго-восточного крыла синклинали крутое падение под углом $70-80^\circ$ на СЗ. На фоне общего моноклиального падения слоев метаморфической свиты на северо-западе в этом крыле наблюдаются и обратные падения, которые намечают мелкие складки, осложняющие крупную синклинальную структуру. Кроме того, в известковых сланцах на крыльях таких складок наблюдается мелкая плейчатость. Эта мелкая плейчатость наблюдается в туфопесчаниках (фиг. 33). Северо-западное крыло Гарьского синклинального прогиба имеет также крутое падение $70-80^\circ$ на ЮВ и осложнено мелкой складчатостью второго порядка того же северо-восточного простирания. Приблизительно в центральной части синклинального прогиба пересечен крупным (Гарьским) разломом, простирание которого совпадает с северо-восточным направлением шарниров складчатых структур.

Что касается условий залегания метаморфических пород тукурингской свиты Имчikanского прогиба, то исключительно плохая обнаженность в этом районе не позволяет выяснить его внутреннюю структуру. А в береговых обнажениях р. Гари, ниже устья р. Имчikan пересекающих периферическую часть этого прогиба, метаморфические породы тукурингской свиты встречаются лишь в виде ксенолитов различной величины среди интрузий гранитов и диоритов.

В бассейне р. Норы складчатые структуры Нора-Мамынского поднятия меняют простирание на северо-западное, как бы огибая древний Селемджинский выступ. В береговых обнажениях Сорокаверстной протоки р. Норы выходят метаморфические песчаники, сланцы и рассланцованные эффузивы тукурингской свиты, смятые в складки северо-западного простирания $320-340^\circ$. Строение этих складок асимметричное, амплитуда 1,5—2 км. Углы падения слоев $25-60^\circ$ на ЮЗ. Места-

ми такие складки пересечены сбросами северо-восточного простирания 30° , плоскости смещения сбросов наклонены под углом 70° на ЮВ. Складки вблизи таких сбросов запрокинуты на СЗ. Вдоль плоскостей сбросов метаморфические породы сильно расланцованы и раздроблены,



Фиг. 32. Дислокации тукурингрской свиты. Левый берег р. Мамына, ниже устья р. Гарн. Схематический разрез через обнажения 121, 122, 123, 124:

1 — алювий; 2 — диориты; 3 — мелкокристаллические диориты; 4 — серый порфирит; 5 — порфириты; 6 — метаморфические сланцы с прослоями песчаных известняков; 7 — кварцитовидные песчаники; 8 — метаморфические сланцы с прослоями песчаных известняков.



Фиг. 33. Плойчатость в эпидотизированном и расланцованном туфопесчанике тукурингрской свиты. $\times 20$.

пересечены многочисленными мелкими кварцевыми жилами до 3 см мощности, реже более мощными.

Юго-западнее, в долине р. Зеи, область, сложенная древними нижнепалеозойскими и допалеозойскими образованиями и примыкающая с запада к Селемджинскому выступу, сильно расширяется. Здесь по берегам р. Зеи на протяжении более 70 км по прямой прослеживаются обнажения нижнепалеозойских пород, прорванных крупными интрузиями гранодиоритов и диоритов и гранитоидов, среди которых местами

располагаются массивы докембрийских гнейсов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев. Эта чрезвычайно сложно построенная область является, по видимому, юго-западным продолжением описанного выше Нора-Мамынского поднятия. Докембрийские метаморфические породы слагают, в пределах описываемой области, ядра крупных антиклинальных структур — антиклинорий, на крыльях которых выходят отложения тукурингской свиты (Prz—Pz₁). Долина р. Зеи, на протяжении от с. Чигоян до устья р. Селемджи, пересекает три таких антиклинорий с северо-запада на юго-восток: Баргузинский, Ново-Уфимский, Усть-Селемджинский. Пространство между крупными антиклинальными поднятиями занято отложениями метаморфических сланцев, известняков и рассланцованных эффузивов тукурингской свиты, которые слагают синклинии, разделяющие поднятия. О внутреннем строении этих структурных элементов удается судить на основании лишь береговых обнажений р. Зеи, потому что вдали от долины р. Зеи кристаллические породы скрыты под довольно мощным чехлом рыхлых третичных отложений.

Ниже с. Чигоян, в районе ключа Баргузинского, р. Зея пересекает Баргузинский антиклинорий, имеющий асимметричное строение. Узкое ядро антиклинория сложено биотитовыми и биотит-роговообманковыми древними гранито-гнейсами (с зеленым биотитом). Северо-западное крыло антиклинория сложено серыми и черными кристаллическими известняками, смятыми в крутые мелкие складки северо-западного, приближающегося к меридиональному, простирания 340° с углами падения в крыльях 70—75°.

В прослоях тонкослоистых известковистых сланцев, на крыльях таких складок, наблюдается плейчатость. Юго-восточное крыло антиклинория также сложено переслаивающимися между собой серыми, черными и белыми кристаллическими известняками и метаморфическими сланцами тукурингской свиты, смятыми в складки северо-западного простирания 290—300° и прорванными небольшими штоками роговообманкового габбро и биотит-роговообманковых гранитов, а на юго-востоке — крупной интрузией порфировидных биотит-роговообманковых гранитов Зейского массива. Контакт гранито-гнейсов с метаморфическими породами тукурингской свиты — тектонический. Гранито-гнейсы вблизи контакта сильно рассланцованы. Направление плоскостей рассланцевания северо-западное 290° \angle 85° СВ.

Ново-Уфимский антиклинорий, самый крупный из трех, располагается в районе с. Новая Уфа; ядро этого антиклинория сложено также древними докембрийскими образованиями, различного состава гнейсами, амфиболитами, гранито- и диорито-гнейсами, обнажения которых вдоль берегов р. Зеи прослеживаются на протяжении около 30 км между селами Б. Ивер и Громатухой (более 15 км по прямой). На крыльях антиклинория выходят метаморфические сланцы и известняки тукурингской свиты. Внутреннее строение ядра антиклинория весьма сложно. Гнейсы и кристаллические сланцы смяты в крутые складки, на крыльях осложнены мелкой плейчатостью. Гнейсы и кристаллические сланцы инъицированы согласно напластованию гранито- и диорито-гнейсами. Гранито-гнейсы местами образуют более крупные массивы среди парагнейсов.

Простирание складок в пределах ядра древних пород меняется; в западной части господствуют простирания северо-восточные, близкие к меридиональным 10—20° с преобладающим падением на ЮВ под \angle 60—65°. Восточнее, вниз по течению р. Зеи, простирания меняются на северо-восточные 30—40° с преобладающими углами падения 70—80° на ЮВ. На востоке, в районе с. Громатухи, простирание гнейсов приближается

к широтному СВ $70-80^\circ$, с преобладающими падениями крыльев $\angle 70-80^\circ$ на СЗ. В западной и центральной частях массива древних пород на фоне общего северо-восточного простирания складок наблюдается более мелкая поперечная складчатость северо-западного направления, связанная, повидимому, с проявлениями более молодых тектонических движений. Простирание таких отдельных мелких складок северо-западное, близкое к меридиональному — $340-330^\circ$.

В центральной части ядро антиклинория пересечено зоной интенсивного смятия и раздробления, также северо-западного простирания. Ширина зоны смятия около 5 км. В пределах ее гнейсы и гранито-гнейсы сильно раздроблены, катаклазированы и пересечены многочисленными северо-западного простирания дайками молодых, повидимому, мезозойского возраста гранит-порфиров. Простирание даек гранит-порфиров северо-западное $290-330^\circ$, падение крутое. Древние кристаллические породы в пределах описанного ядра антиклинория, кроме того, пересечены дайками и штоками до 15 м в поперечнике габбро и габбро-диабазов, а также небольшими массивами биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов.

Северо-западное крыло Ново-Уфимского антиклинория сложено метаморфическими сланцами, кварцитами и рассланцованными эффузивами тукурингской свиты, смятыми в крутые складки, близко к меридиональному простиранию, с углами падения $80-85^\circ$.

Вблизи контакта с древними кристаллическими породами простирание складок метаморфических сланцев северо-восточное 10° , т. е. совпадающее с простиранием этих кристаллических пород. По мере удаления от контакта простирание изменяется на северо-западное 350° . Вдоль контакта с древними кристаллическими породами метаморфические сланцы пересечены интрузией розовато-серых микроклиновых, биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, содержащих многочисленные ксенолиты метаморфических сланцев тукурингской свиты. Метаморфические породы и граниты пересечены дайками диабазов и габбро-диабазов северо-восточного простирания $30^\circ \angle 85^\circ$ СЗ.

Юго-восточное крыло Ново-Уфимского антиклинория сложено переслаивающимися метаморфическими породами тукурингской свиты — хлоритовыми, эпидот-актинолитовыми, углисто-кремнистыми сланцами, рассланцованными эффузивами с прослоями серых и черных слоистых известняков. Метаморфические породы, слагающие юго-восточное крыло антиклинория, как это хорошо видно в береговых обнажениях р. Зеи, ниже с. Громатухи смяты в крутые складки северо-восточного простирания 70° с крутыми углами падения $60-80^\circ$ в ту и другую сторону; преобладают северо-западные падения. В прослоях хлоритовых сланцев наблюдается сложная гофрировка. Вблизи контакта с древними кристаллическими породами сланцы пересечены многочисленными мелкими чешуйчатыми надвигами.

Ниже по течению р. Зеи распространены метаморфические породы тукурингской свиты, которые содержат довольно мощные пачки слоистых серых и белых известняков и известковистых сланцев, слагающих синклиний между двумя антиклинориями — Ново-Уфимским и Усть-Селемджинским. Метаморфические породы в пределах синклиория интенсивно дислоцированы, смяты в мелкие складки, в прослоях известковистых сланцев сложно гофрированы и пересечены разломами. Простирание мелких складок меняется от северо-западного, близкого к широтному, до северо-восточного 30° .

Метаморфические породы в пределах синклиория пересечены небольшими массивами розовато-серых биотит-роговообманковых гранитов,

трещины отдельности в которых ориентированы преимущественно в двух направлениях СВ $40^\circ \angle 80^\circ$ ЮВ и СЗ $300^\circ \angle 65^\circ$ СВ.

Приблизительно в центральной части синклиория, ниже с. Елихи, наблюдается зона интенсивного смятия, в пределах которой граниты и метаморфические сланцы пересечены многочисленными жилами и дайками серых фельзитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров, мощностью 4—100 м. Простираение даек этих пород в гранитах северо-восточное $20-70^\circ$, падение крутое. Кварцевые порфиры и фельзиты в толщу сланцев проникают по плоскостям рассланцевания и напластования и образуют пластовые дайки близкого к широтному простираения.

В строении Усть-Селемджинского антиклинория принимают участие древние биотит-роговообманковые гнейсы с ортитом, прорванные мощной интрузией крупнокристаллических гранодиоритов.

Гнейсы и гранито-гнейсы среди гранодиоритов сохранились лишь в виде больших и малых ксенолитов. Пара- и ортогнейсы и гранодиориты пересечены в свою очередь многочисленными жилами розовых и красных микроклиновых гранитов. Южное крыло Усть-Селемджинского антиклинория сложено, как и в вышеописанных антиклинориях, метаморфическими сланцами тукурингской свиты (Prz—Pz₁). Сланцы интенсивно смяты в крутые мелкие складки, местами плейчатые. Простираение складок близко к широтному, с отклонением от СЗ 280° до СВ 80° . Метаморфические сланцы пересечены интрузией красных микроклиновых гранитов и многочисленными жилами и дайками красных микроклиновых гранит-порфиров и пегматитов.

В области северного контакта гранитов с вмещающими метаморфическими сланцами проходит зона разломов. Граниты интенсивно милонитизированы, пересечены мелкими чешуйчатыми надвигами; простираение отдельных зон милонитизации в гранитах северо-восточное 80° .

На водоразделе рек Мамына и Норы, в нижнем течении р. Мамына, ниже устья р. Гари, в пределах Нора-Мамынского поднятия, на сложно-дислоцированные отложения тукурингской свиты Мамынского синклинального прогиба, по данным А. З. Лазарева и др. (1950), налегают девонские сахаровидные кварцевые песчаники с прослоями аркозовых песчаников и глинистых сланцев.

Девонские отложения имеют здесь мощность 500—600 м и образуют пологую, наложенную мульду северо-восточного простираения.

Протяженность мульды по простираению около 25 км при максимальной ширине 9 км. На юго-востоке девонские отложения мульды ложатся трансгрессивно и несогласно на метаморфические породы, но общее простираение мульды приблизительно совпадает с господствующим здесь северо-восточным простираением метаморфической толщи протерозоя — нижнего палеозоя.

3. Норский синклиорий

Севернее Нора-Мамынского поднятия располагается Норский синклиорий. В его строении участвуют мощная (широко распространенная в бассейне р. Норы) толща песчано-сланцевых и вулканогенных отложений силура, толща грубообломочных отложений девона, а также интрузии габбро и габбро-диабазов и гранитоидов.

С севера Норский синклиорий ограничен полосой мощных излияний молодых верхнемезозойских и третичных эффузивных пород, вытянутой в северо-западном, близком к широтному, направлении, более чем на 200 м.

трещины отдельности в которых ориентированы преимущественно в двух направлениях СВ $40^\circ \angle 80^\circ$ ЮВ и СЗ $300^\circ \angle 65^\circ$ СВ.

Приблизительно в центральной части синклинория, ниже с. Епихи, наблюдается зона интенсивного смятия, в пределах которой граниты и метаморфические сланцы пересечены многочисленными жилами и дайками серых фельзитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров, мощностью 4—100 м. Простираание даек этих пород в гранитах северо-восточное $20-70^\circ$, падение крутое. Кварцевые порфиры и фельзиты в толщу сланцев проникают по плоскостям рассланцевания и напластования и образуют пластовые дайки близкого к широтному простираания.

В строении Усть-Селемджинского антиклинория принимают участие древние биотит-роговообманковые гнейсы с ортитом, прорванные мощной интрузией крупнокристаллических гранодиоритов.

Гнейсы и гранито-гнейсы среди гранодиоритов сохранились лишь в виде больших и малых ксенолитов. Пара- и ортогнейсы и гранодиориты пересечены в свою очередь многочисленными жилами розовых и красных микроклиновых гранитов. Южное крыло Усть-Селемджинского антиклинория сложено, как и в вышеописанных антиклинориях, метаморфическими сланцами тукурингской свиты (Prz—Pz₁). Сланцы интенсивно смяты в крутые мелкие складки, местами плейчатые. Простираание складок близко к широтному, с отклонением от СЗ 280° до СВ 80° . Метаморфические сланцы пересечены интрузией красных микроклиновых гранитов и многочисленными жилами и дайками красных микроклиновых гранит-порфиров и пегматитов.

В области северного контакта гранитов с вмещающими метаморфическими сланцами проходит зона разломов. Граниты интенсивно милонитизированы, пересечены мелкими чешуйчатыми надвигами; простираание отдельных зон милонитизации в гранитах северо-восточное 80° .

На водоразделе рек Мамына и Норы, в нижнем течении р. Мамына, ниже устья р. Гари, в пределах Нора-Мамынского поднятия, на сложно-дислоцированные отложения тукурингской свиты Мамынского синклинального прогиба, по данным А. З. Лазарева и др. (1950), налегают девонские сахаровидные кварцевые песчаники с прослоями аркозовых песчаников и глинистых сланцев.

Девонские отложения имеют здесь мощность 500—600 м и образуют пологую, наложенную мульду северо-восточного простираания.

Протяженность мульды по простираанию около 25 км при максимальной ширине 9 км. На юго-востоке девонские отложения мульды ложатся трансгрессивно и несогласно на метаморфические породы, но общее простираание мульды приблизительно совпадает с господствующим здесь северо-восточным простираанием метаморфической толщи протерозоя — нижнего палеозоя.

3. Норский синклинорий

Севернее Нора-Мамынского поднятия располагается Норский синклинорий. В его строении участвуют мощная (широко распространенная в бассейне р. Норы) толща песчано-сланцевых и вулканогенных отложений силура, толща грубообломочных отложений девона, а также интрузии габбро и габбро-диабазов и гранитоидов.

С севера Норский синклинорий ограничен полосой мощных излияний молодых верхнемезозойских и третичных эффузивных пород, вытянутой в северо-западном, близком к широтному, направлении, более чем на 200 м.

На юге граница синклинория проходит в области контакта силурийских отложений с метаморфическими породами тукурингской свиты. В бассейне р. Мамына в области этого контакта проходит крупная зона разлома.

К северо-востоку и северо-западу вдоль южной границы Норского синклинория цепочкой располагаются изолированные участки распространения покровов молодых верхнемезозойских излияний эффузивов.

Описание внутреннего строения изученного нами в 1951 г. Норского синклинория начнем с востока, с бассейна р. Норы, где слагающие его силурийские отложения наиболее широко распространены.

На участке долины р. Норы, пересекающей Норский синклинорий почти вкрест простирания, последний, достигая 25 км ширины, состоит из двух частей: глубокого Норского синклинального прогиба, сложенного верхнесилурийскими и девонскими отложениями, и северного антиклинального поднятия, сложенного интрузией каледонских розовых, микроклиновых, двуслюдяных гранитов, с ксенолитами гнейсов, и интрузией серых порфировидных плагиогранитов, прорывающих силурийские отложения.

Внутреннее строение Норского синклинального прогиба, имеющего в долине р. Норы ширину 17 км, можно наблюдать в береговых обнажениях р. Норы, в интервале между устьями рек Клинихи и Смолихи. Наиболее хорошо обнажено северное крыло синклинального прогиба. На участке, расположенном ниже устья р. Клинихи, по правобережью р. Норы, глинистые песчаные сланцы, слагающие северное крыло, смяты в прямые, открытые и асимметричные коробчатые складки северо-западного простирания $300-340^\circ$. Амплитуда складок 150—200 м. Самая северная антиклинальная складка имеет асимметричную коробчатую форму, юго-западное ее крыло падает под $\angle 40^\circ$ на ЮЗ. Замковая часть складки, шириной около 100 м, волнисто изогнута. Северо-восточное крыло ее запрокинута к северо-востоку, в сторону северного антиклинального поднятия и разорвано сбросом северо-западного простирания. Падение северо-восточного крыла 75° на ЮЗ, при простирании СЗ 340° . Южнее толща верхнесилурийских отложений на протяжении около 7 км моноклинально падает на ЮЗ, при простирании слоев северо-запад 340° . Углы падения слоев колеблются в пределах от $\angle 30^\circ$ до $\angle 60^\circ$ на ЮЗ, с преобладанием углов падения 40° . К северу от сопки Острой располагается замок Норского синклинального прогиба.

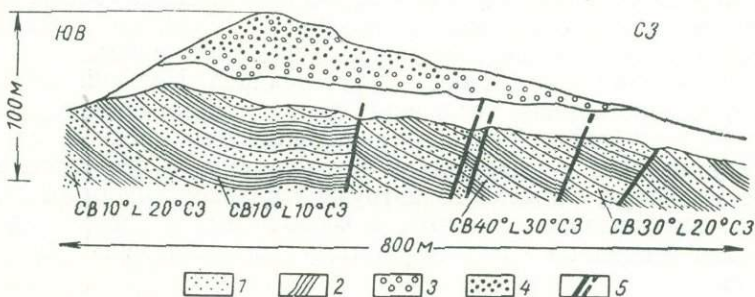
Юго-западное его крыло более пологое; углы падения слоев от 10 до 30° на СВ при простирании СЗ $290-300^\circ$.

Верхнесилурийские отложения в пределах прогиба прорваны интрузиями габбро и габбро-диабазов. Оливиновые габбро образуют небольшие, до 0,5 км в поперечнике, секущие тела, располагающиеся в осевой части Норского синклинального прогиба, к северу от сопки Острой. Авгитовые габбро и габбро-диабазы образуют как секущие, так и пластовые тела в крыльях синклинального прогиба, причем от более крупных тел авгитового габбро отщепляются более мелкие апофизы, образующие пластовые дайки, 10—15 м мощности, габбро-диабазов.

Описанная структура синклинального прогиба осложнена многочисленными дизъюнктивными нарушениями различного масштаба. Ряд мелких ступенчатых сбросов в толще верхнесилурийских отложений можно наблюдать в береговых обрывах сопки Острой, в юго-западном крыле прогиба. Ступенчатыми взбросами, амплитуда которых не превышает 4 м, здесь пересекаются моноклинально падающие, слабоволнисто-изогнутые слои фаунистически охарактеризованных силурийских отложений.

Простираение взбросов северо-западное 300° , падение $\angle 60-80^\circ$ на ЮЗ, вдоль плоскостей взбросов наблюдаются зоны дробления 0,5 м мощности. Вблизи взбросов слои силурийской толщи несколько запрокинуты вверх и имеют более крутые, до 30° углы падения, по мере удаления от взбросов быстро выполаживаются до $20-15^\circ$ (фиг. 34).

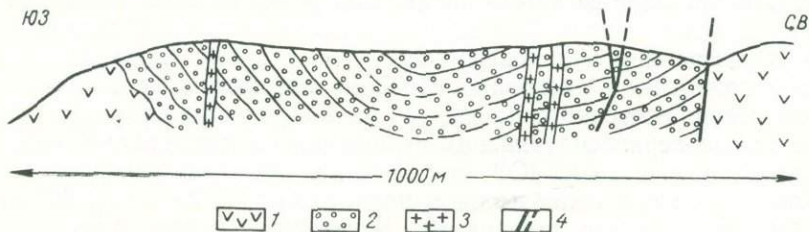
Вблизи плоскостей взбросов отложения силура сильно кливажированы, простираение трещин кливажа СЗ $280-300^\circ \angle 80^\circ$ ЮЗ.



Фиг. 34. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Норы, сопка Острая:

1 — зеленовато-серые песчанки (S_1); 2 — зеленовато-серые песчаные сланцы с фауной (S_2); 3 — мелкогалечные кварцевые конгломераты (D); 4 — светлые кварцевые песчанки (D); 5 — взбросы.

Более крупные разломы наблюдаются как в юго-западном, так и в северо-восточном крыле синклинального прогиба. Амплитуда таких разломов не менее нескольких сот метров, потому что по ним соприкасаются толщи силура и вышележащих девонских отложений.



Фиг. 35. Наложённая мульда девона. Зарисовка обнажения на правобережье р. Норы, ниже устья р. Клинихи:

1 — диабазовые порфириды (S_2); 2 — светлые кварцевые песчанки и мелкогалечные конгломераты (D?); 3 — кварцевые порфиры; 4 — сбросы.

Девонские отложения — светлые грубозернистые сахаровидные кварцевые песчанки и мелкогалечные конгломераты — залегают в Норском синклинальном прогибе на дислоцированных силурийских отложениях трансгрессивно и несогласно, как это хорошо видно на сопке Острой (фиг. 34). В пределах Норского синклинального прогиба девонские отложения образуют три наложенных мульды северо-западного простираения. Залегание девонских отложений в пределах этих мульд пологое, но местами вблизи зон разломов слои девонских отложений стоят «на головах». Самая северная наложенная мульда девона располагается на водоразделе правых притоков р. Норы, рек Клинихи и Даенихи, ширина ее не превышает 1—1,5 км. На севере эта мульда оборвана сбросом (фиг. 35) северо-западного простираения, по которому светлые кварцевые конгломераты соприкасаются с силурийскими диабазовыми порфиритами. Последние вблизи контакта раздроблены, пересечены многочисленными

кварц-кальцитовыми жилками. Конгломераты вблизи разломов пересечены рядом более мелких сбросов того же северо-западного простирания 310° , $\angle 85^\circ$ ЮЗ. Девонские конгломераты, как это хорошо видно в обнажениях правого берега долины р. Норы, у озера-старицы Бесконечного,¹ образуют пологую асимметричную мульду с более крупным юго-западным и более пологим северо-восточным крылом. Падение слоев юго-западного крыла $\angle 25-30^\circ$ на СВ при простирании СЗ 330° , падение слоев северо-восточного крыла от $\angle 0-10^\circ$. Повидимому, так же осложнена разломами и наложенная мульда девона сопки Острой, потому что светлые кварцевые конгломераты, пологолежащие на вершине сопки Острой, на высоте нескольких десятков метров выше уровня р. Норы, сразу же ниже по течению р. Норы выходят у подножья сопки Грящинской на уровне р. Норы, являясь, повидимому, опущенными по сбросу.

Ниже по течению р. Нора пересекает третью наложенную мульду девона, сложенную теми же мелкогалечными сахаровидными кварцевыми конгломератами и песчаниками. Последние здесь обнажаются в пределах крупной зоны разлома. Слои песчаников и мелкогалечных конгломератов стоят почти «на головах» (углы падения $60-80^\circ$) пересечены многочисленными чешуйчатыми надвигами. Простирание слоев девона здесь северо-западное $280-290^\circ$, $\angle 60-70^\circ$ СВ. Простирание чешуйчатых надвигов и сбросов совпадает с простиранием толщи. Мощность зон дробления вдоль плоскостей чешуйчатых надвигов и мелких сбросов не превышает 0,5 м. Вся толща конгломератов и песчаников сильно кливажирована, наблюдаются многочисленные зеркала скольжения. Местами песчаники и конгломераты пересечены кварцевыми жилами мощностью до 10 см.

Северное антиклинальное поднятие располагается к северу от Норского синклиналиного прогиба севернее сопки Змеиной. С юга его ограничивает экструзия кварцевых порфиров сопки Змеиной. На севере антиклинальное поднятие граничит с полосой молодых излияний различного состава порфиритов, андезитов и андезит-базальтов, отделяющих Норский синклинорий от Джагдинского поднятия. В строении этого поднятия принимают участие древние каледонские гранитоиды, среди которых сохранились ксенолиты гнейсов, послесилурийские и более молодые магматические образования.

Ввиду плохой обнаженности нам удалось изучить лишь небольшой участок северного антиклинального поднятия в районе сопки Осетровой. Здесь серые порфировидные биотит-роговообманковые плагиограниты прорывают розовые микроклиновые двуслюдяные древние каледонские граниты. Плагиограниты содержат многочисленные ксенолиты кровли в виде роговиков и диабазовых порфиритов, входящих в состав толщи силура. Плагиограниты милонитизированы, пересечены многочисленными разломами типа сбросов северо-западного простирания 300° , а на северном склоне сопки Осетровой — сбросами северо-восточного простирания. Вдоль плоскостей сбросов, обычно крутопадающих, граниты сильно раздроблены, милонитизированы. К некоторым из таких разломов приурочены тончайшие жилки хлорита, актинолита и эпидота с многочисленными включениями мелких зерен магнетита.

По разломам, осложняющим складчатые структуры как Норского синклиналиного прогиба, так и северного антиклинального поднятия, местами проникли молодые мезозойские гипабиссальные интрузии и экструзии. Милонитизированные граниты сопки Осетровой пересечены многочисленными жилами кварцевого кератофира, мелкокристаллических

¹ Название дано нами в 1951 г.

диоритов и диорит-порфиров северо-восточного простирания. В пределах северного крыла Норского синклиналичного прогиба также наблюдается ряд даек кварцевых порфиров и довольно крупный шток граносциенит-порфиров. Повидимому, также по разломам вдоль границы Норского прогиба и Нора-Мамынского поднятия выходят дайки мелкокристаллических диоритов.

В бассейне р. Мамына строение Норского синклинория усложняется. Прекрасные береговые обнажения этой реки на отдельных участках, как и в долине р. Норы, позволяют изучить внутреннюю структуру синклинория. В центральной части Норского синклинория появляется крупное Инканское антиклинальное поднятие, к северу и к югу от которого располагаются Северный и Южный синклиналичные прогибы, сложенные силурийскими осадочными и вулканогенными образованиями. Девонские отложения в долине р. Мамына более широко распространены, чем в долине р. Норы, образуя ряд крупных наложенных мульд северо-восточного и северо-западного, близкого к широтному, простирания. Сильно возрастает роль дизъюнктивных нарушений, которые в долине р. Мамына распространены исключительно широко и играют существенную роль в структуре синклинория.

Инканское антиклинальное поднятие, разделяющее Северный и Южный синклиналичные прогибы, сложено древними докембрийскими амфиболовыми сланцами и амфиболитами, прорванными крупной интрузией диоритов и габбро. Местами амфиболиты, а также габбро и диориты пересечены многочисленными жилами розовых гранитов и пегматитов. На севере диориты прорваны крупной интрузией биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов. Приблизительно в центральной части Инканского антиклинального поднятия на все эти образования трансгрессивно и несогласно налегают пестроцветные девонские отложения, образуя наложенную мульду северо-восточного простирания, пересеченную тектоническими разломами.

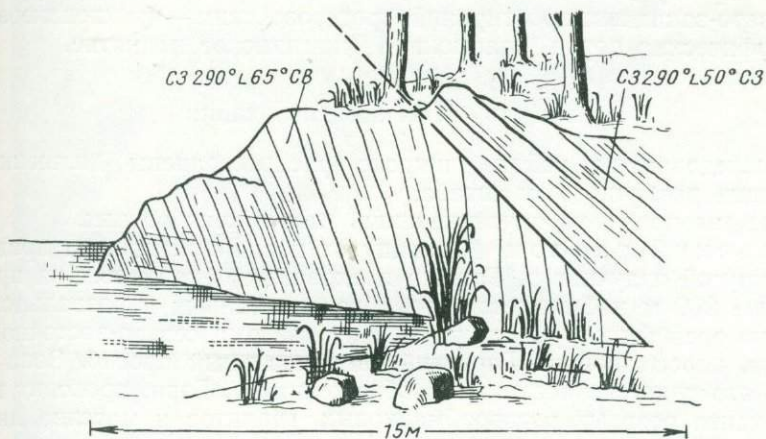
На границе Инканского антиклинального поднятия и Южного синклиналичного прогиба располагается другая наложенная мульда девона, тоже северо-восточного простирания, обрамленная с северо-запада и юго-востока крупными тектоническими разломами северо-восточного простирания. Длина мульды около 30 км при ширине 4—6 км. Северо-западный разлом представляет собой крупный мамынский надвиг, подробно описанный ниже, по которому древние сильно развальцованные зеленокаменные породы габбро и амфиболиты надвинуты на красноватые аркозовые песчаники девонского возраста. Плоскость надвига волнисто изогнута и падает на северо-запад, в сторону древних толщ под $\angle 50^\circ$.

На юго-востоке между девонскими и более древними отложениями тоже проходит крупный разлом типа крутопадающего сброса, сопровождающегося рядом более мелких ступенчатых сбросов. Девонские отложения между этими двумя разломами имеют простирание СВ $50-60^\circ$ и моноклинально падают на СЗ. Углы падения от 15° , с юга на север, постепенно возрастают до 25° по направлению к крупному встречному мамынскому надвику.

На границе Инканского антиклинального поднятия и Северного синклиналичного прогиба симметрично располагается девонская наложенная мульда, также осложненная разломами. В строении ее принимают участие светлые желтовато-серые девонские песчаники, залегающие на биотитовых и биотит-роговообманковых гранитах, в основании содержащие многочисленные, почти не окатанные обломки этих гранитов. Толща

девонских песчаников имеет северо-западное, близкое к широтному, простирание 290° . В обнажениях р. Мамына удается наблюдать лишь одно южное крыло мульды, осложненное разломами (фиг. 36), в котором слои моноклинально падают на СВ, с углами падения от пологих в центральной части мульды до $\angle 65^\circ$ близ южного ограничения мульды.

К северу от северного силурийского синклиналиного прогиба, по данным А. З. Лазарева и др. (1951), располагается еще одна наложенная мульда широтного простирания, сложенная сахаровидными мелкогалечными кварцевыми конгломератами и песчаниками, повидимому тоже девонского возраста.



Фиг. 36. Надвиг внутри толщи серых аркозовых песчаников. Правый берег р. Мамына, верхнее течение.

Северный синклиналиный прогиб располагается в верхнем течении р. Мамына непосредственно к югу от полосы излияний молодых эффузивов, отделяющей Норский синклинорий от Джагдинского поднятия, и к северу от Инканского антиклиналиного поднятия. В строении Северного синклиналиного прогиба принимает участие мощная толща зеленовато- и фиолетово-серых песчаников и песчаных сланцев, в которых ниже устья р. Сахатихи найдена фауна верхнего силура. Силурийские отложения в пределах прогиба интенсивно дислоцированы, поставлены «на голову», падение слоев $\angle 85-90^\circ$ на ЮЗ. Простирание складок силурийской толщи северо-западное 280° .

Южный синклиналиный прогиб располагается к югу от Инканского поднятия и в большей своей части перекрыт описанной выше наложенной мульдой девона. В береговых обнажениях р. Мамына, ниже устья ключа Микиткина, вскрыто лишь южное крыло синклиналиного прогиба северо-восточного простирания, зажатое между двумя зонами разлома северо-восточного простирания, мамынским надвигом и крупной зоной разлома, отделяющей Норский синклинорий от Нора-Мамынского поднятия.

В строении южного крыла синклиналиного прогиба принимают участие метаморфизованные эффузивно-осадочные породы тукурингрской свиты, песчаники и эффузивы, повидимому, силурийского возраста. Породы эти сильно смяты, рассланцованы, поставлены «на голову» и пересечены пластовыми интрузиями габбро-диабазов, дайками молодых верхнемезозойских гранодиорит- и гранит-порфиров.

Как видно из приведенного описания, складчатые структуры Норского синклинория при переходе из бассейна р. Норы в бассейн р. Мамына меняют простирание с северо-западного на северо-восточное, повторяя дугообразный изгиб описанных выше более древних структур. В северной части Норского синклинория этот изгиб сильно выполаживается. В долине р. Мамына с юга на север наблюдается постепенное изменение простирания складчатых структур с северо-восточных в Южном синклинальном прогибе на широтные и затем северо-западные, близкие к широтным в Северном прогибе. Такое изменение простираний складчатых структур Норского синклинория с юга на север, по направлению к хребту Джагды, связано, повидимому, с влиянием региональных северо-западных простираний протерозойских — нижнепалеозойских метаморфических пород, слагающих Джагдинское поднятие.

4. Дизъюнктивные дислокации

В исследованном районе широко распространены дизъюнктивные дислокации различного масштаба.

Ниже мы приведем описание лишь главнейших из них.

Гарьский разлом. К западу от пос. Гарьского, на правом берегу в крутой излучине р. Гари, в прекрасных обнажениях на протяжении более 200 м наблюдается зона брекчированных и развальцованных пород, которая фиксирует крупную зону разлома северо-восточного простирания, пересекающую Гарьский синклинальный прогиб. Зона разлома, как это удается наблюдать в обнажениях р. Гари, проходит в области контакта розовых роговообманковых гранитов и массива диоритов и габбро.

Строение этой зоны разлома довольно сложно. Она образована целой системой параллельных крутопадающих на северо-запад сбросов и чешуйчатых надвигов. Простирание последних в пределах зоны Гарьского разлома меняется от СВ 60° до СВ 40°. На фоне общего катаклаза и развальцевания пород в пределах всей зоны разлома, вдоль плоскостей сбросов и чешуйчатых надвигов наблюдаются зеркала скольжения, а также интенсивное раздробление и милонитизация пород с многочисленными мелкими веретенообразно изогнутыми зеркалами скольжения. Мощность таких отдельных мелких зон милонитизации колеблется в пределах 0,5—10 м.

Амплитуда смещения в пределах Гарьского разлома, повидимому, достаточно велика, потому что в отдельных клиньях вдоль плоскостей чешуйчатых надвигов и сбросов среди розовых биотит-роговообманковых плагиогранитов и диоритов зажаты древние метаморфические породы, рассланцованные роговообманковые и биотитовые гранито-гнейсы с ортитом.

На протяжении почти всего обнажения в различных породах наблюдаются крупные и мелкие зеркала скольжения, различно ориентированные. Поверхность отдельных зеркал скольжения волнисто изогнута.

В пределах зоны разлома выходят следующие породы: розовые лейкократовые биотит-роговообманковые плагиограниты, роговообманковые габбро, диориты, роговообманковые и биотитовые гранито-гнейсы с ортитом, гранодиорит-порфиры с магнетитом и титанитом.

Жилы гранита пересекают габбро и диориты. В зонах интенсивного развальцевания мелкие жилы гранитов разорваны и зажаты среди диоритов в виде небольших чечевицеобразных тел, размером до 1 м в длину и 25—30 см в поперечнике.

Изучение брекчий и милонитов различных пород Гарьского разлома под микроскопом, а также относительно слабо катаклазированных тех же пород вблизи разлома позволило установить следующее: все находящиеся в пределах описанной зоны Гарьского разлома породы без исключения содержат в том или ином количестве вкрапленность магнетита и реже гематита.



Фиг. 37. Брекчия гранита, сцементированная эпидотом, хлоритом и магнетитом. $\times 46$.

Породы здесь обычно сильно изменены, серицитизированы, хлоритизированы и эпидотизированы. Магнетит образует вкрапленность в виде мельчайших обычно идиоморфных, реже неправильной формы зерен. Размер их от 0,5 мм в поперечнике до тончайших пылевидных. Вкрапленность магнетита часто приурочена к темноцветным минералам, но местами содержится не только среди темноцветных минералов, но и в виде включений в плагиоклазах, замещенных серицитом. Тончайшие зерна магнетита вместе с чешуйками серицита буквально переполняют зерна плагиоклаза в розовато-серых плагиогранитах.

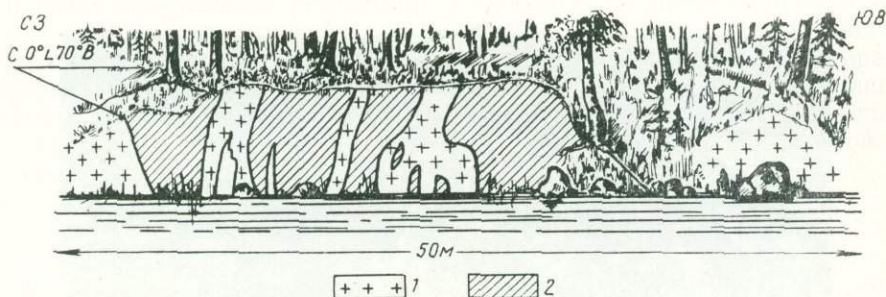
Брекчии гранитов состоят из различной величины и неправильной формы обломков породообразующих минералов, сцементированных в одних местах эпидотом и хлоритом с магнетитом (фиг. 37), в других местах, в пределах той же зоны Гарьского разлома, — хлоритом, кальцитом и магнетитом.

Реже в катаклазированных породах (диоритах) наблюдается окварцевание без вкрапленности магнетита.

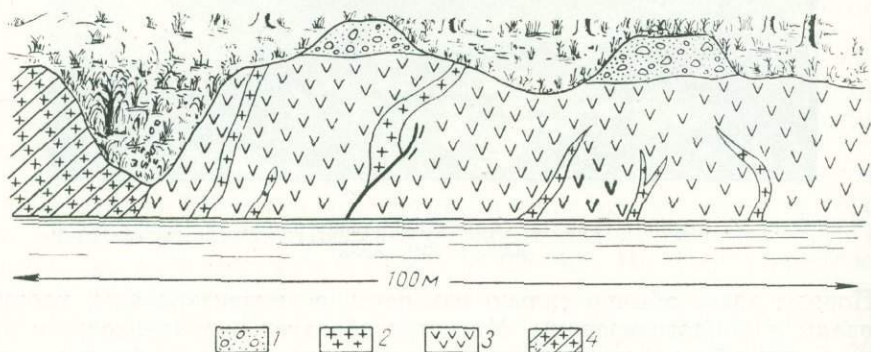
Местами к зонам интенсивного дробления пород приурочены жилы розового аплита, в которых наблюдаются гнездообразные скопления и жилки, постепенно сливающиеся с основной массой породы, яркозеленого эпидота и дымчатого кварца. По трещинкам в аплите наблюдаются тонкие, до 5 мм мощности, жилки магнетита.

Продолжение Гарьского разлома по простиранию прослеживается в северной части Гарьского месторождения. Далее на северо-восток Гарь-

ский разлом прослеживается в естественных обнажениях на правом берегу р. Мамына. На простирании Гарьского разлома здесь промыта небольшая падь, в борту которой выходят сильно рассланцованные зеленые роговообманковые гранито-гнейсы с порфиroidной структурой, пересеченные многочисленными мелкими неправильной формы телами розовых катаклазированных гранитов и аплитов (фиг. 38).



Фиг. 38. Зарисовка обнажения сильно рассланцованных зеленых роговообманковых гранито-гнейсов, пересеченных розовыми биотит-роговообманковыми гранитами и аплитами, на правом берегу р. Мамына, ниже устья р. Лебедихи: 1 — граниты и аплиты; 2 — рассланцованные гранито-гнейсы.



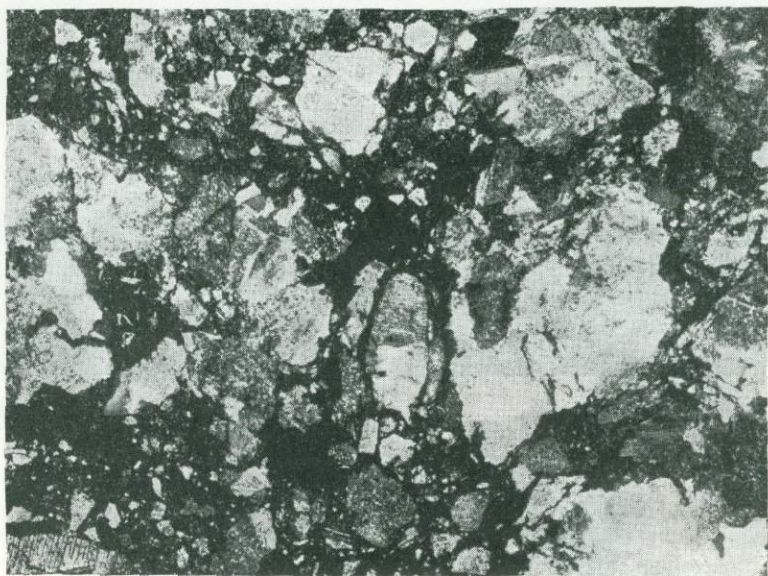
Фиг. 39. Зарисовка обнажения на левом берегу р. Гари, ниже месторождения: 1 — террасовый аллювий; 2 — розовый аплит; 3 — грейзенизированный гранит; 4 — мионитизированный гранит.

Катаклазированные роговообманковые гнейсы сильно хлоритизированы и эпидотизированы, пересечены жилками хлорита и эпидота. Вблизи таких жил в породе наблюдается вкрапленность идиоморфных зерен магнетита. Катаклазированные граниты и аплиты также пересечены сетью жил эпидота и цоизита, местами эпидот и цоизит цементируют мелкие зоны брекчий в аплите.

К юго-востоку от Гарьского разлома располагается вторая, менее крупная зона разломов, проходящая в области контакта диоритов со светлыми двуслюдяными микроклиновыми гранитами. Эта зона разломов имеет также северо-восточное простирание и проходит почти параллельно описанной выше Гарьской.

В обнажениях на правом и левом берегах р. Гари, приблизительно в 6—7 км (по прямой) от возникающего пос. Гарь, наблюдается ряд веерообразно расходящихся крупных надвигов простирания от СВ 70° на западе до СВ 50° на востоке (см. геологическую карту, фиг. 1). Одна часть их проходит в двуслюдяных гранитах вблизи контакта с диоритами (фиг. 39) Усть-Гарьского массива, другая — непосредственно в контакте

или вблизи контакта, в диоритах. Граниты и диориты вдоль плоскостей разломов раздроблены и развальцованы. По трещинам раздробления в гранитах наблюдается интенсивная серицитизация, мусковитизация, местами карбонатизация, хлоритизация и ожелезнение (гидроокислы железа). Жилки серицита и мелколистоватого мусковита местами содержат вкрапленность идиоморфных зерен магнетита.



Фиг. 40. Брекчия гранита, сцементированная хлоритом и магнетитом. $\times 20$. Ник. +.

В восточной части зоны разломов граниты и аплиты, рвущие диориты, сильно брекчированы. Мельчайшие угловатые обломки полевых шпатов и кварца в брекчии гранита сцементированы хлоритом и кальцитом с вкрапленностью большого количества идиоморфных мелких зерен магнетита, различимых только под микроскопом (фиг. 40, 41). Диориты в зоне разлома сильно серицитизированы и хлоритизированы и содержат вкрапленность магнетита и пирита.

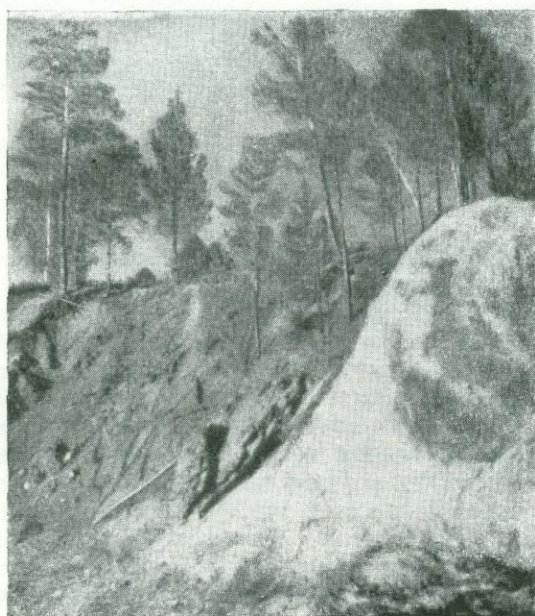
На берегу р. Мамына эта зона разломов прослеживается выше устья ключа Лебедевского. На левом берегу р. Мамына здесь, в прекрасных скальных обнажениях светлых двуслюдяных гранитов наблюдаются три параллельных разлома на расстоянии 30—50 м друг от друга, сопровождающиеся сильным раздроблением гранитов. Породы в зонах раздробления сильно выветрелые, при ударе молотком рассыпаются.

Севернее крупного Гарьского разлома в долине р. Мамына наблюдаются многочисленные более мелкие разломы, также преимущественно северо-восточного простирания. Опишем один, наиболее крупный из них — Мамынский надвиг.

Мамынский надвиг. На левом берегу р. Мамына, приблизительно в 3,5 км (по реке) ниже устья р. Инкан, в прекрасных скальных обнажениях можно видеть, как сильно развальцованные зеленокаменные породы габбро и амфиболиты, пронизанные жилами красного гранита, слагающие Инканское антиклинальное поднятие, надвинуты на красновато-серые массивные аркозовые песчаники свиты пестрых песчаников



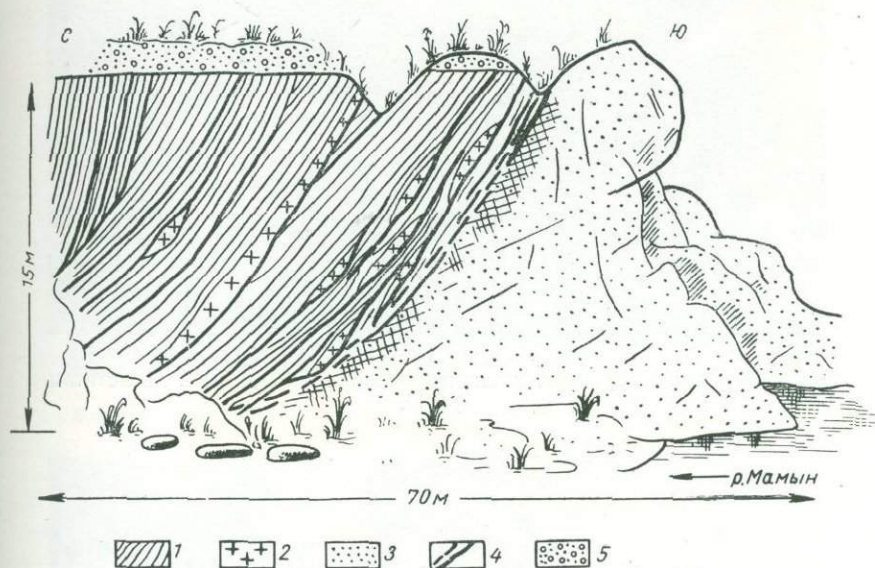
Фиг. 41. Брекчия гранита, сцементированная хлоритом и магнетитом. $\times 20$.



Фиг. 42. Надвиг сильно развальцованных зеленокаменных пород габбро и диоритов на красновато-серые массивные песчаники (D?). Левый берег р. Мамина, ниже устья р. Инкан.

предположительно девонского возраста (фиг. 42, 38), слагающих наложенную мульду на юго-восточном склоне Инканского антиклинального поднятия.

Вблизи плоскости надвига песчаники сильно трещиноваты и буквально пронизаны сетью тонких жилок белого кварца и местами красного гематита. Простираение плоскости надвига северо-восточное 80° , $\angle 50^\circ$ СЗ. По падению плоскость надвига волнисто изогнута. Вдоль плоскости надвига наблюдается жирная на ощупь, бурая и белая глина. Параллельно главному надвигу в толще сильно милонитизированных и развальцованных зеленокаменных пород, пересеченных жилами красного гранита, наблюдается целая серия более мелких чешуйчатых надвигов, местами веерообразно расходящихся. Вдоль плоскостей этих мелких надвигов наблюдается смещение гранитных жил. Последние часто пережаты, залегают в виде чечевицеобразных тел среди милонитов (фиг. 43).



Фиг. 43. Зарисовка зоны надвига на левом берегу р. Мамына, ниже устья р. Инкан:

1 — зеленокаменные породы габбро и диорита; 2 — милонитизированный гранит; 3 — красновато-серые массивные песчаники; 4 — линии надвига; 5 — аллювий.

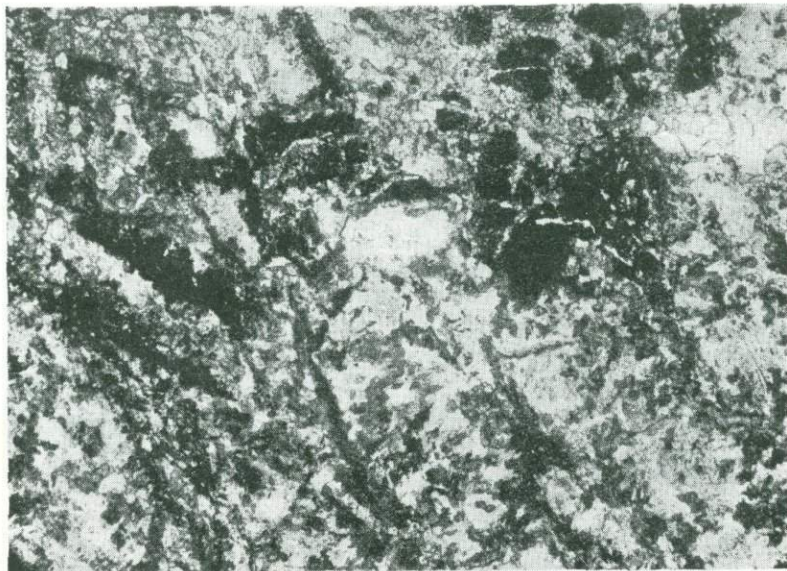
В пределах зоны милонитизации наблюдаются многочисленные мелкие и более крупные зеркала скольжения.

Брекчии сцементированы хлоритом, кальцитом, гидроокислами железа и эпидотом обычно с вкрапленностью мелких идиоморфных зерен магнетита, реже более крупных до 1 мм в диаметре (фиг. 44).

В катаклазированных гранитах также наблюдаются многочисленные мелкие жилки эпидота с магнетитом (фиг. 45).

Зеленокаменные породы в зоне надвига представляют собой мелко раздробленную брекчию гранита или габбро, сцементированных эпидотом и хлоритом, местами с вкрапленностью магнетита. Зеленокаменные породы пересечены здесь мелкими, мощностью до 3 см, жилками кварца и зеленого эпидота. Здесь встречена также жила темнозеленого диорит-порфирифта, не несущего следов катаклаза. Диорит-порфирит эпидотизирован, хлоритизирован и буквально переполнен вкрапленностью идиоморфных зерен магнетита. В качестве акцессорного минерала в диорит-порфирите содержится большое количество идиоморфных крупных кристаллов апатита (фиг. 46).

В 0,5 км выше по течению р. Мамына на том же левом берегу в скальных обнажениях выходят роговообманковые габбро и кварцевые



Фиг. 44. Брекчия гранита, сцементированная кальцитом и магнетитом.
× 46.



Фиг. 45. Катаклазированный гранит, пересеченный жилкой эпидота и магнетита. × 46.

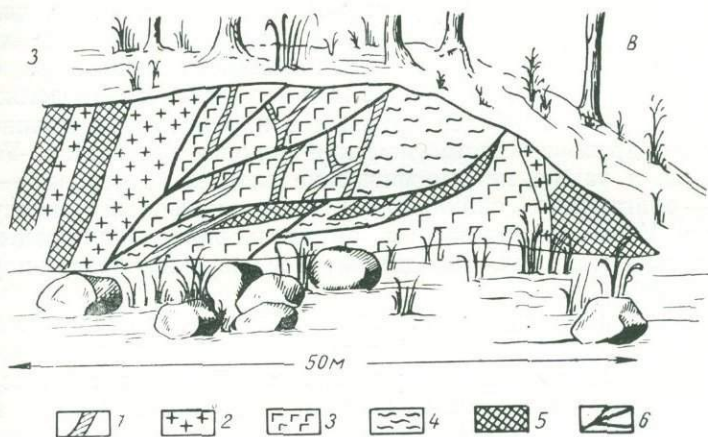
диориты, пересеченные многочисленными жилами розового гранита и аплита. Местами породы сильно развальцованы, превращены в зелено-каменные сланцы, пересечены многочисленными мелкими чешуйчатыми

надвигами (фиг. 47). Граниты и габбро пересечены тонкими жилками кварца.

В габбро и зеленокаменных породах наблюдаются зеркала скольжения, имеющие северо-западное направление $330-350^\circ$, $\angle 60-65^\circ$ ЮЗ.



Фиг. 46. Диорит-порфирит. Шлиф № 163. Зона Мамынского разлома. $\times 46$.



Фиг. 47. Зарисовка обнажения на левом берегу р. Мамына, ниже устья р. Инкан.

1 — жилки белого кварца; 2 — кварцевый диорит, грейзенизированный; 3 — роговообманковое габбро; 4 — сильно измененный гранит (милонитизированный); 5 — зеленокаменная порода; 6 — линии надвигов.

В восточной части обнажения габбро пересечены жилами гранита. И те и другие в свою очередь пересечены дайкой диабазы. Простираение дайки диабазы северо-восточное 80° , $\angle 90^\circ$.

Севернее, вверх по р. Мамыну, наблюдается целая серия более мелких крутопадающих разломов северо-западного простирания, отходящих

под острыми углами от главной Мамынской зоны надвига. Простираение этих разломов с юга на север меняется от СЗ 280° до СЗ 300° (см. геологическую карту, фиг. 1).

Мощность брекчированных пород вдоль плоскостей разломов 30—50 м. Разломы эти наблюдались в диоритах и габбро, розовых роговообманковых гранитах и в пестрых песчаниках (D?). Брекчии диорита и гранитов сцементированы хлоритом, эпидотом и местами сильно актинолитизированы. Трещинки раздробления в розовом граните, выходы которого наблюдаются на правом берегу р. Мамына, в 5 км выше устья р. Инкан, выполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом и магнетитом.

Вкрапленность магнетита в той же минералогической ассоциации (кальцит и хлорит) встречена нами в цементе брекчии плагιοгранита в контакте с рассланцованными эффузивами тукурингрской свиты, в долине р. Мамына, в 3 км выше устья р. Косматой.

Направление крупных зон разлома в долине р. Мамына в общем совпадает с направлением складчатых структур и имеет северо-восточное простираение. Но наряду с господствующими разломами северо-восточного простираения, в долине р. Мамына имеют место и северо-западные разломы.

В долине р. Норы наблюдаются разломы как северо-западного простираения, совпадающие с направлением складчатых структур, так и северо-восточного простираения, секущие эти структуры.

На сопке Осетровой в зоне милонитизированных гранитов, связанных с разломами северо-восточного простираения, наблюдается бедная вкрапленность магнетита и тончайшие актинолит-хлоритовые прожилки с магнетитом.

В долине р. Зеи дизъюнктивные нарушения также имеют место, хотя и встречаются в значительно меньшем количестве, чем в долине рек Мамына и Гари. Подробно на описании этих нарушений мы останавливаться не будем, потому что о них упоминалось выше, при описании структуры Нора-Мамынского поднятия и его Зейского продолжения.

К двум из таких наиболее крупных зон разломов в долине р. Зеи, пересекающих древние кристаллические породы архея Ново-Уфимского антиклинория, а также метаморфические сланцы протерозоя — нижнего палеозоя, — слагающие синклиорий, расположенный между Ново-Уфимским и Усть-Селемджинским антиклинориями, приурочены гипабиссальные тела молодых, повидимому послеюрских, гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Вопрос о возрасте описанных разломов весьма сложен, ибо для большинства из них верхняя возрастная граница не установлена.

Дизъюнктивные дислокации различного масштаба в исследованном районе пересекают все вышеописанные горные породы различного состава и возраста, включая свиту пестрых песчаников (D?) и молодых порфиритов послеюрского возраста. На этом основании часть тектонических разломов, повидимому, следует относить к мезозойскому времени. Некоторые из них послужили каналами для проникновения молодых гипабиссальных интрузий и излившихся эффузивных пород. Несомненно также, что часть из описанных крупных разломов относится к числу более древних. В верховьях р. Мамына устанавливается додевонский возраст отдельных разломов, секущих габбро и диориты, которые перекрыты пестрыми песчаниками (D?).

Сложное строение некоторых из описанных крупных разломов свидетельствует о том, что развитие их было довольно длительным, под-

вижки по этим разломам, повидимому, возобновлялись неоднократно в процессе формирования геологической структуры района.

Структуры кайнозоя. Описанные выше разновозрастные и различно дислоцированные метаморфические осадочные и изверженные породы в южной части исследованного района покрыты почти сплошным чехлом рыхлых третичных (неоген) отложений, покрывающих почти всю поверхность Амура-Зейской равнины.

Рыхлые третичные отложения в северной части равнины залегают горизонтально и лишь в более южных районах (окрестности г. Свободного), по данным М. В. Пиатровского («Нигризолото»), нарушены сбросами небольшой амплитуды.

У. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАРЬСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гарьское железорудное месторождение расположено на Гарьском склоне водораздела между реками Гарь, Лебедихой и Мамыном, в 25 км выше устья р. Гари. Река Гарь впадает справа в р. Мамын. Гарьское месторождение находится в 150 км от устья р. Мамына, впадающего справа в судоходную р. Селемджу.

От г. Свободного (Амурской ж. д.) по прямой месторождение удалено на 150 км.

Коренные породы в районе месторождения скрыты под сплошным чехлом делювиальных отложений, и их можно наблюдать лишь в пределах разведанной части месторождения в многочисленных разведочных канавах и относительно небольшом количестве шурфов.

На глубину (осенью 1950 г.) месторождение было разведано лишь немногими буровыми скважинами. Разведочные работы проведены экспедицией № 248 Дальневосточного геологического управления под руководством гл. инж. А. Кисец. Нами проводились региональные геологические исследования в районе Гарьского месторождения, на самом месторождении были проведены лишь беглые наблюдения и контрольная документация горных выработок с участием сотрудников Дальневосточной экспедиции СОПС. Здесь мы даем самое краткое описание геологического строения Гарьского месторождения на основании наших наблюдений.

Месторождение заключено в толще метаморфических пород тукурингрской свиты, в юго-восточном крыле Гарьского синклинального прогиба северо-восточного простирания.

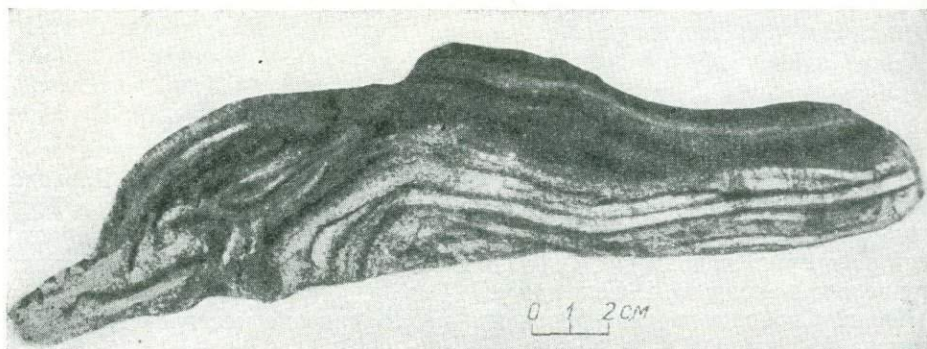
Внутреннее строение этого прогиба еще слабо изучено. Наблюдения над условиями залегания вмещающих пород метаморфической толщи и рудных тел в разведочных канавах и шурфах показывают, что строение юго-восточного синклинального прогиба довольно сложно. Гарьский прогиб параллельно простиранию оси пересечен крупным Гарьским разломом, описанным выше в разделе «Тектоника».

Этот разлом проходит в северной части месторождения, как это видно в канавах по всем без исключения разведочным профилям. Под делювиальным слоем канавами вскрыты сильно выветрелые рыхлые породы (кора выветривания), местами перемятые, с зеркалами скольжения.

Породы эти так изменены, что первичный их состав установить местами почти невозможно. С уверенностью можно говорить лишь, что среди выветрелых пород встречаются сильно рассланцованные, каолинизированные, альбитизированные и актинолитизированные кварцевые

порфиры (порфиroidы). В большинстве случаев в этой зоне распространены красновато-бурые или зеленые глины. По этим глинам о первичном составе пород, из которых они образовались, судить весьма трудно. Среди выветрелых пород морфологически сохранились зоны смятия и скольжения, повидимому, вдоль системы мелких чешуйчатых надвигов.

В пределах разведанной части месторождения метаморфические породы и рудные тела имеют крутое, местами почти вертикальное падение на северо-запад. На фоне такого почти моноклиального падения в вос-



Фиг. 48. Скарнированный тонкослоистый кварц-известковый сланец с магнетитом (черное). Разведочный профиль VI.

точной части месторождения (разведочный профиль VI) в скарнированных тонкослоистых кварц-известковых сланцах наблюдается мелкая сложная складчатость, местами переходящая в пloyчатость (фиг. 48, 49).

В западной части месторождения (разведочный профиль XVI) местами наблюдаются крутые падения слоев на юго-восток, также намечающие более мелкие складки.

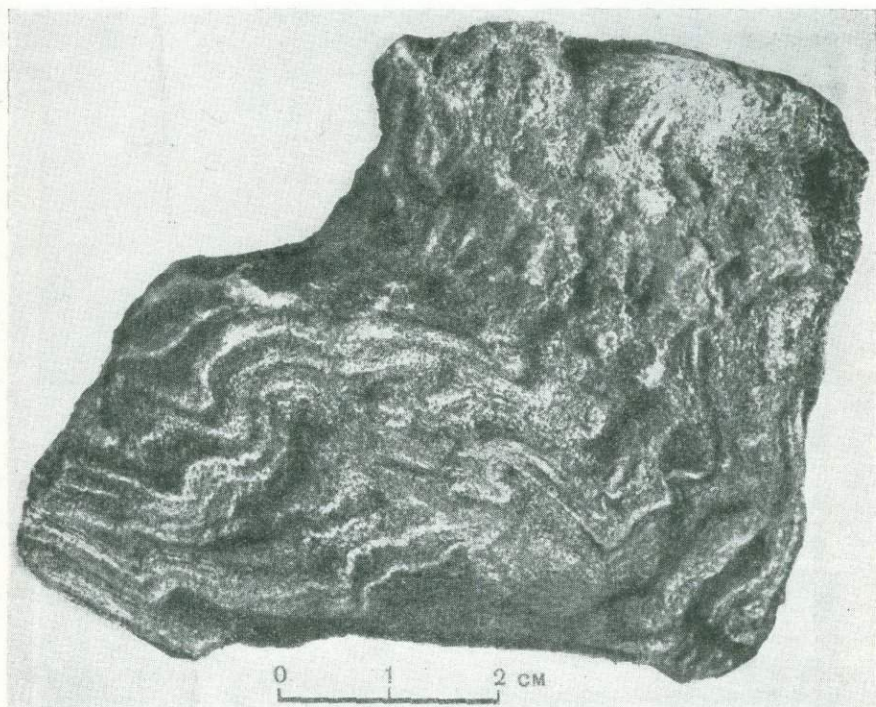
Юго-восточнее месторождения метаморфические породы, вмещающие магнетитовое оруденение, прорваны интрузией габбро и диоритов.

В западной и северо-западной частях месторождения А. А. Кириловым к северу и к югу от крупного Гарьского разлома закартирован ряд сравнительно небольших тел розовых гранитов и аплитов, являющихся отщеплениями крупной интрузии розовато-серых биотит-роговообманковых плагиогранитов, расположенной к юго-западу от месторождения. Мелкие неправильной формы тела плагиогранитов пересекают диориты, как это видно в прекрасных береговых обнажениях р. Гари, выше по течению от месторождения.

Вмещающими породами магнетитовых руд на Гарьском месторождении являются различного состава скарновые породы и роговики. Среди них лишь местами сохранились сравнительно мало измененные — метаморфические породы, по которым можно судить о первичном составе вмещающей толщи. Среди последних в пределах вскрытой канавами части месторождений встречены следующие породы: рассланцованные эффузивы — кварцевые порфиры и порфириты, кварц-известковые сланцы, известняки и метаморфизованные песчаники.

Рассланцованные кварцевые порфиры (порфиroidы) распространены преимущественно в северной части месторождения, близ

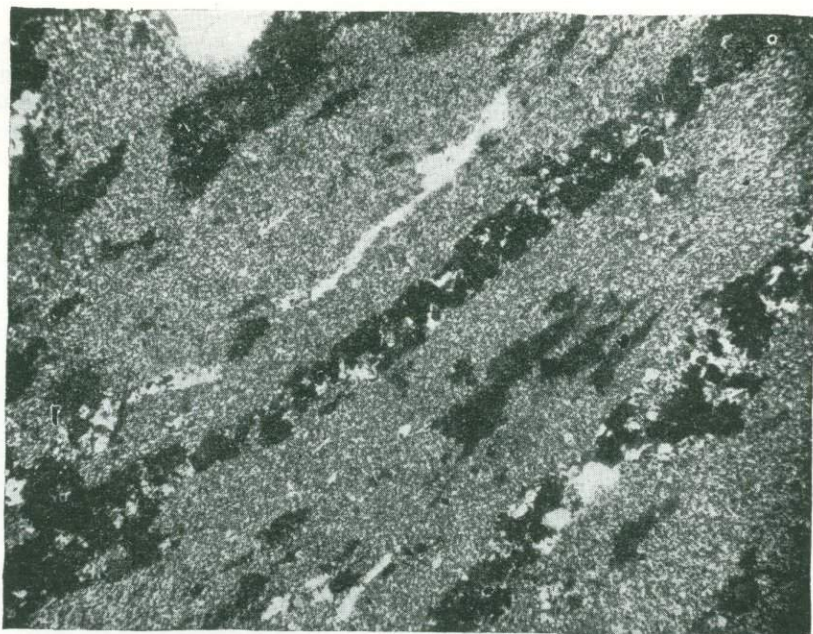
зоны разлома. Это светложелтые породы с порфировой структурой. Вкрапленники в них представлены калиевым полевым шпатом, обычно сильно альбитизированным или полностью замещенным мелкокристаллическим альбитом с шахматной структурой. Основная масса кварцевых порфиров состоит из мелко- или микрокристаллических кварца и калиевого полевого шпата. В небольшом количестве присутствует биотит, обычно хлоритизированный.



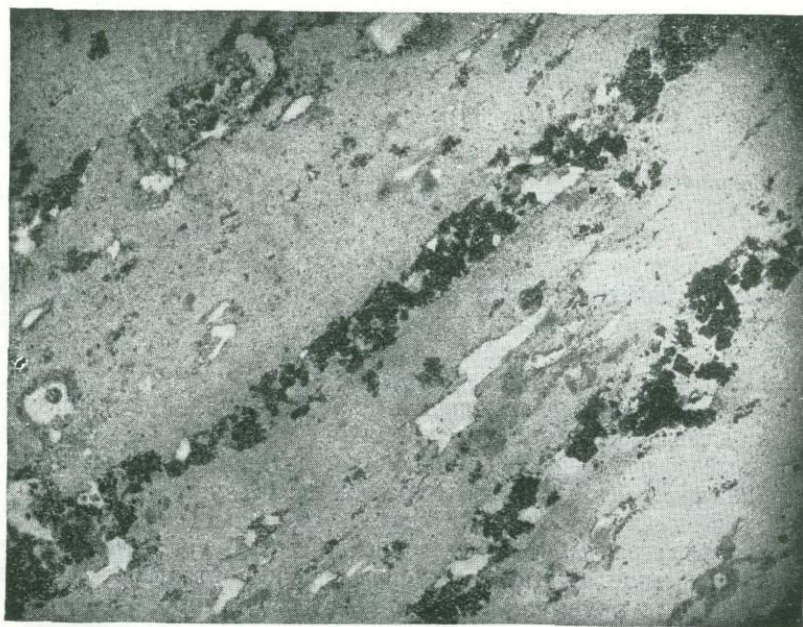
Фиг. 49. Плойчатость в скарнированном кварц-известковом сланце. Черные прослои обогащены магнетитом.

Кварцевые порфиры рассланцованы вдоль плоскостей рассланцевания, часто актинолитизированы, эпидотизированы и иногда хлоритизированы. Обычно совместно с эпидотом и актинолитом вдоль плоскостей рассланцевания наблюдается вкрапленность зерен магнетита. Местами скопления зерен магнетита и эпидота достаточно велики, и они образуют жилки, параллельные сланцеватости пород (фиг. 50, 51). Реже в рассланцованных порфириодах наблюдается окварцевание, причем линзы и жилки кварца также вытянуты параллельно сланцеватости породы.

Рассланцованные роговообманковые и плагиоклазовые порфириты распространены преимущественно в южной части месторождения. Они превращены в актинолитовые, эпидот-актинолитовые сланцы с реликтовой порфировой структурой. Основная масса их состоит из тонких игольчатых кристаллов зеленого актинолита и мелкокристаллических эпидота и цоизита, среди которых сохранились вкрапленники сильно измененных альбитизированных и эпидотизированных полевых шпатов и реже роговой обманки.

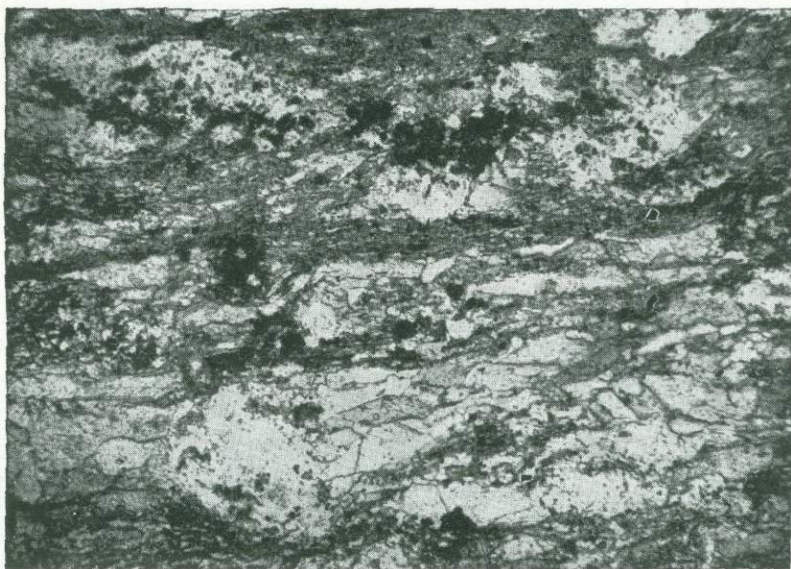


Фиг. 50. Жилки магнетита и кварца в порфириде. $\times 20$. Ник. +.



Фиг. 51. Жилки магнетита и кварца в порфириде. $\times 20$.

Кварц-известковые сланцы серые или зеленовато-серые, тонкослоистые. Они распространены в юго-восточной части месторождения, где вскрыты южными канавами профиля VI. Кварц-известковые сланцы, переслаивающиеся здесь с метаморфическими кварцитовидными песчаниками, обладают тонкослоистой текстурой, которая обусловлена чередованием прослоев, обогащенных кристаллическим кальцитом и микроромбическим кварцем. Кварц-известковые сланцы на этом участке сильно рассланцованы (фиг. 52), эпидотизированы и актинолитизированы, причем актинолит и эпидот обычно приурочены к прослоям, обогащенным кальцитом. В актинолитизированных и эпидотизированных разновидностях местами наблюдается вкрапленность магнетита, причем он приурочен также к прослоям, обогащенным кальцитом.



Фиг. 52. Кварц-известковый сланец с магнетитом и актинолитом. $\times 46$.

Известняки на месторождении сохранились лишь в ряде небольших участков среди различного состава скарновых пород и преимущественно в восточной части месторождения. Известняки — серые, зеленовато-серые, розовато-серые и реже черные мраморизованные породы, обычно содержащие в том или ином количестве включения актинолита, эпидота, магнетита или граната; неизменные известняки на месторождении не встречены. Скарнированные известняки связаны постепенными переходами с типичными скарнами различного состава.

Метаморфизованные песчаники, зеленовато-серые, плотные кварцитовидные породы со сланцевой текстурой. Среди них различаются мелко- и грубозернистые разновидности (фиг. 53). Они состоят из угловатых или слабо окатанных зерен кварца и плагиоклаза, в цементе песчаников присутствуют мелкокристаллический эпидот и микролиты актинолита. Местами более крупные зерна эпидота и актинолита обра-

зуют гнездообразные скопления в породе. Метаморфизованные песчаники местами рассланцованы и переходят в песчанистые сланцы. Песчанистые сланцы в юго-восточной части месторождения переслаиваются с кварц-известковыми сланцами. Местами они пересечены вкрест слоистости мелкими жилками эпидота, актинолита и магнетита.

Сильно эпидотизированные и актинолитизированные песчаники переходят в роговики.

Наиболее распространены на месторождении скарны и другие измененные породы различного состава и структуры. Альбитовые породы с магнетитом, гранатом, скаполитом (?), апатитом, эпидотом и актинолитом; гранатовые скарны, эпидотовые, эпидот-хлоритовые, актинолит-эпидотовые, актинолитовые породы с магнетитом и магнетитовые скарны.

В значительно меньшем количестве на месторождении распространены различного состава роговики и роговиковые сланцы.

Особенно широко распространены на месторождении альбитовые породы, выходы которых сосредоточены главным образом в западной части месторождения.

Альбитовые породы весьма разнообразны по составу и структуре, от мелко- до крупнокристаллических разновидностей, местами со сферолитовой структурой.

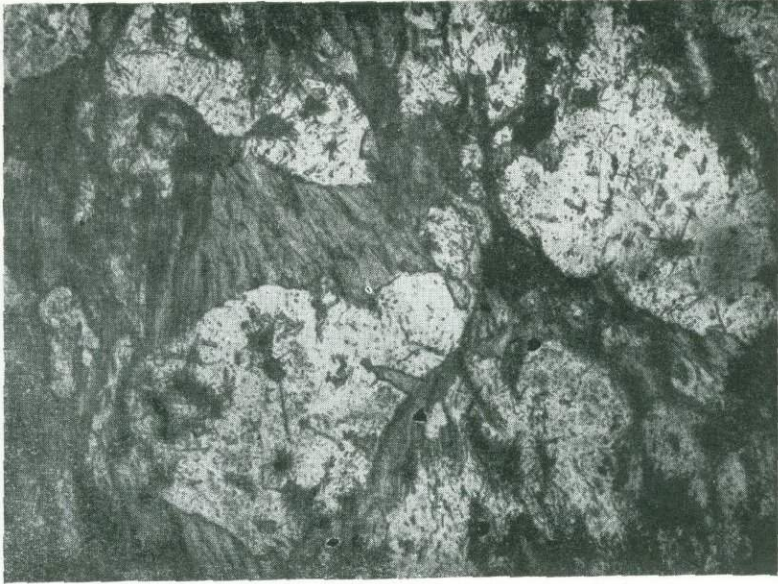
Минералогический состав альбитовых пород весьма разнообразен: альбит, гранат, микроклин, апатит, актинолит, эпидот, цоизит, магнетит, хлорит и кальцит.

По структурам среди альбитовых пород можно выделить следующие три группы: крупнокристаллические, мелкокристаллические с реликтовой порфировой структурой и крупнокристаллические со сферолитовой структурой.

1. Крупнокристаллические альбитовые породы состоят из крупных неправильной формы зерен бурого граната, магнетита, микроклина, нередко крупных идиоморфных кристаллов апатита (фиг. 54). Промежутки между перечисленными минералами выполнены вторичным мелкокристаллическим альбитом с характерной шахматной структурой и в меньшем количестве актинолитом, эпидотом и хлоритом. Местами среди мелкокристаллического альбита сохранились крупные кристаллы микроклина с характерной решетчатой структурой, частично замещенного шахматным альбитом. Количественные соотношения минералов в альбитовых породах сильно колеблются. Преобладает обычно шахматный альбит. В большом количестве содержатся гранат и магнетит, содержание магнетита нередко достигает 40% общей массы породы. Гранат также обычно присутствует в значительном количестве, но местами отсутствует. Зерна его бурые, изотропные, реже аномальные, анизотропные. Анизотропные гранаты имеют зональную структуру. Центральные части кристаллов бурые, периферические — бесцветные, анизотропные.

Апатит присутствует не всегда, но довольно часто в виде отдельных крупных кристаллов или гнездообразных скоплений крупных кристаллов.

Актинолит и эпидот образуют в породе неправильной формы гнездообразные скопления среди альбитовой массы породы. Местами жилки эпидота и актинолита пересекают магнетит и гранат и образуют в них небольшие скопления. Иногда поры в зернах магнетита или граната заполнены хлоритом.



Фиг. 53. Метаморфизованный грубозернистый песчаник с актинолитовым цементом. Разведочный профиль VI. $\times 46$.



Фиг. 54. Апатит и гранат в альбитовой породе. $\times 90$.

В химической лаборатории Геологического сектора ИГН АН СССР аналитиком А. Н. Разживиной произведен полный силикатный анализ крупнокристаллической альбитовой породы (обр. 190).

Оксиды	Весовое количество	Оксиды	Весовое количество
SiO ₂	53,59	Na ₂ O	5,48
TiO ₂	0,94	K ₂ O	1,33
Al ₂ O ₃	17,60	P ₂ O ₅	0,68
Fe ₂ O ₃	4,71	H ₂ O ⁺	0,13
FeO	2,40	H ₂ O ⁻	0,67
CaO	9,51	CO ₂	0,22
MgO	2,79		
MnO	0,24	Сумма	100,29

Спектральный анализ альбитовой породы (обр. 190), выполненный в спектральной лаборатории ИГН АН СССР, показывает присутствие следующих элементов (см. табл. 1).

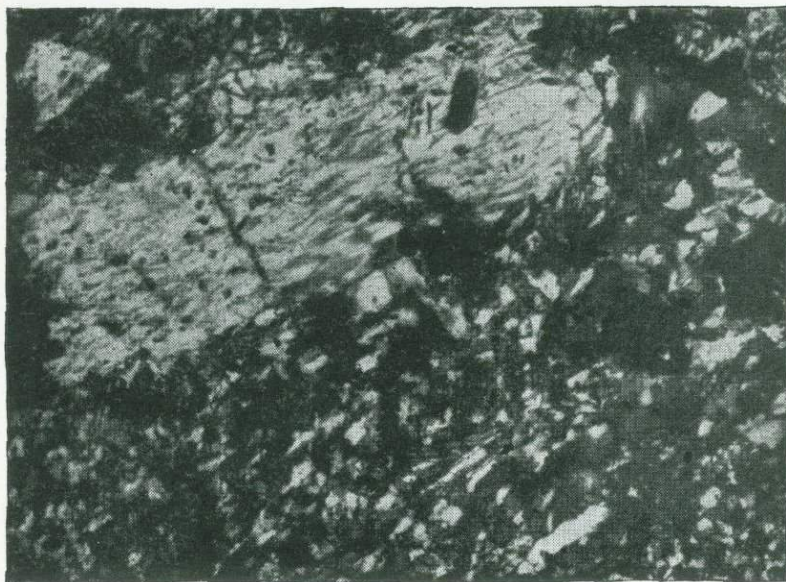
Таблица 1

Элементы	Обр. 190. Альбитовая порода крупнокристаллическая. Профиль XII	Элементы	Обр. 190. Альбитовая порода крупнокристаллическая. Профиль XII
Be	Следы	Gl	—
As	—	W	—
Te	—	Ga	—
P	—	Tl	—
Sb	—	Cr	—
Pb	—	V	Слабо
Sn	—	Na	Сильно
Cu	Слабо	Li	—
Zn	—	Ba	Очень слабо
Cd	—	Sr	Средне
Co	—	Ca	Очень сильно
Ni	—	Al	" "
Zr	Очень слабо	Mg	Сильно
Mo	—	Mn	Средне
Ta	—	Fe	Сильно
Nb	—	Ti	Средне +
Bi	—	Si	Очень сильно
In	—	Se	—

2. Мелкокристаллические альбитовые породы по минералогическому составу мало отличаются от вышеописанных крупнокристаллических. На месторождении они весьма широко распространены. В них обычно в значительно меньшем количестве, чем в крупнокристаллических альбитовых породах, содержатся гранат, магнетит и апатит. Характерно для них наличие реликтовой порфировой структуры (фиг. 55). Среди микрокристаллической основной массы альбита заключены более крупные, табличатой формы вкрапленники, также полностью замещенные шахматным альбитом. Кроме мелкокристаллического альбита, в основной массе породы местами встречаются также мелкие кристаллы микролина и

кварца. Обычно в основной массе породы в том или ином количестве присутствуют актинолит, эпидот и цоизит.

3. Крупнокристаллические альбитовые породы со сферолитовой структурой. Эти породы на месторождении пользуются ограниченным распространением. Они встречены в виде крупных глыб в отвале центральных канав — профиля XII. Это розовато-серые крупнокристаллические породы с прекрасно выраженной сферолитовой структурой. Размеры отдельных сферолитов достигают 5—10 см в поперечнике.



Фиг. 55. Альбитовая порода с порфировой структурой. Профиль IV.
× 46. Ник.+

Минералогический состав их следующий: альбит, магнетит, гранат, скаполит, апатит, микроклин, актинолит, эпидот, цоизит, хлорит. Количественные соотношения этих минералов, как и вышеописанных альбитовых пород, весьма непостоянны. Наиболее распространен альбит. Магнетит составляет до 20—30% общей массы породы. Сферолиты (фиг. 56, 57) образованы кристаллами магнетита (черное) и агрегатом мелких кристаллов альбита с шахматной структурой, замещающих, повидимому, по мнению Г. А. Соколова, скаполит. Сделанные специально ориентированные шлифы таких сферолитов показали, что поперечные сечения минерала, нацело замещенного шахматным альбитом, имеют квадратную, характерную для скаполита форму (фиг. 58).

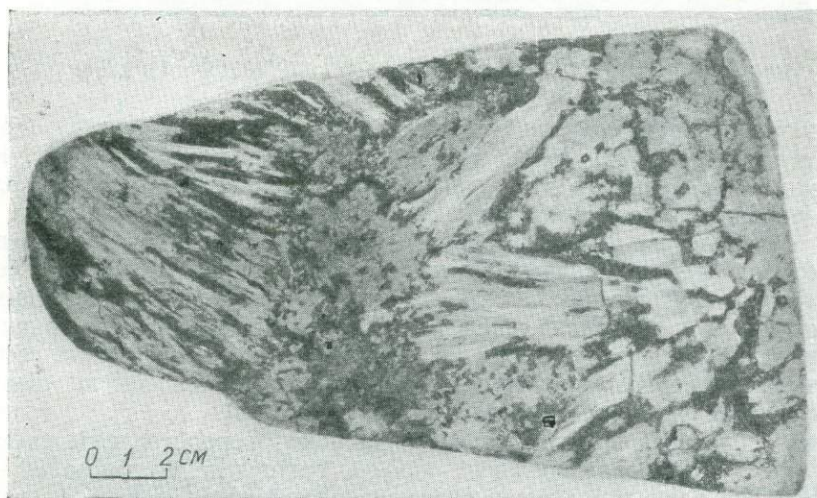
Гранатовые скарны весьма широко распространены на месторождении. Это зеленовато-серые породы, состоящие почти на 80—90% из граната. Среди гранатовых скарнов различаются мелко- и крупнокристаллические разновидности. Мелкокристаллические разновидности состоят из мелких изометричных зерен граната, промежутки между которыми выполнены кальцитом, хлоритом, магнетитом и местами актинолитом и эпидотом. Зерна граната бурые, изотропные.

Крупнокристаллические разновидности состоят из крупных идиоморфных зерен граната, нередко аномальных с зональной структурой (фиг. 59, 60). Центральные части зерен таких гранатов бурые, перифе-

рические — бесцветные. Промежутки между зернами граната выполнены актинолитом и хлоритом и местами эпидотом. По мере увеличения содержания других минералов — эпидота, актинолита, магнетита, гранатовые скарны переходят в эпидот- и актинолит-гранатовые породы.

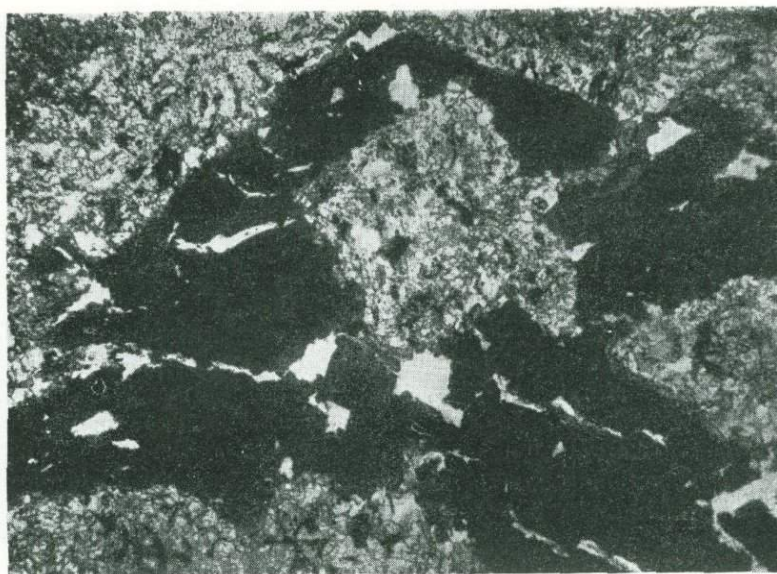


Фиг. 56. Альбитовая порода со скаполитом и магнетитом (черное).
Разведочный профиль XII.

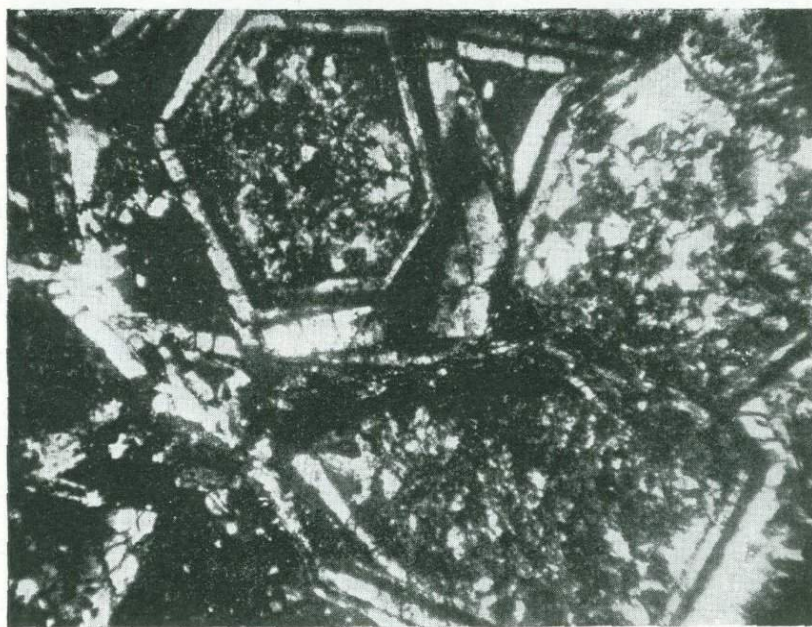


Фиг. 57. Альбитовая порода со скаполитом и магнетитом (черное).
Разведочный профиль XII.

Реже встречаются гранат-амфиболовые скарны, в которых присутствуют крупные зерна обыкновенной роговой обманки. Промежутки между зернами граната и роговой обманки выполнены актинолитом, хлоритом и эпидотом.

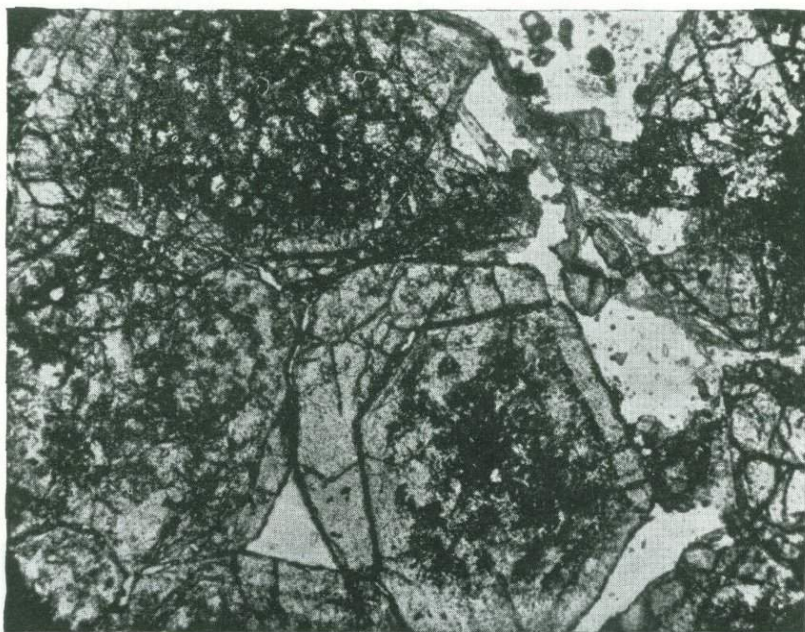


Фиг. 58. Магнетит (черное) и скаполит, замещенный альбитом (квадратное сечение). $\times 46$.



Фиг. 59. Гранатовый скарн. Зональный гранат. $\times 46$. Ник. \perp .

Эпидотовые породы темнозеленые, крупнокристаллические, состоят преимущественно из зеленого эпидота и незначительного количества других минералов — магнетита, актинолита, граната, хлорита. Местами (профиль VI, канава 4) в эпидотовых породах в большом количестве содержится обыкновенная роговая обманка (эпидот-роговообманковые породы).



Фиг. 60. Гранатовый скарн. Зональный гранат. $\times 46$.

Эпидот-хлоритовые породы темнозеленые, почти черные, состоящие приблизительно на 40% из крупных изометричных зерен эпидота, промежутки между которыми выполнены хлоритом. Эпидотовые и эпидот-хлоритовые породы распространены на месторождении в ограниченном количестве.

Актинолитовые породы весьма широко распространены. Они состоят главным образом из тонких удлиненных кристаллов актинолита, местами образующего веерообразно расходящиеся пучки. Кроме актинолита, в этих породах присутствуют гранат, магнетит, эпидот, хлорит и альбит (фиг. 61).

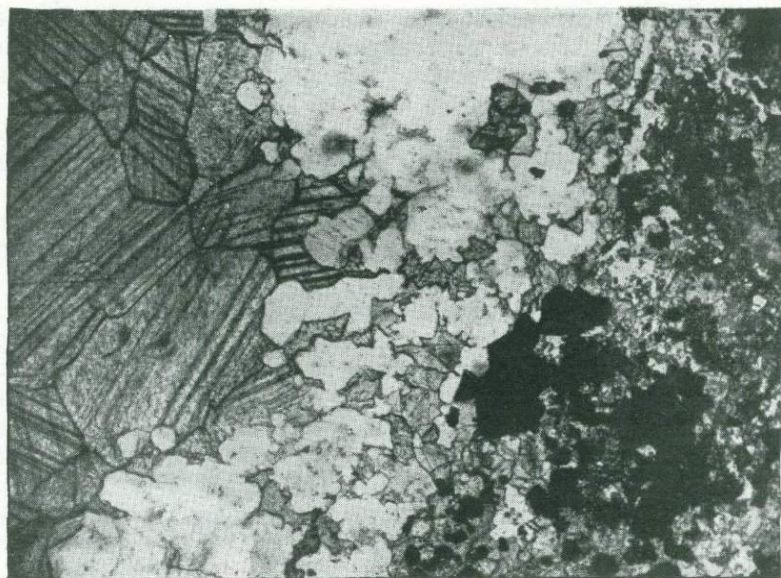
Перечисленные породы в большем или меньшем количестве содержат крупные и мелкие зерна магнетита. Часто содержание магнетита в скарнах так велико, что они переходят в магнетитовые скарны и магнетитовые руды.

Магнетитовые скарны весьма широко распространены на месторождении. Кроме магнетита, они содержат в большем или меньшем количестве кальцит, гранат, апатит, эпидот, актинолит, сульфиды (пирит и халькопирит), альбит, кварц, хлорит. Перечисленные минералы обычно образуют неправильной формы включения в зернах магнетита.

Мелкие и более крупные, до 3 см мощности, жилы розового и белого кальцита, кварца и эпидота пересекают магнетит (фиг. 62).



Фиг. 61. Актинолитовая порода с гранатом и магнетитом. $\times 90$.



Фиг. 62. Жила кварца и кальцита, секущая магнетитовый скарн. $\times 46$.

Текстура магнетитовых скарнов нередко полосчатая, обусловленная чередованием полос, обогащенных магнетитом или состоящих почти целиком из магнетита и полос, обогащенных другими минералами — гранатом, актинолитом, хлоритом. В юго-восточной части месторождения в полосчатых магнетитовых скарнах в небольшом количестве встречаются вторичные медные минералы. Содержание магнетита в скарнах местами так велико, что последние могут рассматриваться как руда на железо.

Изучение структуры и взаимоотношений различных минералов позволяет наметить такую последовательность выделения минералов, образующих описанные выше скарны и другие измененные породы:

В первую фазу произошло выделение крупных кристаллов — скаполита (?), граната.

Во вторую фазу — актинолита, мелкокристаллического эпидота, цоизита, альбита, мелкокристаллического магнетита, сульфидов, хлорита и кальцита. Перечисленные минералы второй фазы обычно выполняют промежутки между крупными кристаллами минералов первой фазы и местами пересекают их в виде тонких жилков.

Кроме того, к наиболее поздним образованиям относятся жилки розового кальцита и кварца, пересекающие как крупные, так и мелкие кристаллы различных минералов, слагающих описанные выше скарны и магнетитовые руды.

В спектральной лаборатории ИГН произведен спектральный анализ различного состава скарнов и других измененных пород, распространенных на месторождении. Результаты приведены в табл. 2.

Роговики на Гарьском месторождении встречаются значительно реже, чем скарны. Они распространены в юго-восточной части месторождения, профиль VI, где переслаиваются со скарнированными кварц-известковыми сланцами. Это плотные массивные серые и зеленовато-серые породы. По минералогическому составу различаются кварц-гранатовые и эпидотовые роговики.

Кварц-гранатовые роговики состоят из кварца, мелких зерен бурого граната, актинолита и магнетита. Структура их роговиковая. Преобладают кварц и гранат.

Кварц-эпидотовые роговики состоят из кварца, эпидота, актинолита и магнетита. Преобладают эпидот и кварц. Структура породы роговиковая. Спектральный анализ эпидотового роговика приведен в табл. 2.

Среди разнообразных по составу скарнов, роговиков и других измененных пород, содержащих в том или ином количестве магнетит, располагаются рудные тела, образующие многочисленные более или менее выдержанные по простиранию пласто-, жило- или линзообразные залежи, вытянутые в северо-восточном направлении, более или менее параллельно. Простирание рудных тел строго следует общему северо-восточному простиранию вмещающих их метаморфических пород тукурингской свиты и совпадает с простиранием крупного Гарьского разлома, также северо-восточного направления. Падение обычно крутое, $\angle 70-85^\circ$ на СЗ, местами почти вертикальное. На фоне такого почти моноклиального падения рудных тел и вмещающих пород на СЗ, в западной части месторождения (профиль XVI), местами наблюдаются рудные тела, падающие под крутыми углами на ЮВ.

Мощность рудных тел различна, от нескольких сантиметров до нескольких метров. Максимальные мощности рудных тел, вскрытых канавами, достигают 10—16 м, средние мощности — 1—2 м.

Таблица 2

Спектральный анализ скарнов, роговиков и других измененных пород

Элементы	Обр. 600. Гранатовый скарн. Профиль VI, канава 7	Обр. 205. Гранатовый скарн с магнетитом. Профиль VIII, шурф № 2	Обр. 632. Актинолитовая порода. Профиль IV, канава 4	Обр. 201. Эпидот-актинолитовая порода с магнетитом. Профиль VII, шурф № 2	Обр. 604. Эпидот-роговообманковая порода. Профиль VI, канава 4	Обр. 206. Эпидотовый роговик с магнетитом и пиритом. Профиль VII, шурф № 2
Be	—	—	—	—	Н. следы	—
As	—	—	—	—	—	—
Te	—	—	—	—	—	—
P	—	—	Сильно	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—
Sn	—	—	—	—	—	—
Cu	Очень слабо	—	Слабо +	Следы	Слабо	—
Ag	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	Н. следы
Cd	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	Средне —	—	—
Ni	Следы	—	—	Слабо	—	Очень слабо
Zr	"	—	Очень слабо	—	Следы	—
Mo	—	—	—	—	—	—
Ta	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	—
In	—	—	—	—	—	—
Gl	—	—	—	—	—	—
W	—	—	—	—	—	—
Ga	—	Следы	—	—	—	Следы
Tl	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—
V	Слабо +	Слабо	Слабо	—	Слабо	Слабо
Na	—	"	Очень слабо	Очень слабо	Слабо +	"
Li	—	—	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—
Sr	Слабо	Очень слабо	Средне —	Слабо	Средне	Следы
Ca	Очень сильно	Сильно	Очень сильно	Сильно	Очень сильно	Выше среднего
Al	Очень сильно	Средне +	Сильно	"	Очень сильно	Выше среднего
Mg	Очень сильно	Сильно	"	"	Очень сильно	Выше среднего
Mn	Выше среднего	Слабо	Средне +	Слабо	Средне +	Слабо
Fe	Очень сильно	Сильно	Сильно	Сильно	Сильно	Очень сильно
Ti	Средне +	—	Средне —	—	Средне	—
Si	Очень сильно	Сильно	Очень сильно	Сильно	Сильно	—
Se	—	—	—	—	—	—

По простирацию рудные тела нередко расщепляются на более мелкие и выклиниваются. Изменение рудных тел на глубину пока еще мало изучено. На основании имеющихся данных буровых скважин и шурфов по падению, они также расщепляются и местами сливаются в более мощные рудные тела.



Фиг. 63. Магнетит с кальцитом и актинолитом. Шлиф № 235. $\times 46$.

Рудные тела, состоящие почти целиком из чистого магнетита — плотные магнетитовые руды, — обычно окружены ореолом скарно-вых пород, богатых магнетитом. В плотных магнетитовых рудах часто в мельчайших порах, различимых только под микроскопом, присутствует остаточный кальцит (фиг. 63). Кроме остаточного кальцита, в них в относительно небольшом количестве встречаются гранат, актинолит, хлорит, эпидот и вкрапленность сульфидов, пирита и реже халькопирита. Из железных минералов, кроме магнетита, весьма редко встречается гематит (железная слюдка).

Весьма характерны для Гарьского месторождения полосчатые магнетитовые руды (фиг. 64). Полосчатая текстура в них обусловлена чередованием тонких полос, мощностью до 1—2 см, сложенных плотным магнетитом, и полос, состоящих из актинолита, эпидота, граната и других минералов. В мельчайших порах магнетита обычно содержится остаточный кальцит. Полосчатые текстуры особенно четко выражены в магнетитовых рудах, приуроченных к тонкослоистым кварц-известковым сланцам. В последних мельчайшие «пластовые тела» магнетита, мощность которых измеряется миллиметрами, приурочены к прослоям, обогащенным кальцитом (фиг. 65). Хорошо видна такая приуроченность скоплений магнетита к первичной слоистости в плейчатых кварц-известковых сланцах, в которых прослой, обогащенные магнетитом, повторяют малейшие изгибы слоев (см. фиг. 48, 49) вмещающей

породы. Значительно реже встречаются секущие первичную слоистость пород мельчайшие жилки магнетита и эпидота.

Чрезвычайно широко распространены на Гарьском месторождении вкрапленные магнетитовые руды (см. описанные выше магнетитовые и



Фиг. 64. Полосчатая магнетитовая руда.

другие скарны), в которых содержание магнетита местами достигает 40%.

Некоторые данные о химическом составе и типах руд Гарьского месторождения приведены в отчете К. Л. Пожарицкого, где также дается предварительный подсчет запасов, по его данным исчисляющихся в 110 млн. т руды.

Спектральный анализ магнетитовых руд приведен в табл. 3.

Анализ свидетельствует о довольно сложном химическом составе магнетитовых руд Гарьского месторождения. Чрезвычайно интересно содержание олова, кобальта, свинца и цинка в магнетитовом скарне обр. 208, профиля VIII. Кроме того, в магнетитовых рудах Гарьского месторождения обнаружено золото.

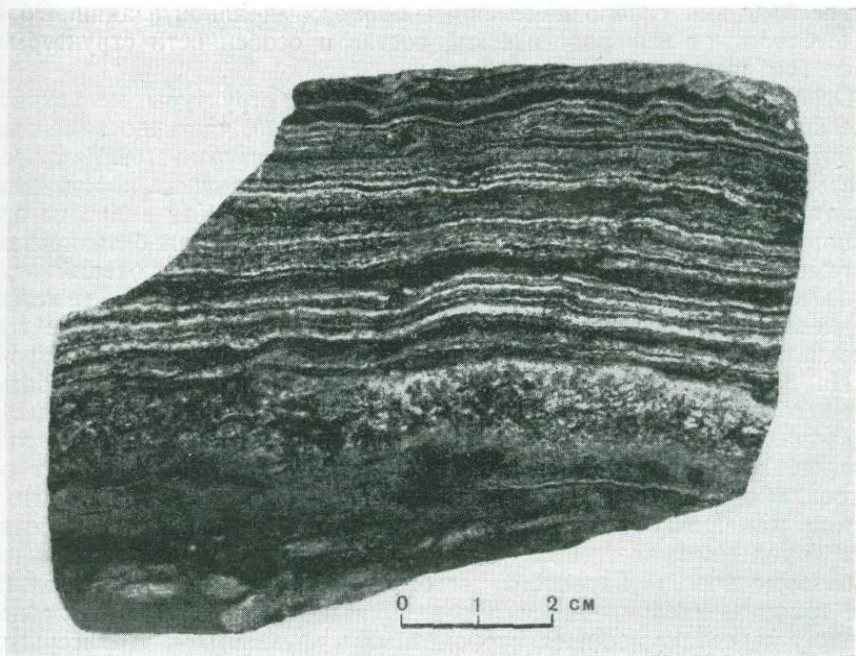
Спектральный анализ магнетитовых руд Гарьского месторождения

Элементы	Обр. 605. Магнетитовая руда. Профиль VI, канава 4	Обр. 235. Полосчатая магнетитовая руда. Профиль 0 к югу от скв. 6 (бис)	Обр. 208. Магнетитовый скарн. Профиль VIII, шурф № 2	Обр. А-1. Полосчатый магнетитовый скарн. Профиль VI
Be	—	—	Н. следы	Н. следы
As	—	—	—	—
Te	—	—	—	—
P	—	—	Выше среднего	—
Pb	—	—	Н. следы	—
Sn	—	—	" "	—
Cu	Слабо	—	Слабо	Слабо
Ag	—	—	—	—
Zn	—	—	Очень слабо	—
Cd	—	—	—	—
Co	—	—	Следы	—
Ni	—	Н. следы	Н. следы	—
Zr	Следы	—	Следы	Слабо
Mo	—	—	—	—
Ta	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—
In	—	—	—	—
Ge	—	—	—	—
W	—	—	—	—
Ga	—	—	Следы	Н. следы
Tl	—	—	—	—
Cr	—	—	—	Слабо
V	Очень слабо	Очень слабо	Слабо	—
Na	—	—	"	Средне +
Li	—	—	—	—
Ba	—	—	Слабо +	Очень слабо
Sr	Следы	Очень слабо	Слабо	Средне —
Ca	Средне	Сильно	Очень сильно	Очень сильно
Al	Слабо +	Средне +	Сильно	" "
Mg	Слабо	Сильно	"	Сильно
Mn	Слабо +	Слабо	Слабо	Слабо +
Fe	Сильно	Сильно	Очень сильно	Сильно
Ti	—	—	Следы	Средне
Si	Средне	Сильно	Очень сильно	Очень сильно
Se	—	—	—	—

Из более молодых горных пород на месторождении есть лишь дайки зеленовато-серых диабазовых порфиритов и диабазов, секущие как вмещающие породы, так и рудные тела. Мощность даек диабазов не превышает 1—2 м. Кроме того, в южной части месторождения, в отвале канавы профиля IV, встречены глыбы серых кварцевых порфиритов, которые совершенно аналогичны юрским (?) кварцевым порфирам, распространенным к западу от месторождения, в долине р. Каменушки.

Описанный участок месторождения после образования магнетитового оруденения подвергся более поздним дислокациям, выразившимся в сбросе

сах и надвигах различной амплитуды. О масштабах этих дислокаций судить пока трудно, потому что тектоническая структура месторождения почти совсем не изучена; однако, по наблюдениям разведочных канав, нами отмечен целый ряд разломов преимущественно небольшой амплитуды, секущих различного состава скарны и рудные тела. Простираение некоторых сбросов северо-восточное.



Фиг. 65. Полосчатый магнетитовый скарн (черное — магнетит). Разведочный профиль VIII. Шурф № 2.

Вдоль плоскостей таких сбросов и надвигов породы сильно раздроблены. Плотные магнетитовые руды становятся мелкоперетертыми — порошковатыми.

Заканчивая описание геологии месторождения, остановимся на происхождении описанных скарновых и других измененных пород и генезисе месторождения.

Описанный выше минералогический состав скарновых пород, содержащих большое количество таких минералов, как гранат, актинолит, скаполит (?) и др., свидетельствует о контактовом происхождении их. Положение участка месторождения между двумя интрузиями, прорывающими метаморфическую толщу, благоприятствовало образованию последних. Сложного состава гранатовые скарны, а также эпидотовые и актинолитовые породы образовались, повидимому, за счет прослоев карбонатных пород. Сохранившиеся среди них участки менее измененных скарнированных известняков, содержащих новообразования граната, эпидота и других минералов, подтверждают это предположение. Возможно, что образование некоторых разновидностей метаморфических пород, например эпидот-роговообманковых, произошло вследствие изменения диоритов. Роговики образовались, повидимому, за счет распространения в юго-восточной части месторождения метаморфических

мелко- и грубозернистых песчаников, переслаивающихся с известковыми сланцами. Роговики местами связаны постепенными переходами с песчаниками.

Гораздо сложнее вопрос о происхождении весьма широко распространенных на месторождении разнообразных альбитовых пород. Среди них, повидимому, есть «обычные», богатые гранатом и скаполитом, собственно скарновые породы, образовавшиеся за счет карбонатных пород, но впоследствии сильно измененные процессами альбитизации. Об этом свидетельствуют минералогический состав и особенности структуры этих пород (см. выше описание).

Особенности минералогического состава и структуры мелкокристаллических альбитовых пород, наличие микроклина, частично замещенного альбитом, а также реликтовых порфировых структур заставляют предполагать, что эти породы произошли за счет эффузивных пород, повидимому за счет кварцевых порфиров (порфиридов). Как видно из приведенного выше описания, рассланцованные, сильно альбитизированные кварцевые порфиры содержат большое количество включений актинолита, эпидота, магнетита и других минералов. Наиболее измененные кварцевые порфиры по минералогическому составу и структуре весьма близки к альбитовым породам с реликтовой порфировой структурой.

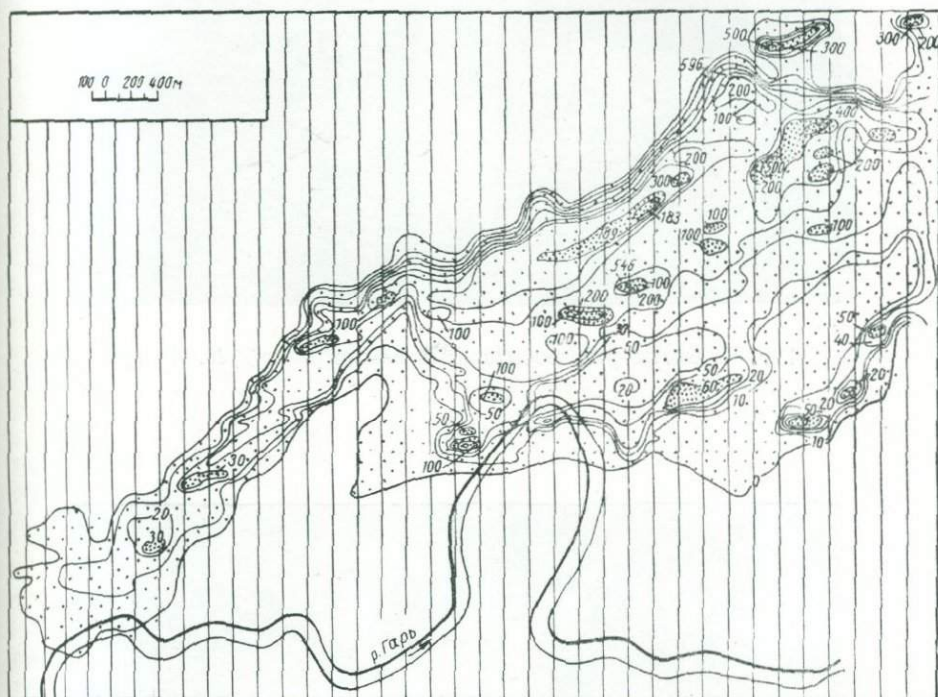
На данной стадии изученности месторождения трудно сказать, за счет чего образовались крупнокристаллические альбитовые породы. Для них характерно наличие в их составе, наряду с типичными минералами скарнов, гранатом, магнетитом, скаполитом, и других, крупных зерен микроклина с своеобразной решетчатой структурой, частично или полностью замещенного шахматным альбитом. Отмеченная особенность этих пород указывает, повидимому, на то, что крупнокристаллические альбитовые породы Гарьского месторождения частично образовались за счет гранита, внедрившегося под влиянием гидротермальных процессов в толщу переслаивающихся карбонатных эффузивных и терригенных пород тукурингской свиты.

Приуроченность рудных тел магнетита к различного состава скарновым и другим метаморфизованным породам, с которыми они местами связаны постепенными переходами, позволяет сделать вывод о контакто-метасоматическом генезисе руд Гарьского месторождения.

Изучение микроструктуры полосчатых магнетитовых руд указывает на приуроченность наиболее обогащенных магнетитом участков к прослоям существенно карбонатного состава. Наличие остаточного кальцита в плотных магнетитовых рудах, а также вытянутость крупных рудных тел в пределах разведанной части месторождения, совпадающая в большинстве случаев с общим северо-восточным простиранием вмещающих пород, позволяют предполагать, что и более крупные рудные тела следовали прослоями карбонатных пород, заключенных в эффузивно-осадочной толще тукурингской свиты.

Чрезвычайно широкое распространение в измененных породах месторождения таких минералов, как хлорит, мелкокристаллический эпидот, магнетит, актинолит и альбит с шахматной структурой, выполняющих промежутки между крупными кристаллами граната, магнетита, скаполита, микроклина и местами частично или полностью замещающих их, свидетельствует о весьма существенной роли гидротермальных процессов в формировании месторождения. Для проникновения гидротермальных растворов весьма благоприятной оказалась зона раздробленных пород вдоль крупного Гарьского разлома. В цементе брекчий различных пород в пределах зоны разлома содержатся хлорит, эпидот, магнетит

и кальцит. Количественное содержание магнетита в брекчиях Гарьского разлома не определялось; однако поведение изодинам на карте магнитного поля (фиг. 66), составленной Л. И. Завьяловой (Аэромагнитная экспедиция), указывает на приуроченность наиболее крупных магнитных аномалий, с одной стороны, к области контакта эффузивно-осадочных и карбонатных пород тукурингрской свиты с интрузиями розовых плагиогранитов и диоритов, с другой — к зоне Гарьского разлома, следуя на юго-запад от разведанной части месторождения до долины р. Гарь, пере-

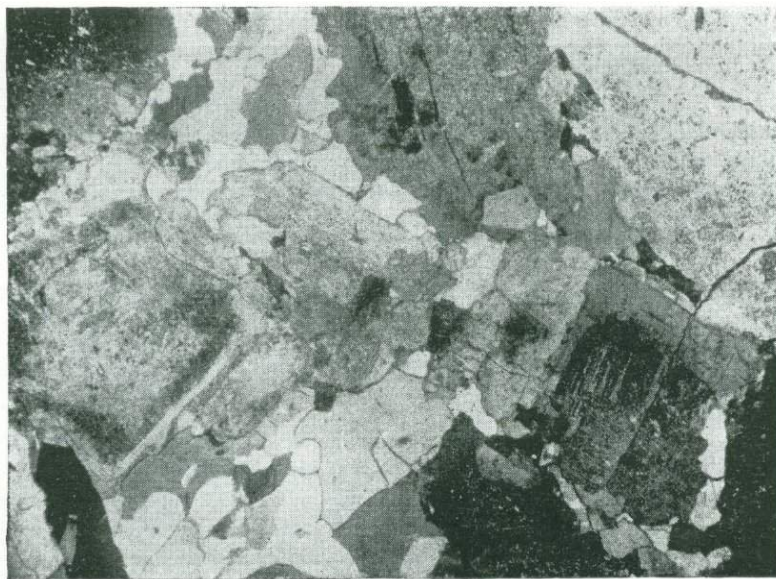


Фиг. 66. Карта магнитного поля Гарьского месторождения.
Составила Л. И. Завьялова.

секающего здесь и диориты и розовые биотит-роговообманковые плагиограниты.

Вопрос о рудоносной интрузии на Гарьском месторождении пока остается открытым. В качестве предположения можно высказать, что рудоносными, повидимому, явились биотит-роговообманковые розовые плагиограниты (фиг. 67). Эти граниты, прорывающие метаморфические породы тукурингрской свиты и интрузию диоритов и габбро, вблизи месторождения сильно изменены, грейзенизированы, хлоритизированы и содержат вкрапленность магнетита и шпильры, обогащенные магнетитом (фиг. 68, 69).

Жильные породы этой интрузии, розовые мелкокристаллические граниты и аплиты содержат большое количество гнездообразных скоплений и прожилков яркозеленого эпидота, местами с магнетитом. В западной части месторождения, по устному сообщению А. А. Кирилова, в зальбандах жил розового гранита располагается магнетит.



Фиг. 67. Бiotит-роговообманковый плагногранит. $\times 20$. Ник. +.



Фиг. 68. Шлир в плагнограните, обогащенный магнетитом. $\times 46$.



Фиг. 69. Шлир в плагиограните, обогащенный магнетитом. Шлиф № 75. $\times 90$.

Небольшие тела мелкозернистых гранитов и аплитов, пересекающие крупнокристаллические розовато-серые плагиограниты и диориты, в естественных обнажениях левого берега Гари и на водоразделе, по данным А. А. Кирилова, располагаются вблизи зоны Гарьского разлома.

* * *

Изучение геологического строения значительной территории, прилегающей к Гарьскому железорудному месторождению, а также литературных данных по этому району свидетельствует о том, что Гарьское месторождение в районе Зее-Селемджинского междуречья не единственное.

В непосредственной близости к Гарьскому месторождению в долине р. Лебедихи в области контакта известняков и рассланцованных эффузивов тукурингской свиты с розовато-серыми биотит-роговообманковыми гранитами и аплитами, а также диоритами открыто месторождение магнетита, которое в настоящее время также разведывается Дальневосточным геологическим управлением.

Ряд точек магнетитового оруденения известен к северо-западу от Гарьского месторождения в окрестностях рудника Октябрьского, в бассейне р. Желтулак, к востоку и северо-востоку от Гарьского месторождения — в бассейне рек Мамына и Норы, а также в долине р. Зеи, в окрестностях с. Чигоян. Кроме того, в этом же районе известен ряд месторождений магнетита, уже разведанных и описанных — Партизанское, Селемджинское и др. Разведанное Партизанское месторождение, расположенное к северо-западу от Гарьского месторождения, в бассейне р. Желтулак, приурочено к области контакта известняков тукурингской свиты с гипабиссальными интрузиями гранит-порфиров и кварцевых порфиров послееорского возраста.

Селемджинское месторождение (М. М. Михайлов, 1941) приурочено к толще докембрийских пород. Это — магнетитовое месторождение кон-

тактово-метасоматического происхождения, связанное с внедрением гранито-гнейсов в толщу гнейсов с прослоями мраморов.

К сожалению, геологическая обстановка других отдельных точек магнетитового оруденения совершенно не изучена; в большинстве случаев это находки магнетитовых руд в россыпях или в отвалах различных разведочных выработок.

В бассейне рек Гари и Мамына, а также в долине р. Зеи летом 1950 г. нами были изучены контакты различных интрузий с карбонатными и эффузивными породами тукурингской свиты. В результате выявилось, что образование скарнов с магнетитом наблюдается в контакте биотит-роговообманковых гранитов (левый берег р. Зеи, выше с. Чигоян). В контакте известняков с другими интрузиями гранитоидов, например с лейкократовыми биотитовыми гранитами, образование скарнов с магнетитом не наблюдается. Происходит лишь перекристаллизация (мраморизация) известняков с новообразованиями редких листочков флогопита (устье р. Громатухи).

В долине р. Мамына, в 4 км ниже устья р. Гари, в контакте известняков и рассланцованных эффузивов тукурингской свиты с диоритами также не наблюдалось признаков магнетитового оруденения.

Весьма интересными в смысле признаков магнетитового оруденения оказались описанные в разделе «Тектоника» крупные тектонические разломы, широко распространенные в бассейне рек Гари и Мамына, выше устья р. Гари.

В ряде мест, как в долине р. Гари, так и в долине р. Мамына, в цементах тектонических брекчий совместно с эпидотом, хлоритом или кальцитом содержится магнетит (см. описания Гарьского, Мамынского и других разломов). Количественное содержание магнетита в тектонических брекчиях описанных разломов не изучено; однако, как это видно на примере Гарьского разлома, содержание это оказывает влияние на поведение магнитного поля (см. фиг. 66).

Крупнейшее в исследованном районе Гарьское магнетитовое месторождение образовалось в области контакта карбонатных и эффузивных пород с интрузией розовых биотит-роговообманковых плагиогранитов и диоритов, вблизи крупного Гарьского разлома северо-восточного простирания.

Подводя итоги геологическим исследованиям, проведенным в районе Зее-Селемджинского междуречья, необходимо отметить, что этот район безусловно перспективен в смысле нахождения железорудных месторождений.

Известные и разведанные в настоящее время месторождения в районе Зее-Селемджинского междуречья являются магнетитовыми контактово-метасоматическими (Гарьское, Партизанское, Селемджинское, Лебедихинское и др.). Не исключена возможность, что в исследованном районе будут обнаружены железные месторождения и гидротермального генезиса, связанные с крупными тектоническими разломами, а возможно, и осадочного происхождения в тукурингской свите ($P_{r2}-P_{z1}$).

В своем утверждении, что Зее-Селемджинское междуречье представляет безусловную перспективность в смысле нахождения железорудных месторождений, мы базируемся прежде всего на изучении генезиса и геологического положения известных в настоящее время крупных месторождений железа, а также ряда более мелких рудных проявлений. Имеющиеся в настоящее время геологические данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Главным генетическим типом железорудных месторождений Зее-Селемджинского района являются контактово-метасоматические месторождения, в формировании которых существенную роль играли гидротермальные процессы (Гарьское, Лебедихинское и др.).

2. Возраст известных железорудных месторождений Зее-Селемджинского междуречья различный: а) докембрийский (Селемджинское месторождение), б) среднепалеозойский (Гарьское, Лебедихинское месторождения), в) верхнемезозойский (Партизанское месторождение).

3. Проведенные геологические исследования позволяют выдвинуть для данного района в качестве поискового признака для нахождения железорудных месторождений наличие: а) вмещающих карбонатных или эффузивных пород; б) крупных тектонических разломов; в) рудоносной интрузии.

Что касается последней, то на имеющейся стадии изученности района и отдельных месторождений трудно выделить, как уже отмечалось, определенный тип рудоносной интрузии; однако имеющиеся геологические данные уже сейчас позволяют говорить о наличии в Зее-Селемджинском районе рудоносных интрузий различного состава и различного возраста: розовато-серых биотит-роговообманковых плагиогранитов и гранитов. С ними и их жильными фациями и послемагматическими процессами, по нашим предположениям, связано оруденение Гарьского месторождения. В других участках исследованного района в контакте известняков с этими гранитами образуются скарны с магнетитом.

Относительно молодых (послеюрских) гипабиссальных интрузий гранит-порфиров и кварцевых порфиров можно сказать следующее. В контакте с этими гипабиссальными интрузиями в известняках тукурингской свиты образовалось (по данным В. Н. Твердомед, 1941) Партизанское контактово-метасоматическое месторождение магнетита, расположенное к северо-западу от Гарьского месторождения в бассейне р. Джелтулак. С этими молодыми гипабиссальными интрузиями частично, повидимому, связаны признаки магнетитового оруденения, приуроченные к зонам разломов.

Вблизи Мамынского разлома и непосредственно в зоне разлома встречены небольшие гипабиссальные тела гранодиорит- и диорит-порфиров, содержащих вкрапленность большого количества идиоморфных зерен магнетита (см. фиг. 46).

Задачей дальнейших региональных исследований должно быть: 1) детальное и всестороннее изучение рудоносных интрузий, с тем чтобы выделить наиболее перспективные типы их; 2) детальное изучение литологии и стратиграфии тукурингской свиты, содержащей прослой известняков различной мощности и рассланцованных эффузивных пород, а также выявление в районе других свит карбонатного состава (силур, девон) и, кроме того, детальное изучение литологии тукурингской свиты с целью выявления в ее составе железных руд осадочного происхождения; 3) изучение дизъюнктивной тектоники. Здесь следует отметить, что в Зее-Селемджинском районе, расположенном между юго-восточной границей передового прогиба мезозойской складчатой зоны и древним бураинским массивом, чрезвычайно широко распространены молодые или «омоложенные» более древние тектонические разломы.

Изучение самого Гарьского месторождения только начато. В ближайшее время необходимо на месторождении поставить детальные рудно-минералогические, петрографические и структурные исследования, кото-

рые помогут увереннее подойти к решению вопросов о генезисе месторождения, рудоносной интрузии, форме рудных тел, дорудной и послерудной тектонике.

ЛИТЕРАТУРА

- Анерт Э. Э.—Геологические исследования по обоим берегам реки Зей от устья р. Депа до устья р. Селемджи. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Амурско-Приморский золотоносный район. Вып. XVI, 1912.
- Анерт Э. Э.—Богатство недр Дальнего Востока. Изд. «Книжное дело», Хабаровск—Владивосток, 1928.
- Ковриго.—Краткий геологический обзор Нижне-Селемджинского района 1938 г. Рукопись. Фонды треста «Амурзолото», г. Свободный.
- Коховский.—Геологический отчет Верхне-Норской геолого-поисковой партии 1938 г. Рукопись. Фонды треста «Амурзолото», г. Свободный.
- Куприенко А. С.—Предварительный отчет о результатах геолого-поисковых работ в Гарь-Мамыинском районе 1942 г. Рукопись. Фонды треста «Амурзолото», г. Свободный.
- Лазарев А. З., Славин В. М., Пиатровский М. В., Макарова А. А.—Предварительный отчет Амурской экспедиции «Нигризолото» 1948—1949 гг. Рукопись. Фонды треста «Нигризолото».
- Макаренко Ф. А.—Новые данные по стратиграфии и распространению силура на Дальнем Востоке. Сборник статей к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности академика В. А. Обручева, т. I, 1939.
- Михайлов М. М.—Отчет о разведочных работах на Селемджинском железорудном месторождении. Рукопись в фондах Дальневосточного геологического управления, Хабаровск, 1941.
- Музылев С. А.—Отчет о геологической съемке 1:100 000 Амурско-Зейского междуречья. Рукопись. Всесоюзный геологический фонд г. Москвы, 1943.
- Никшич И. И.—Железородная и марганцевая база на Дальнем Востоке. Разведка недр, 1937, № 19.
- Онихимовский В. В. и Ильин В. П.—Геологические исследования в бассейне среднего течения р. Норы. Рукопись. Фонды Дальневосточного геол. управления, Хабаровск, 1941.
- Сушков П. А.—Отчет о результатах Желтулакской геолого-поисковой партии 1936—1937 гг. Рукопись. Фонды треста «Амурзолото», г. Свободный.
- Сушков П. А.—Сводный отчет территории Деспской поисковой партии треста «Амурзолото». Рукопись. Фонды треста «Амурзолото», 1942.
- Твердомед В. Н.—Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных на Партизанском железорудном месторождении в бассейне реки Мамына зимой 1940/41 г. Рукопись. Фонды ВГФ, М.
- Тебенюков В. П.—Железные руды Советского Дальнего Востока. Горн. журн., 1945, № 6.
- Тебенюков-Дальневосточный В. П.—Материалы к вопросу о железорудной базе Дальнего Востока (Перечень месторождений и точек железорудного проявления на материковой части Дальнего Востока и краткое описание точек, установленных за последнее время. Материалы по геологии Советского Дальнего Востока, вып. IV, 1939. Дальневосточный филиал АН СССР.
- Тихонов Б. А.—Отчет о геолого-поисковых и разведочных работах за 1948—1949 гг. Норо-Мамыинской экспедиции прииска Нижняя Селемджа. Рукопись. Фонды треста «Амурзолото», г. Свободный, 1950.
- Ткалич С. М.—Геологический очерк месторождений железных руд Дальневосточного края. Дальгиз, Хабаровск, 1935.
- Федорцев В. А., Федоров Е. Н., Пятнов В. Н., Шпилько А. Г., Володцевич В. В., Брицко А. Г., Григорьев В. А.—Отчет по геологической и геоморфологической съемке. Деспская геологическая экспедиция «Золоторазведка». Рукопись. Фонды треста «Золоторазведка», М.

Л. М. АФАНАСЬЕВ

ГРАНИТОИДЫ БАССЕЙНА р. ДЖИДЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ

(Западное Забайкалье)

I. ВВЕДЕНИЕ

Бассейн р. Джиды, общая площадь которого достигает 20 000 км², расположен в Западном Забайкалье, почти к югу от озера Байкал, от которого отделен горной системой Хамар-Дабана. На юге бассейн р. Джиды ограничен Джидинским хребтом.

Задачей наших исследований являлось установление последовательности внедрения гранитоидных интрузий, выяснение их петрографического состава и роли в образовании месторождений редких и цветных металлов. С этой целью в 1944—1947 гг. нами были изучены краевые части массивов древних гранитоидов, расположенных к западу и востоку от кембрийских отложений, и сделаны пересечения через эти массивы вдоль р. Джиды. Детальному исследованию подверглись также массивы молодых лейкократовых гранитов: Первомайский, Сухого ключа, Булуктайский, Хурайский, Байбинский и Петропавловский в бассейне р. Джиды, Унгуркуйский и Топкинский — в низовьях р. Чикоя. С целью сравнительного изучения гранитов, с которыми связано вольфрам-оловянное оруденение, в 1946 г. мы посетили гранитные массивы Шерловой горы, Аду-Челона и Кукульбея в Восточном Забайкалье.

Систематическое руководство работами по выполнению темы осуществлял Д. С. Белянкин. Во время обработки материалов автор неоднократно пользовался также советами и указаниями В. С. Коптева-Дворникова, Б. М. Куплетского, О. Д. Левицкого и С. В. Обручева.

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологическое строение бассейна р. Джиды имеет много общих черт со строением Восточного Саяна и Западного Забайкалья, прилегающих к этому району с запада и востока. В этом районе широко распространены отложения докембрия и кембрия, прорванные разнообразными интрузивными породами. Осадочные отложения среднего и верхнего палеозоя не обнаружены, и возрастное положение интрузивных комплексов установлено приблизительно, на основании геолого-структурного положения и сравнения их с интрузивными комплексами Восточного Саяна и Западного Забайкалья.

На основании материалов П. И. Налетова (Налетов, 1944; Налетов и др., 1941), М. В. Бесовой (1939), К. А. Шалаева (1935), П. М. Клевенского, работ С. В. Обручева (1942, 1950, 1952), а также личных

исследований представляется возможным установить следующий стратиграфический разрез (фиг. 1, 2).

1. Докембрийские отложения.
2. Интрузия гранито-гнейсов.
3. Кембрийские отложения.
4. Нижнепалеозойский интрузивный комплекс:
 - а) интрузия ультраосновных и основных пород;
 - б) интрузия гранодиоритов;
 - в) интрузия гранитов и граносиенитов.
5. Эффузивная свита верхнего палеозоя.
6. Мезозойский интрузивный комплекс — интрузия лейкократовых гранитов и граносиенитов.
7. Угленосная свита.
8. Молодые изверженные породы (сиенит-диориты, микросиениты, базальты).

Докембрийские образования в исследованном районе имеют сравнительно с породами кембрия небольшое распространение. Они слагают главным образом центральные части хребтов Большого и Малого Хамар-Дабана, находящихся за пределами района. Породы архея, по П. И. Налетову (Налетов и др. 1941), представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, гранито-гнейсами, амфиболитами (шарыжалгайская свита), которые выше сменяются пироксен-амфиболовыми и амфибол-пироксен-карбонатными гнейсами слюдянской свиты. В верхнем архее широко развиты различные биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы (хангарульская свита).

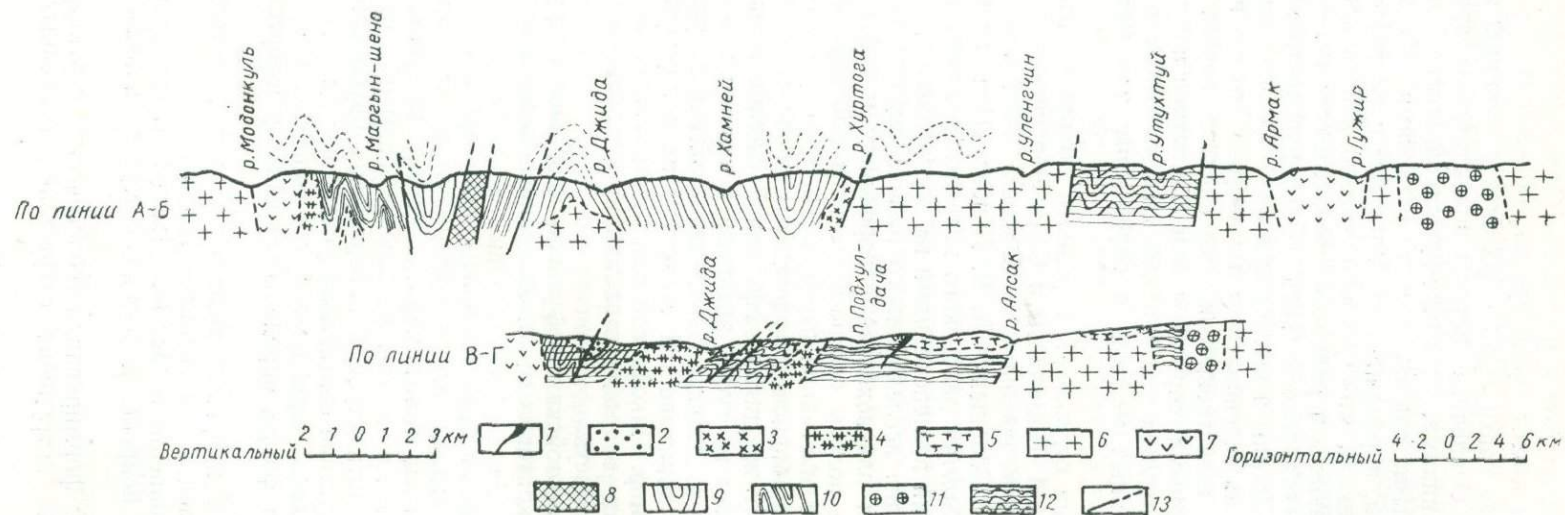
Протерозойские отложения слагают южный склон Хамар-Дабана и встречаются в восточной части системы р. Джиды в виде отдельных участков. Они резко отличаются от архейских образований меньшей степенью метаморфизма и представлены главным образом различными сланцами. По данным П. И. Налетова (1944), С. В. Обручева и М. Л. Лурье (1950), свита протерозоя состоит из трех отделов. В нижнем отделе преимущественно развиты биотитовые и двуслюдистые сланцы; в среднем — кристаллические известняки и в верхнем — хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы, переходящие местами в кварциты и филлиты. По данным С. В. Обручева и М. Л. Лурье (1942, 1950), вышеуказанный разрез протерозойских отложений весьма сходен с разрезом соответствующих отложений Восточного Саяна.

Значительным распространением пользуются отложения нижнего и среднего кембрия, развитые преимущественно в западной половине района, где они слагают широкую полосу северо-западного простирания. В пределах исследованного района кембрий представлен тремя свитами пород:

- 1) сланцево-известняковой свитой $Ст_1^1$;
- 2) осадочно-эффузивной свитой $Ст_1^2$;
- 3) сланцево-песчаниковой свитой $Ст_2$.

Породы сланцево-известняковой свиты $Ст_1^1$ (М. Л. Лурье и С. В. Обручев, 1952) распространены в верховьях р. Джиды, по ее притокам — Биту-Джиде, Хохюрте, Тотхолте. Нижняя толща сложена в основном различными сланцами (кварц-известковыми, кварцевыми, кремнисто-хлоритовыми, слюдистыми сланцами) и филлитами, с прослоями песчаников, известковых песчаников и аргиллитов.

В верхней толще свиты $Ст_1^1$ преобладают мраморизованные кристаллические известняки и конгломераты, чередующиеся с прослоями известковых, биотит-кварцевых, известково-амфиболовых сланцев, из-



Фиг. 2. Геологические разрезы. Составил Л. М. Афанасьев.

1 — дайки сиенит-диоритов; 2 — гусиноозерская свита; 3 — гранит-порфиры; 4 — граниты лейкократовые; 5 — порфириты и туфы верхнепалеозойские; 6 — граниты каледонские; 7 — кварцевые диориты и гранодиориты; 8 — перидотиты и пироксениты; 9 — песчаники и сланцы St_2 ; 10 — осадочно-эффузивная свита St_2^2 ; 11 — гранито-гнейсы; 12 — гнейсы и сланцы Pt₂; 13 — линии тектонических нарушений.

вестково-биотитовых песчаников и филлитов. Отдельные прослои известняков и конгломератов имеют мощность до 100—200 м.

Осадочно-эффузивная свита ($Сп_1^2$) развита в западной и северо-западной части района. Осадочные породы представлены аркозовыми и граувакковыми песчаниками, песчано-известковистыми, песчано-глинистыми и кварцитовыми сланцами и известняками. Из эффузивных пород развиты диабазы, порфириды, альбитофиры и их туфы. Те и другие породы переслаиваются между собой, сильно рассланцованы, метаморфизованы и превращены в различные зеленые сланцы.

Породы сланцево-песчаниковой свиты ($Сп_2$) распространены в средней части бассейна р. Джиды и вытянуты в виде широкой полосы с ЮВ на СЗ. Свита состоит из зеленовато- и темносерых мелко- и среднезернистых аркозовых и известковистых песчаников, переслаивающихся с тонкоплитчатыми черными, серыми и зеленоватыми глинистыми сланцами. Среди них встречаются линзовидные прослои серых и темносерых известняков, превращенных местами в окремненные или мраморизованные разновидности.

Возраст кембрийских отложений определен по археоциатам, найденным М. В. Бесовой, П. И. Налетовым и С. В. Обручевым.

Осадочные отложения среднего и верхнего палеозоя в бассейне р. Джиды отсутствуют. Сообщение А. В. Львова (Налетов и др., 1941) о находке им фауны *Spirifer* девонского возраста в известняках вблизи с. Харацай позднейшими исследованиями не подтвердилось.

В восточной половине исследованного района значительным распространением пользуются плагиоклазовые порфириды и туфы, слагающие сравнительно широкие полосы северо-восточного простирания. Эти порфириды обычно имеют массивное строение, бурую и серую окраску и резко отличаются от кембрийских эффузивных пород меньшей степенью метаморфизма. К этому же циклу эффузивной деятельности относятся, по видимому, ортофиры и их туфы, развитые в нижнем течении р. Желтуры, правого притока р. Джиды. Верхнепалеозойский возраст этих порфиритов и ортофиров доказывается сходством их с порфиритами и туфами среднего течения р. Чикой, где они переслаиваются (Нагибина, 1946) с фаунистически охарактеризованными сланцево-песчаниковыми отложениями этого возраста.

Покровы верхнепалеозойских эффузивов прорваны интрузиями описываемых ниже лейкократовых гранитов, граносиенитов и щелочных сиенитов.

Мезозойские отложения представлены конгломератами и аркозовыми песчаниками, которые выше сменяются сланцами, включающими прослои углистых сланцев и углей. Конгломераты состоят из плохо окатанных валунов и галек, имеющих весьма различные размеры, от одного до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Грубообломочный тип осадочных пород, отсутствие сортировки указывают на то, что эти отложения представляют собой прибрежные образования. Возраст их, судя по найденной фауне и флоре, определяется как верхнеюрский — нижнемеловой.

Отложения мезозоя прорваны значительным количеством даек сиенит-диоритов, микросиенитов и сиенит-порфиритов.

Широкое распространение в бассейне Джиды имеют третичные и четвертичные базальты, покровы и потоки которых занимают обширные площади.

Выяснение истории формирования геологических структур в исследованном районе сильно затруднено отсутствием осадочных отложений

среднего и верхнего палеозоя и широким развитием интрузий разных возрастов.

Докембрийские образования, выступающие в виде небольших разрозненных участков среди изверженных пород, чрезвычайно сильно дислоцированы, смяты в многочисленные складки широтного и северо-восточного простирания, разбиты серией крупных разломов.

В кембрийское время большая часть бассейна р. Джиды, а также сопредельных областей была покрыта морем. С этой трансгрессией связано отложение мощных толщ песчаников, сланцев и известняков, содержащих фауну археоциат и водоросли. Геосинклинальный режим существовал до конца кембрийского периода в условиях неравномерного погружения области, поднятия и опускания ее отдельных участков. Период накопления осадков закончился каледонским тектогенезом, который проявился с большой силой и вызвал интенсивное складкообразование. Кембрийские отложения были смяты в крупную синклинальную складку и в ряд более мелких складок второго порядка. Складки имеют северо-западное простирание $300-320^\circ$, опрокинуты на ЮЗ и круто падают на СВ под углом $60-70^\circ$.

В результате каледонского тектогенеза на месте кембрийской геосинклинали образовалась краевая часть платформы, в дальнейшем никогда не покрывавшаяся морем. Основные складчатые структуры бассейна р. Джиды были созданы этим тектогенезом. Каледонский этап орогенической деятельности сопровождался образованием крупных разломов северо-западного простирания, вдоль которых внедрились гипербазиты и габбро, превратившиеся в последующем в серпентиниты, тальк-карбонатные породы и амфиболиты.

Силурийские отложения в бассейне р. Джиды не установлены. По данным Ф. К. Шипулина (1947), они развиты западнее этого района и залегают на кембрийских породах несогласно, подстилаясь горизонтом базальных конгломератов. В результате каледонского тектогенеза силурийские отложения были смяты в складки, согласные со складчатой структурой кембрийских пород.

Каледонский тектогенез закончился мощной интрузивной деятельностью, в результате которой образовались крупные массивы гранодиоритов и гранитов. Судя по расположению массивов, они внедрились вдоль осей антиклинальных складок второго порядка.

Роль герцинского тектогенеза в истории геологического развития исследованного района не выяснена ввиду отсутствия осадочных отложений среднего и верхнего палеозоя. Герцинская геосинклиналь развивалась значительно южнее, в Северной Монголии.

Конец палеозоя характеризуется развитием глыбовых структур, сопровождавшимся образованием крупных разломов широтного и северо-восточного простирания. По трещинам разломов изливались основные лавы, давшие порфириты мелафирового комплекса. Одновременно происходило накопление туфов и отчасти конгломератов и песчаников, переслаивание которых с эффузивными породами установлено М. С. Нагибиной (1946) в долине р. Чикоя. Крупные зоны разломов, заложенные еще в каледонском цикле орогенеза, возобновлялись неоднократно и в последующие циклы складкообразования.

Следующий этап дизъюнктивных нарушений сопровождался внедрением интрузий лейкократовых гранитов, граносенитов и щелочных сиенитов. Зоны разломов, вдоль которых внедрились эти интрузии, имеют северо-западное простирание и приурочены к контактам разнородных

комплексов, как, например, кембрийских отложений с породами каледонской интрузии или к контактам последних с толщей протерозоя.

Мезозойские угленосные отложения в бассейне р. Джиды имеют незначительное распространение. П. И. Налетов (Налетов и др., 1941) отмечает, что в нижнем течении р. Джиды они слагают две узкие синклинальные складки северо-восточного простирания с соответствующим количеством антиклинальных поднятий. Отдельные участки этих складок, по его мнению, попали в зону последующих разломов, вдоль которых внедрились молодые дайковые образования микросиенитов и сиенитдиоритов.

Таким образом, геологические структуры бассейна р. Джиды тесно связаны со структурами Восточного Саяна и Хамар-Дабана, которые были заложены еще в докембрийское время в виде огромного антиклинального поднятия, вытянутого в широтном и северо-восточном направлении. В кембрийское время вокруг этого поднятия формируется его геосинклинальное обрамление в виде накопления толщи морских осадков.

Во время каледонского тектогенеза толщи кембрийских отложений превращаются в мощный складчатый пояс. Южная ветвь этого пояса, по данным А. Х. Иванова, имеет в плане форму сигмоиды, протягивающейся от озера Косогол до среднего течения р. Джиды. В бассейне последней простирание складок северо-западное, вблизи озера Косогол — юго-западное и широтное, согласное с направлением складчатости докембрийских пород, слагающих древние антиклинальные поднятия.

В течение послекаледонского времени развивались главным образом глыбовые структуры, причем их пространственное распределение и ориентировка контролируются планом более древних региональных структур.

Возникновение крупных разломов верхнепалеозойского и мезозойского времени сопровождалось излиянием основных лав и внедрением гранитных интрузий.

В кайнозое имели место мощные излияния базальтовых лав в связи с общим поднятием страны, вызвавшим развитие расколов.

III. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ БАСЕЙНА р. ДЖИДЫ

В бассейне р. Джиды изверженные породы имеют широкое распространение и отличаются большим разнообразием. Намечаются следующие интрузивные циклы: докембрийский, каледонский, мезозойский и кайнозойский. Изверженные породы представлены как эффузивными, так и интрузивными образованиями, причем последние преобладают. Ниже приводим описание интрузивных комплексов, от более древних к молодым.

1. Докембрийские интрузии

Интрузии докембрийского времени в бассейне р. Джиды имеют небольшое распространение и выступают в виде разрозненных участков преимущественно в северной части района, в предгорьях Хамар-Дабана.

Широко развиты интрузии этого возраста западнее нашего района, вблизи озера Косогол, где они наблюдались А. Х. Ивановым. В пределах Восточного Саяна они установлены и исследованы С. В. Обручевым (1942, 1950), И. А. Кобеляцким (1947) и рядом других исследователей. В Хамар-Дабане они исследованы П. И. Налетовым (1944), П. Е. Луненком, Н. И. Фоминым и др.

По данным А. Х. Иванова, западнее бассейна р. Джиды широко распространены древние граниты и гранито-гнейсы, которые залегают в докембрийских кристаллических сланцах и гнейсах в виде небольших массивов. Они сопровождаются интенсивно развитыми процессами иньекции и мигматизации вмещающих пород. Граниты и гранито-гнейсы образуются, вероятно, в весьма глубинных условиях, о чем свидетельствуют широкая мигматизация и согласная иньекция вмещающих пород, наличие гнейсовидных текстур и протокластических структур.

Макроскопически эти граниты представлены мелкозернистыми, реже среднезернистыми аплитовидными разновидностями серого или светлосерого цвета. По содержанию темноцветных компонентов среди них выделяются биотитовые, биотит-амфиболовые и двуслюдяные разновидности.

В Восточном Саяне интрузии докембрийских гранитов сопровождаются большим количеством пегматитовых и кварцевых жил, несущих слюду.

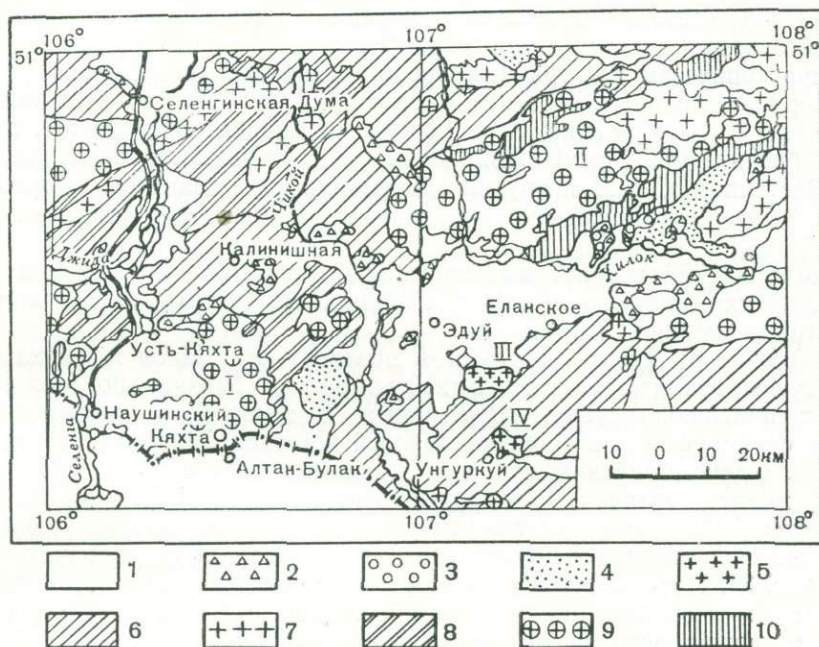
Докембрийский возраст вышеописанных гранитов определяется тем, что отложения нижнего кембрия, находящиеся вблизи этих гранитов, контактовых изменений не несут.

В бассейне р. Джиды, а также в низовьях рек Чикоя и Хилка распространены граниты и гранито-гнейсы, весьма близкие по геологическому положению, составу, структурным и текстурным особенностям, степени метаморфизма и сопровождающей жильной серии пород к вышеописанным докембрийским породам. Докембрийский возраст имеют, вероятно, граниты «саянской» интрузии, отнесенной П. И. Налетовым (Налетов и др., 1941) к каледонскому времени. К этому возрасту должны быть отнесены гранито-гнейсы Заганского хребта и Бургутуйского массива (фиг. 3). Породы этих массивов, по наблюдениям автора, представляют мелко- и среднезернистые гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты серого и светлосерого цвета, резко отличающиеся по внешнему облику, составу и интенсивному катаклазу от гранитов каледонского возраста. Гранито-гнейсы Заганского хребта залегают среди архейских гнейсов, а Бургутуйский массив находится на юго-западном продолжении этого же хребта. Граниты обоих массивов сопровождаются значительным количеством пегматитовых жил, являющихся в Восточном Саяне, как уже упоминалось, характерными жильными образованиями докембрийских гранитных интрузий.

Граниты состоят из сильно раздробленных крупных и мелких неправильных зерен ортоклаза, олигоклаза, кварца и небольшого количества биотита. Промежутки между крупными зернами заполнены тонкозернистым кварц-полевошпатовым материалом, представляющим продукт раздробления кристаллов до степени мilonита. Иногда внутри таких мilonитизированных участков сохранились еще реликты раздробленных первичных зерен. Нередко отдельные зерна полевых шпатов и кварца превращены в агрегат мелких округлых обломков. Чешуйки биотита слагают извилистые прожилки между крупными зернами. Структура породы катакластическая. Таким образом, докембрийские граниты резко отличаются от каледонских сильной метаморфизацией, гнейсовидной текстурой, широким развитием явлений катаклаза, доходящего иногда до степени мilonитизации.

К той же группе гранитов могут быть отнесены серые гнейсовидные граниты р. Ичеты, граниты Тарбагатайского водораздела и р. Оронго-доя, правого притока р. Цакирки. Судя по описаниям П. И. Налетова (1935), сходный облик с докембрийскими гранитами имеют также граниты, распространенные в местности Купчин, в системе р. Илинки.

Интрузивы этих гранитов сопровождаются большим количеством жил пегматитов, представленных двумя типами. Чаще всего встречается серый пегматит с письменной структурой, состоящий из кварца, полевого шпата, зеленоватой слюды и турмалина. Пегматит с красным полевым шпатом и серым кварцем развит слабо.



Фиг. 3. Схема размещения гранитных интрузий в низовьях р. Чикоя. Названия массивов: I — Бургутуйский; II — Заганский; III — Топкинский; IV — Унгуркуйский.

1 — четвертичные отложения; 2 — базальты; 3 — третичные песчаники, пески и глины; 4 — гусиноозерская свита; 5 — граниты, гранит-порфиры мезозойские; 6 — порфириды, диабазы, порфиры, предположительно верхнепалеозойские; 7 — граниты, сиениты, диориты каледонские; 8 — кембрийские отложения; 9 — граниты и гранито-гнейсы докембрийские; 10 — архейские отложения.

В верховьях р. Правой Биту-Джиды П. И. Налетов (1936) встретил инъекции гранитов и пегматитов с амазонским камнем. Эти породы секут битуджидинские сланцы (протерозойские) и контактово изменяют их. Тот же исследователь указывает, что с этими гранитами связаны слюдоносные пегматиты. К докембрийским интрузивным образованиям отнесены К. А. Шалаевым (1935) послонные инъекции пегматитовых жил с мусковитом, развитые только в протерозойских мусковит-биотитовых гнейсах и биотитовых сланцах в верховьях р. Уленгчин. В результате привноса магматического материала из этих сланцев образовались типичные мигматиты.

Подводя итоги вышеизложенному, необходимо отметить, что докембрийские граниты бассейна р. Джиды обладают многими характерными чертами, присущими также соответствующим гранитам соседних районов, которые облегчают их сопоставление. Такими характерными особенностями являются следующие:

1) интрузивы этого возраста сложены однородными, почти не дифференцированными биотитовыми и роговообманково-биотитовыми серыми и светлосерыми гранитами;

2) часто граниты сильно метаморфизованы и превращены в гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы; в них широко развиты протокластические структуры и зоны интенсивного катаклаза;

3) вмещающие сланцы и гнейсы архея часто превращены в мигматиты и инъекционные гнейсы, причем контактовый ореол достигает нескольких сот метров;

4) интрузивы сопровождаются большим количеством пегматитовых и кварцевых жил, с которыми иногда связаны промышленные месторождения слюды.

2. Нижнепалеозойский (каледонский) интрузивный комплекс

а) Ультраосновные породы

В первый этап нижнепалеозойской орогенической деятельности в толщу кембрийских отложений внедрилась интрузия ультраосновных и основных пород, представленная пластовыми залежами и линзовидными телами. Выходы небольших массивов образуют несколько зон; наиболее крупная из них, по данным М. В. Бесовой (1937), находится в песчаниках и сланцах среднего кембрия и протягивается в северо-западном направлении на десятки километров. Две небольшие зоны гипербазитов установлены автором восточнее Джидинского месторождения; здесь они образуют линзовидные тела, залегающие согласно с зелеными сланцами кембрия. Гипербазиты встречены также П. И. Налетовым (1935) в нескольких пунктах западной части бассейна р. Джиды в виде небольших штоков и жил.

Массивы сложены главным образом серпентинитами, среди которых сохранились небольшие участки перидотитов и пироксенитов. В составе перидотитов участвуют оливин, моноклинный и ромбический пироксен, серпентин, магнетит, хромит, шпинель. Серпентин составляет существенную часть породы и образуется как по оливину, так и по пироксенам. Он представлен хризотилом, игольчатыми листочками антигорита и тонкозернистой аморфной массой серпофита. В начальной стадии замещения в зернах оливина развивается сеть мелких неправильных трещин с хризотилом, которые создают характерную сетчатую структуру. В случае сильного замещения оливина серпентином образуется петельчатая структура.

Серпентинизированные пироксениты были встречены вблизи Джидинского месторождения, в левом борту р. Хасуртый и вблизи устья р. Цакирки. Они состоят из авгита, гиперстена, оливина, серпентина и небольшого количества рудных минералов.

Дуниты, развитые в верховье р. Уленгчин, по наблюдениям К. А. Шалаева (1935), состоят почти исключительно из оливина. Последний сильно замещен хризотилом, тонкие волокна которого заполняют неправильные трещины в его зернах и создают петельчатую структуру.

Серпентиниты по внешнему облику представляют собой темные массивные или сланцеватые породы с характерным для них жирным блеском. Главные минералы — хризотил, антигорит, аморфный серпентин, к которым примешаны небольшие количества магнетита, хромита, шпинели. В отдельных участках развиты значительные количества карбоната и талька. Серпентиниты исследованного района характеризуются большим разнообразием структур. В них часто встречаются петельчатые, решетчатые и спутанно-волокнистые структуры.

Во многих местах, особенно в штоках и линзовидных телах небольших размеров, серпентиниты сильно сдавлены, рассланцованы и превращены в змеевиковые и тальк-карбонатные сланцы, вытянутые в северо-западном направлении $300-320^\circ$, согласно с простиранием вмещающих пород. Состоят они существенно из серпентина, талька, карбонатов и небольших количеств магнетита, хромита и шпинели.

Изменение ультраосновных пород вызвано, очевидно, процессами авто- и динамометаморфизма, интенсивно проявившимися во время каледонских движений. На изменение состава пород отдельных массивов большое влияние также оказали последующие интрузии гранитов.

Контактовое воздействие интрузии ультраосновной магмы особенно резко отразилось на вмещающих породах карбонатного состава, за счет которых образовались, по исследованиям М. В. Бесовой (1937) и Т. Т. Деуля (Налетов и др., 1941), карбонат-кварцевые породы. В составе последних присутствуют следующие минералы: карбонаты (брейнерит, магнезит, сидерит, кальцит), кварц, фуксит, хромит, магнетит, и пирит.

Возраст гипербазитов исследованного района определяется как нижнесилурийский. По данным М. В. Бесовой (1939), П. И. Налетова (1941), С. В. Обручева (1948) и личных наблюдений автора, они прорываю отложения нижнего и среднего кембрия с археоциатами и вместе с ними были смяты во время каледонской орогенической деятельности. Вместе с тем ультраосновные породы метаморфизованы гранитами каледонской интрузии.

По данным М. В. Бесовой (1937), П. И. Налетова и Т. Т. Деуля (1941), К. П. Калининной (1952) и других исследователей с интрузиями ультраосновных пород генетически связаны рудопроявления хрома, никеля, платины и осмистого индия. Рудопроявления хрома и никеля установлены в Даргинтуйской сопке, на водоразделе рек Оронгодой — Цакирка, в долине р. Хара-Ухыр, в районе пади Ивановской, по левому берегу р. Сохюрты и в ряде других мест.

В Даргинтуйской сопке известняки на контакте с ультраосновными породами под влиянием процессов метасоматоза превращены в карбонат-кварцевые породы. Химические анализы последних показали содержание никеля от 0,03 до 0,87%, хрома от 0,11 до 12,89%.

На водоразделе рек Оронгодой — Цакирка хромит образует шпировые выделения и вкрапленность в гарибургитах и серпентинитах. Содержание никеля в них колеблется от 0,16 до 0,32%, хрома от 0,7 до 12,66%; имеются следы платины. Размеры рудопроявления не выяснены.

Рудопроявления в пади Ивановской, правого притока р. Маргын-Шено, приурочены к листовитам, имеющим интенсивное позеленение. Химический анализ показал содержание в них никеля 0,18% и хрома 2,2%. В этой же пади в аллювиальных песках встречен осмистый иридий.

Из нерудных ископаемых с интрузиями ультраосновных пород связаны тальковые породы и асбест. Первые из них пространственно приурочены к контактовым зонам известняков с ультраосновными породами и встречаются по р. Хохюрте, на водоразделах рек Хохюрта — Нарыл и Урдвейса-Бияса. Прожилки асбеста были встречены в гипербазитах по р. Сохюрте, на водоразделе рек Джиды — Хохюрта и в других местах.

Как видно из изложенного, с интрузиями гипербазитов связаны многочисленные заслуживающие специальных исследований рудопроявления хрома и никеля.

б) Основные породы

Основные породы имеют небольшое распространение и развиты среди кембрийских отложений. Раньше их относили к основным дериватам гранитной интрузии (Налетов и др., 1941). По нашим же наблюдениям, основные породы сопровождают массивы гипербазитов, слагая иногда их краевые части. Массивы габбровых пород, в виде обособленных небольших штоков размером до 1 км², были встречены на правом склоне р. Булуктай, на водоразделе рек Хасуртый—Бугриктый, около улуса Хойто-Быин. Вблизи Булуктайского месторождения небольшой массив габбро и сопровождающие его мелкие тела находятся среди ороговикованных кембрийских сланцев. В верховьях р. Хасуртый сильно метаморфизованные габбро-амфиболиты развиты по периферии массива серпентинитов, а восточнее улуса Хойто-Быин габбро залегают среди гранитов. Обычно контакты массивов габбро с вмещающими породами скрыты под современными отложениями, и взаимоотношения их не доступны наблюдению. Габбровые породы сильно метаморфизованы, местами имеют сланцеватую текстуру или превращены в амфиболиты.

Макроскопически габбро представляют собой средне- и крупнозернистые темносерые породы с ясно видимыми зернами зеленовато-серого плагиоклаза и темнозеленого пироксена. В составе габбро присутствуют авгит, сосюритизированный лабрадор и большое количество вторичных образований, представленных актинолитом, эпидотом, цоизитом и серицитом. Наиболее глубоко изменен плагиоклаз, который замещен эпидотом и цоизитом. Пироксен часто полностью переходит в уралитовую роговую обманку. Встречаются также роговообманковые габбро, состоящие из большого количества зеленой роговой обманки, крупных таблиц лабрадора и вторичных — биотита, эпидота, серицита. Структура пород габбровая, местами диоритовая. В катаклазированных габбро зерна минералов раздроблены, ориентированы в одном направлении.

Амфиболиты, встреченные в верховьях р. Хасуртый, представляют собой среднезернистые зеленовато-темные породы. Они слагают линзовидные тела, вытянутые в северо-западном направлении 340°, согласно с простираем сильно сдавленных серпентинитов и вмещающих кембрийских пород. Такие же амфиболиты в ассоциации с серпентинитами были встречены на правом склоне р. Маргын-Шено. В них хорошо развита сланцеватая текстура, обусловленная чередованием тонких полос полевошпатового материала и темноцветных. Амфиболиты существенно состоят из роговой обманки, андезина, хлорита и эпидота. Структура пород гранобластическая.

Время внедрения интрузии основных пород относится к ранним этапам каледонской интрузивной деятельности. Нижняя возрастная граница интрузии определяется тем, что габбро прорывают кембрийские отложения, участвуют подобно серпентинитам, в процессах складкообразования, сильно метаморфизованы и местами превращены в амфиболиты. Верхняя граница в пределах исследованного района не установлена. В Восточном Саяне, по данным И. А. Кобеляцкого (1947), аналогичные породы прорывают известняки среднего кембрия, а обломки габбро встречаются в гальках верхнесилурийских конгломератов. На основании указанных соотношений он считает возможным отнести время внедрения интрузии основных пород к одному из первых этапов каледонского тектонического цикла.

в) Интрузии гранитоидов

Древние гранитоиды широко распространены в системе р. Джиды. Они слагают два крупных массива, расположенных к западу и востоку от поля кембрийских отложений. В плане массивы имеют удлиненную форму и вытянуты в северо-западном направлении. Повидимому, интрузивы внедрились в ядра антиклинальных складок кембрийских отложений. Площадь отдельных массивов достигает 3000 км². Кроме указанных массивов, есть еще несколько более мелких тел, которые расположены также в толще кембрийских пород. П. И. Налетов отмечает (1944) значительное распространение интрузий аналогичного состава в бассейнах рек Иркутка и Чикоя, прилегающих к описываемому району с северо-запада и востока.

Для выяснения строения массивов и петрографического состава слагающих пород нами были сделаны пересечения обоих массивов вдоль р. Джиды, дающей на участках этих массивов ряд непрерывных скалистых обнажений. Кроме того, были детально исследованы контактовые зоны этих массивов в местах стыка их с интрузиями лейкократовых гранитов и составлены геологические карты. В результате наших исследований удалось установить, что массивы древних гранитоидов имеют сложное строение и состоят из пород кварц-диоритовой и гранитной магмы, внедрившихся в два этапа.

В первый этап каледонской интрузивной деятельности внедрились гранодиориты и кварцевые диориты, которые слагают краевые части массивов в пределах зон, достигающих местами ширины в 10 км. Преобладают кварцевые диориты, которые сопровождаются гранодиоритами, трондемитами, кварцевыми сиенитами, диоритами и габбро-диоритами, связанными между собой весьма постепенными переходами.

В следующий этап интрузивной деятельности вторглись граниты и граносиениты центральной части массивов.

Прорывание ими интрузий кварцевых диоритов и их формирование в самостоятельную фазу доказывается следующими наблюдениями.

а) комплексы пород кварц-диоритовой и гранитовой интрузий отличаются различным составом и имеют резкие контакты;

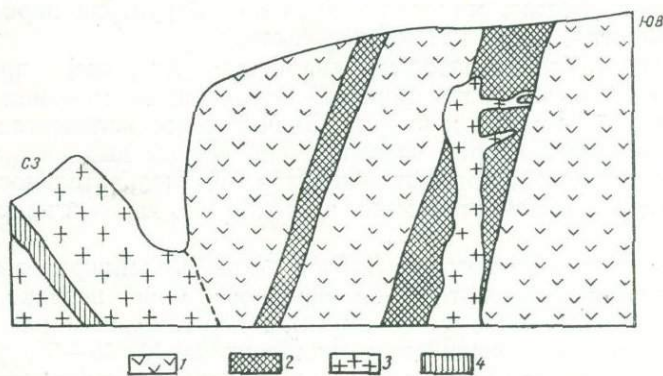
б) в краевых частях интрузий гранитов и граносиенитов широко развиты порфиоровые разности, характерные для приконтактных зон;

в) по данным К. А. Шалаева (1935), Е. Н. Смолянского (1949) и наших наблюдений, у большинства интрузий гранитов кварц-диоритовые каемки отсутствуют и, как видно из геологической карты (см. фиг. 1), они часто образуют обособленные интрузии;

г) интрузии кварцевых диоритов сопровождаются собственной серией жильных пород, которые секутся апофизами гранитов второй фазы, что указывает на наличие перерыва между вторжением этих интрузий.

Интрузивные контакты между породами обеих разновозрастных групп наблюдались как в западном, так и в восточном массивах. В западном массиве они доказываются резким контактом между граносиенитами и кварцевыми диоритами (береговое обнажение по р. Джиде, в 8 км к западу от д. Хужир), а также наблюдавшимся на значительном протяжении вдоль контакта сильным катаклизмом кварцевых диоритов. Еще более отчетливые интрузивные контакты между кварцевыми диоритами и гранитами наблюдались нами в массиве, расположенном в среднем течении р. Джиды, у устья р. Ундур. Обнажение представляет собой скалистый берег высотой около 15 м и длиной около 100 м. Восточная часть обнажения сложена среднезернистыми кварцевыми дио-

ритами, которые приблизительно в средней части имеют интрузивный контакт с розово-серыми гранитами второго этапа. Контакты между ними резкие, граниты вблизи контакта содержат ксенолиты кварцевых диоритов размером до 1—2 м в поперечнике, проникают в кварцевые диориты в виде прожилков, мощностью от нескольких до 10—15 см. Мелкие ксенолиты кварцевых диоритов в гранитах перекристаллизованы и содержат в большом количестве эпидот, кварц и амфибол. Такие же соотношения между кварцевыми диоритами и гранитами наблюдались в обнажениях правого берега р. Джиды, в 6 км к западу от с. Харацай (фиг. 4). Кварцевые диориты и их разновидности обычно интенсивно метаморфизованы и катаклазированы. В участках, подвергшихся динамометаморфизму, они приобретают гнейсовидный облик, четко наблюдается рассланцевание.



Фиг. 4. Зарисовка обн. № 144. Правый берег р. Джиды к западу от д. Харацай.

1 — кварцевые диориты; 2 — микродиориты; 3 — граносиениты; 4 — спесартиты.

Представители первого этапа интрузивной деятельности, т. е. породы диоритового состава, широко развиты, как указывалось, в краевых частях обоих крупных массивов. Они слагают большие площади в юго-восточной, восточной и северо-западной частях западного массива, а в восточном массиве развиты преимущественно в его южной части, с восточной и западной сторон. Контуры участков, сложенные диоритовыми породами, весьма неправильны, извилисты; в одних участках кварцевые диориты глубоко заходят внутрь ядра массива, где соответственно меньшие площади заняты гранитами, в других участках кварцевые диориты отсутствуют, и граниты второго этапа непосредственно контактируют с породами кровли.

Контакты кварцевых диоритов с вмещающими породами вследствие плохой обнаженности изучены недостаточно. В окрестностях Джидинского месторождения восточный контакт массива кварцевых диоритов с кембрийской толщей имеет меридиональное направление; падение плоскости контакта крутое на восток под углом 45—70°. В краевых частях массивов кварцевые диориты интенсивно смяты и на значительных участках приобретают гнейсовидный облик.

Кварцевые диориты, наиболее детально изученные нами в окрестностях Джидинского и Булуктайского месторождений, представляют собой средне- и крупнозернистые зелено-серые породы с крупными неравномерно распределенными зернами полевого шпата и темноцветных. Па-

параллельно ориентированное расположение темноцветных и светлых минералов создает полосчатые и гнейсовидные текстуры. Особенно сильно смятые кварцевые диориты изучены нами из окрестностей Джидинского месторождения, где они рассланцованы, превращены в диоритовые гнейсы и кристаллические кварц-эпидот-биотитовые сланцы. Смятые кварцевые диориты встречаются и в других местах района.

Главные минералы кварцевых диоритов — андезин № 32—45, роговая обманка и биотит. В меньших количествах развиты кварц и калиевый полевой шпат. Аксессуары представлены магнетитом, апатитом, титанитом и реже цирконом. Широко развиты вторичные минералы — кварц, эпидот, цоизит, серицит. Характерная особенность структуры описываемых пород — неравномерное распределение минералов и ясно выраженный катаклиз слагающих зерен. По взаимоотношениям минералов намечается такая последовательность кристаллизации: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, микроклин и кварц. Структура породы гипидиоморфнозернистая, часто катакластическая.

Трондьемиты (лейкократовые кварцевые диориты) представляют собой серые среднезернистые породы, состоящие из андезина № 35—40, зеленой роговой обманки и кварца. Значительное количество (до 15%) хорошо различного кварца позволяет еще в поле выделить эти породы среди окружающих кварцевых диоритов. Последовательность выделения минералов и взаимоотношения их такие же, как и в кварцевых диоритах.

Диориты и габбро-диориты имеют более меланократовый облик и характеризуются зеленовато-серой окраской. Они нередко обладают гнейсовидной текстурой с ясно заметным параллельным расположением минералов. Главные компоненты — плагиоклаз № 45—55, роговая обманка, биотит, авгит. В небольших количествах встречаются кварц и микроклин. Двойники плагиоклаза часто сдавлены, изогнуты, обладают волнистым угасанием. Призматические зерна авгита большей частью окружены реакционными каемками зеленой роговой обманки, иногда полностью замещающими пироксен. Нередко пироксен и роговая обманка замещены бледнозеленым актинолитом, сохраняющим форму первичных минералов. Микроклин встречается спорадически в виде неправильных зерен, выполняющих интерстиции. Единичные зерна кварца заполняют свободные участки между зернами других минералов.

Интенсивно развиты процессы замещения плагиоклаза сосюритом, эпидотом и цоизитом, а темноцветных — хлоритом. Явления катаклаза в этих породах весьма распространены и носят региональный характер.

Среди кварцевых диоритов есть также небольшие участки кварцевых сиенитов, которые связаны с ними постепенными переходами и отличаются только значительным содержанием калиевого полевого шпата. Обнажения кварцевых сиенитов есть в обоих массивах. Нами они были встречены на левом склоне р. Модонкуль и в нескольких местах южнее д. Нарын. По данным П. И. Налетова (Налетов и др., 1941), они встречаются по р. Субутуй-Тарбагатай, в бассейне р. Шараазарги и в ряде других пунктов.

Макроскопически они представляют собой средне- и крупнозернистые породы розово-серого или красновато-бурого цвета. Главные минералы — калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, роговая обманка, кварц. Зерна микроклина и ортоклаза составляют до 50% объема породы и представлены крупными зернами неправильной формы с большим количеством пертитовых вростков, имеющих форму соединяющихся между собой прожилков. Олигоклаз образует идиоморфные двойники с

очень тонкими полосками двойникования. Цветные минералы дают небольшие скопления зерен неправильной формы, разъедаются зернами плагиоклаза и калиевого полевого шпата и могут быть отнесены к более ранним выделениям. Кварц составляет от 5 до 10% объема породы. Его мелкие ксеноморфные зерна, обладающие волнистым погасанием, выполняют промежутки между зернами других минералов. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Помимо перечисленных разновидностей небольшим распространением пользуются также гранодиориты, отдельные выходы которых были встречены в окрестностях с. Хулдат, на левом склоне р. Модонкуль и в других местах.

Граниты и граносиениты второго этапа имеют наибольшее развитие, слагая центральные части обоих крупных массивов, а также ряд более мелких интрузивов. Макроскопически они представляют среднезернистые или порфириовидные породы светлорозового и розово-серого цвета, состоящие из белых и розовых зерен полевого шпата, мелких серых зерен кварца и редких чешуек черного биотита.

Минералогический состав остается постоянным на значительном протяжении. Главные минералы—микроклин, альбит-олигоклаз № 12—17, кварц, биотит. Альбит-олигоклаз представлен идиоморфными полисинтетическими двойниками по альбитовому и альбит-карлсбадскому закону. Микроклин составляет около 40% объема породы. Он образует крупные ксеноморфные зерна с большим количеством пертитовых и микропертитовых вростков. На границе микроклина с олигоклазом наблюдается замещение последнего альбитом с неправильными участками мирмекитовых вростков. Кварц образует неправильные зерна, выполняющие свободные участки между ранее выделившимися минералами. Биотит представлен небольшими листочками с включениями кристалликов апатита и рудных зерен. Редко встречается зеленая роговая обманка. Наблюдается такая последовательность выделения минералов: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, микроклин, кварц. Структура породы гранитная, порфириовидная.

Граносиениты представляют собой те же граниты с содержанием кварца до 15—20% и связаны с ними всеми переходами, настолько постепенными, что оконтурить участки их распространения не удастся. Взаимоотношения минералов и последовательность их выделения совершенно одинаковы с таковыми гранитов. Такое уменьшение содержания кварца, видимо, можно объяснить местными явлениями десилификации магмы, а не ассимиляцией вмещающих пород, как полагает К. А. Шалаев (1935), потому что уменьшение кварца не сопровождается повышением основности магмы.

Граниты и граносиениты отличаются от кварцевых диоритов значительно более свежим обликом и меньшей степенью метаморфизма. Не наблюдается широкого развития рассланцевания, параллельной ориентировки листочков биотита, полевых шпатов, явлений протоклаза. Процессы катаклаза и брекчирования хотя и развиты довольно широко, но приурочены к локализованным зонам разломов. В этом случае образуются гранитовые брекчии, милониты и катаклазиты, характеризующиеся раздроблением составных частей породы и увеличением количества новообразований. Вторичные изменения гранитов и граносиенитов проявились в слабой серицитизации плагиоклазов, в пелитизации микроклина и хлоритизации биотита.

Контактовое воздействие интрузии проявилось в интенсивном ороговиковании осадочных и эффузивных пород кембрия, в их эпидотизации

окварцевании и актинолитизации. Известняки и известковые породы превращены в мраморы и диопсид-гранатовые скарны.

г) Жильные породы

Интрузии кварцевых диоритов и гранитов сопровождаются большим количеством жильных пород разнообразного состава, которые особенно широко развиты в краевых частях массивов кварцевых диоритов, но часто встречаются также в гранитах и граносиенитах. Многочисленные дайки жильных пород прорезают кварцевые диориты в окрестностях с. Харацай, с. Хулдат, вдоль пади Подхулдочи, в окрестностях Джидинского месторождения и западнее д. Хужир. Преобладающее количество даек в обоих массивах имеет северо-западное простирание ($310-340^\circ$) с падением на СВ $50-70^\circ$ или северо-восточное простирание ($40-70^\circ$) с падением на ЮВ $50-60^\circ$; сравнительно часты также дайки широтного простирания с падением на юг $50-60^\circ$. Следует отметить, что направления даек совпадают с простиранием главных систем трещин отдельных в глубинных породах. Преобладание даек северо-западного и северо-восточного простираний обусловлено интенсивными проявлениями тектонических нарушений по этим направлениям еще во время формирования самих интрузивов. Для разделения жильных пород, связанных с кварцевыми диоритами или с гранитами, и установления последовательности их внедрения достаточных данных у нас нет.

По составу жильные образования каледонской интрузии представлены микрогранитами, гранит- и сиенит-порфирами, пегматитами, микродиоритами, диорит-порфирами, спессартитами и габбро-порфиритами. В кварцевых диоритах преимущественно развиты дайки диоритового состава — микродиориты, диорит-порфиры и спессартиты; реже встречаются габбро-порфиры, сиенит- и гранит-порфиры.

Микродиориты пользуются значительным распространением. Они представляют собой мелко- и скрытозернистые темносерые породы, состоящие существенно из андезина № 35—45 (до 70%), зеленой роговой обманки (15—20%) и биотита (5—10%). В отдельных дайках содержится авгит (до 10%), реакционно замещенный роговой обманкой и биотитом. В переменных количествах участвуют микроклин и кварц, развитые в виде весьма неправильных зерен с неясными расплывчатыми контурами. В ряде даек микродиориты секутся микрогранитами, метаморфизованы, сдавлены, обладают сланцеватой текстурой. Плагноклаз в них сильно изменен, превращен в сосюритовый агрегат. Структура пород типидиоморфнозернистая, диоритовая, иногда катакластическая. Диорит-порфиры по минералогическому составу почти тождественны микродиоритам, отличаясь от них лишь ясно выраженной порфировой структурой.

Спессартиты также пользуются значительным распространением. Они слагают дайки мощностью 1—5 м и протяжением несколько сот метров. Контакты даек с вмещающими породами обычно резки. По внешнему виду они представляют собой массивные темнозеленые и темные породы, состоящие из большого количества игольчатых кристаллов амфибола в массе светлосерого полевого шпата. Главные минералы — зеленая или коричнево-бурая роговая обманка (до 40%) и сильно альбитизированный плагноклаз (до 50%). В небольших количествах участвуют биотит, кварц и магнетит. Структура породы панидиоморфнозернистая.

Гранит-порфиры широко развиты среди гранитов и кварцевых диоритов западного массива вблизи его контакта с Ихе-Желгинским што-

ком мезозойских гранитов. Они образуют дайки мощностью до 5 м и протяжением до 500—600 м широтного или северо-восточного простирания и с крутым падением на Ю или ЮВ. Макроскопически гранит-порфиры представляют собой серовато-розовые или желтовато-серые массивные породы с мелкими вкрапленниками кварца и полевых шпатов и афанитовой основной массой. Вкрапленники составляют около 30% и представлены кристаллами кварца, серицитизированного альбит-олигоклаза и пелитизированного ортоклаза. Основная масса сложена теми же минералами. Структура ее микрогранитовая.

Кварцевые сиенит-порфиры близки по составу к описанным гранит-порфирам, от которых отличаются иным содержанием калиевого полевого шпата и кварца.

Микрограниты и аплиты часто встречаются в кварцевых диоритах и гранитах, в которых они образуют тонкие прожилки, мощностью 5—20 см и протяжением в несколько десятков метров. По минералогическому составу эти породы близки к гранитам второго этапа, жильными дериватами которых они являются. Прожилки их часто сопровождают дайки других пород, проникая в них вдоль контакта или вдоль трещин отдельности, и залегают согласно с ними. Макроскопически микрограниты и аплиты представляют собой светлорозовые и розовые мелкозернистые породы. Главные минералы — сильно серицитизированный альбит № 7—10, совершенно свежий микроклин и кварц. Иногда присутствует биотит. Структура пород аплитовая, местами катакластическая. Как будет показано ниже, граниты мезозойского возраста сопровождаются также гранит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами и аплитами, имеющими близкий состав с вышеописанными породами, так что разделить их на некоторых участках не удастся.

Значительное развитие жильных пород свидетельствует о том, что массивы вскрыты еще на сравнительно небольшую глубину. Разнообразие их состава указывает на неоднократное вторжение новых порций дифференцированного магматического материала в затвердевшие массивы.

д) Некоторые итоги

Проведенные исследования пород каледонского интрузивного цикла бассейна р. Джиды позволяют высказать предположение об их магматическом происхождении, о чем свидетельствуют следующие данные:

1. Магматические фазы комплекса представлены ультраосновными и основными породами, гранодиоритами и гранитами.

2. Из них ультраосновные и основные породы относятся к интрузии раннего этапа, не связанной в пространстве и во времени с развитием комплекса гранитоидов, что указывает также на самостоятельность источников и путей подъема их магм. Разнообразие состава пород этой интрузии, вероятно, объясняется процессами дифференциации базальтовой магмы.

Следует отметить, что такая же последовательность формирования каледонских интрузивных комплексов наблюдается во многих областях. По данным В. С. Коптева-Дворникова (1940, 1951) и Г. Д. Афанасьева (1950), с вторжения интрузий гипербазитов, не связанных во времени с гранитоидами, начинается каледонский интрузивный цикл на Урале, в Центральном Казахстане и на Кавказе. Такая закономерность в последовательности формирования интрузивного комплекса может быть обусловлена появлением в начале развития процесса складкообразования

глубоких разломов в земной коре и вторжением по ним базальтовой магмы.

3. В следующий этап внедрились интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов, формировавшиеся из общего магматического очага. Они приурочены к одним и тем же складчатым структурам и нередко слагают единые массивы со сложным строением. В их пространственном размещении хорошо видна зависимость появления интрузий от интенсивности каледонского тектогенеза.

Комплекс пород этой фазы весьма сложен и, как отмечалось, включает кварцевые диориты, гранодиориты, трондjemиты, кварцевые сиениты, диориты и габбро-диориты, связанные между собой весьма постепенными переходами. Характерная особенность наиболее распространенных кварцевых диоритов, а также диоритов и габбро-диоритов — развитие наряду с основным андезином, лабрадором, пироксеном и роговой обманкой также небольших количеств калиевого полевого шпата и кварца. Присутствие их вместе с лабрадором и пироксеном свидетельствует о гибридном характере пород кварц-диоритовой интрузии и их образовании из магмы, ассимилировавшей сильно известковистые породы кровли, какими могли являться отложения кембрия.

Исходная магма гранитоидов, вероятно, имела гранитный состав. Высокая температура магмы и наличие в ней большого количества летучих компонентов обусловили интенсивную гибридизацию известково-глинистых и эффузивных пород кембрия с превращением гранитной магмы в гранодиоритовую, что подтверждается внедрением больших интрузий гранодиоритов и кварцевых диоритов в ранние фазы интрузивной деятельности. Широкое развитие гибридных пород — диоритов, габбро-диоритов и габбро, их состав и структуры свидетельствуют о значительной активности гранодиоритовой магмы и о богатстве ее летучими компонентами.

Большая роль явлений гибридизма в ранних фазах интрузивных комплексов отмечается А. П. Лебедевым (1937) для Алтая, Г. Д. Афанасьевым (1950) для Кавказа, В. С. Коптевым-Дворниковым (1951) для Центрального Казахстана и другими исследователями.

4. Наибольшим распространением в каледонском интрузивном комплексе пользуются породы гранитной фазы, слагающие крупные массивы, по объемам значительно превосходящие тела гранодиоритов и гипербазитов. Внедрение их в кварцевые диориты и другие породы второго этапа доказывается контактовым воздействием гранитов на кварцевые диориты, нахождением последних в виде ксенолитов среди гранитов, широким развитием в эндоконтактах гранитных интрузий порфировых разностей и некоторыми другими наблюдениями.

Интрузии гранитов характеризуются меньшей химической активностью, что подтверждается слабым развитием в составе их гибридных пород и меньшей интенсивностью контактовых процессов. В эндоконтактах интрузий часто развиты граносиенитовые и сиенитовые фации.

Количественные подсчеты минералогического состава и химические анализы пород гранодиоритовой и гранитной фазы показывают постепенные изменения их состава от основных к кислым, в сторону увеличения роли кремнекислоты и щелочей и уменьшения железа, магния и кальция, что свидетельствует о развитии глубинной дифференциации в магматическом очаге наряду с процессами гибридизации.

О формировании гранитов магматическим путем свидетельствуют: 1) массивное однородное строение пород без признаков полосчатости или наличия реликтов вмещающих пород; 2) постоянный минералогиче-

ский состав пород в пределах крупных объемов и наличие весьма постепенных переходов между отдельными типами; 3) определенная последовательность в кристаллизации породообразующих минералов; 4) развитие структур, которые характерны для пород, кристаллизующихся из расплава; 5) постоянный состав аксессуарных; 6) различный состав интрузий и вмещающих пород; 7) резкие контакты между интрузивными телами и породами кровли и 8) наличие многочисленных апофиз интрузивных тел, проникающих в породы кровли иногда на значительное расстояние.

5. Взаимоотношения этого комплекса пород с другими достаточно точно определяют его местоположение в общей схеме последовательности образования пород района. Как уже отмечено, породы интрузии прорывают осадочно-эффузивную и сланцево-песчаниковую свиты кембрия и интенсивно метаморфизуют их. Интрузии вторглись в ядра антиклинальных складок кембрийских отложений, были в значительной мере сдавлены и принимали участие в процессах каледонской складчатости, что является, в частности, одним из доводов в пользу каледонского возраста самих интрузий. Краевые части массивов на большом протяжении огнейсованы, катаклазированы, превращены в гнейсовидные разности.

Менее точно установлена верхняя возрастная граница интрузий кварцевых диоритов и гранитов ввиду отсутствия осадочных отложений среднего и верхнего палеозоя. Она определяется тем, что на породах этой интрузии со стратиграфическим контактом залегают плагиоклазовые порфириды предположительно верхнепалеозойского возраста. Непосредственные контакты кварцевых диоритов с порфиритами мы наблюдали около д. Хулдат, где порфириды залегают на кварц-диоритах без признаков контактового воздействия со стороны последних. К. А. Шалаев (1935), П. Е. Луненок и П. М. Клевенский также указывают, что порфириды «мелафирового комплекса» залегают на размытой поверхности вышеописанных гранитов.

Этими наблюдениями довольно определенно устанавливается каледонский возраст интрузии, о чем свидетельствует также интенсивное проявление в пределах Восточного Саяна и Западного Забайкалья именно каледонской складчатости, сопровождавшейся мощной интрузивной деятельностью.

П. И. Налетов (Налетов и др., 1941) считает, что складчатые структуры кембрийских отложений усложнены во время герцинского диастрофизма, и с ними связывает мощные интрузии гранитов. Отнесение интрузий кварцевых диоритов и гранитов р. Джиды к герцинскому циклу не может быть подтверждено фактическим материалом ввиду полного отсутствия в районе геосинклинальных отложений среднего палеозоя. В среднем палеозое, по данным С. В. Обручева (1942), Ф. К. Шипулина (1947) и других исследователей, монгольская геосинклиналь располагалась значительно южнее бассейна р. Джиды. Этот бассейн в то время представлял собой жесткую платформу, в которой тектонические напряжения герцинского диастрофизма могли сказаться только в глыбовых нарушениях, малых интрузиях и эффузивной деятельности.

Следует отметить, что С. В. Обручев (1942), изучавший геологию и тектонику Восточного Саяна и западной части бассейна р. Джиды, также считает возраст этих интрузий каледонским.

Установление каледонского возраста для описанных выше древних кварцевых диоритов и гранитов находится в полном соответствии с новыми данными о последовательности интрузивных циклов в Восточном

Саяне и Западном Забайкалье, в которых гранитным интрузиям аналогичного типа также приписывается каледонский возраст.

3. Мезозойский интрузивный комплекс

а) Интрузивные породы

В бассейне р. Джида известно значительное количество небольших массивов, сложенных лейкократовыми гранитами, резко отличными по геологическому положению и составу от докембрийских и каледонских. Интрузивы расположены в приконтактных зонах разнородных геологических комплексов, преимущественно между кембрийскими отложениями и каледонскими кварцевыми диоритами.

В западной части бассейна лейкократовые граниты слагают массивы: ¹ Дыгенский, Ихе-Желгинский, Долон-Модонский, Сухого ключа, Первомайский, Хайхатский, Бильчирский (см. фиг. 1). Первые два находятся у западного контакта массива каледонских кварцевых диоритов, остальные расположены вдоль его восточного контакта, вытянутого в северо-западном направлении. Первомайский массив приурочен непосредственно к контакту кембрийских пород с кварцевыми диоритами, а массивы, расположенные в верховьях р. Долон-Модон, Сухого ключа и по речке Хайхат, внедрились в кембрийские породы.

Следующая группа массивов приурочена к Харацайскому массиву каледонских гранитоидов в средней части бассейна. Вдоль его западного контакта с кембрийскими отложениями расположены массивы: Булуктайский, Хуртогинский и Цаган-Нугунский. Вблизи его восточного контакта, среди докембрийских пород и порфириров, выступают массивы Байбинский и Хурайский.

Несколько массивов находится среди верхнепалеозойских порфириров (массивы, расположенные около с. Петропавловки, в верховье р. Цагатуй и вблизи дер. Унгуркуй — в низовье р. Чикоя) (фиг. 3). Нами детально изучены массивы Первомайский, Сухого ключа, Булуктайский, Хурайский, Байбинский, Петропавловский, Цагатуйский и Унгуркуйский.

В распространении лейкократовых гранитов наблюдается известная закономерность. Они вторглись, вероятно, вдоль зон древних разломов, заложённых еще во время каледонской складчатости и возобновлявшихся неоднократно при последующих тектонических напряжениях. Как указывает П. И. Налетов (Налетов и др., 1941), отдельные массивы гранитов образуют как бы цепочку интрузивных тел, прослеживающихся в северо-западном направлении. Такие зоны намечаются вдоль восточного контакта кварцевых диоритов в западной части бассейна, от верховьев р. Долон-Модон до р. Бильчир. Достаточно ясно намечается тектоническая зона по линии р. Булуктай — р. Хуртога; в зоне разлома отмечаются брекчин.

Граниты этой интрузии обычно образуют небольшие тела, штоки и дайки, размер которых колеблется от 0,5 до 30 км². Наиболее крупные массивы — Ихе-Желгинский, Дыгенский и Булуктайский, занимающие в плане до 30 км². Размеры остальных массивов не превышают нескольких квадратных километров каждый (например Первомайский массив имеет 0,5 км², Сухого ключа 1,2 км², Петропавловский 2 км²). Форма некоторых массивов овальная, линзовидная; длинная ось ориентирована в направлении простиранья складчатости вмещающих пород. В северо-

¹ Названия массивов взяты от названий близлежащих населенных пунктов и речек.

западном направлении ориентированы массивы Сухого ключа, Первомайский, Ихе-Желгинский, Булуктайский и Хуртогинский. Неправильную форму имеют интрузивы Хурайский, Байбицкий и Петропавловский. Эти же массивы сопровождаются мелкими сателлитами, которые образуют небольшие тела и дайки. Вокруг Байбицкого массива развиты многочисленные апофизы и дайки, пронизывающие докембрийские сланцы (около дер. Шортыкей).

К настоящему времени эрозией вскрыта только верхняя часть массивов, в некоторых участках которой сохранились ксенолиты пород кровли. Значительное количество таких ксенолитов есть в Первомайском и Булуктайском массивах. Падение поверхностей контактов, по данным горных выработок, сравнительно пологое, в сторону вмещающих пород. Так, например, поверхности контактов Первомайского массива падают под породы кровли под углом $35-60^\circ$. Западный и восточный контакты массива Сухого ключа падают более круто, под углом $60-80^\circ$ в сторону вмещающих пород. Поверхности контактов Булуктайского массива падают под углом $45-60^\circ$. Южный контакт гранитов Хурайского массива имеет пологое падение под углом $35-40^\circ$ в сторону вмещающих пород. Интрузивы, очевидно, расширяются с глубиной и увеличиваются в размерах. О пологих контактах и расширении интрузивов с глубиной в некоторых случаях можно судить по наличию ореолов контактово-измененных пород, достигающих ширины 600—800 м (Первомайский и Булуктайский массивы).

Среди пород этой интрузии преимущественным развитием пользуются лейкократовые граниты и гранит-порфиры, которые слагают массивы Первомайский, Сухого ключа, Ихе-Желгинский, Булуктайский, Хурайский и ряд других. Наряду с ними встречаются граносиениты и сиенит-порфиры, которые связаны постепенными переходами с лейкократовыми гранитами в Цагатуйском и Унгуркуйском массивах. Вблизи Первомайского и Хурайского массивов также есть самостоятельные мелкие тела сиенит-порфиров и кварцевых сиенитов. С этой же интрузией, вероятно всего, связаны щелочные сиениты горы Сардык, расположенной в верховьях р. Цеже.

Породы исследованных массивов разбиты системой многочисленных трещин, из которых главными являются трещины меридионального и широтного простирания. Хорошо выражены также трещины северо-западного ($300-320^\circ$) и северо-восточного ($30-60^\circ$) простирания.

Массивы характеризуются однородным составом пород по всей площади: породы краевых частей интрузивов имеют такой же состав, как и породы ядра. Фации более основного состава не наблюдались, в чем одна из особенностей описываемой интрузии.

Граниты и граносиениты сопровождаются сложной серией дайковых образований. Эти дайки встречаются иногда на значительных расстояниях от интрузивов, и не всегда удается установить их генетическую связь с интрузиями того или иного возраста. Сложены они гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами, пегматитами, аплитами, бостонитами и керсантитами. Подробное описание жильных пород ниже.

Граниты и гранит-порфиры по внешнему виду представляют собой массивные светлорозовые, светлосерые, розовые и красные породы с многочисленными крупными выделениями дымчатого или воднопрозрачного кварца и розового полевого шпата. Весьма характерно для них почти полное отсутствие темноцветных, представленных редкими листочками биотита. Наблюдается быстрая изменчивость структур

внутри массивов на близких расстояниях. В их краевых частях преобладают разности с порфировидной и гранит-порфировой структурой, в центральных — с среднезернистой. Но внутри массивов часты также граниты с порфировидной структурой, микрограниты, аплиты и гранит-порфиры.

Главные минералы лейкократовых гранитов и гранит-порфиров — кварц, микроклин и плагиоклаз. В небольших количествах содержатся биотит и мусковит. Кварц образует крупные округлые или неправильные зерна с сильно корродированными краями. В порфировидных гранитах отчетливо выделяются зерна второй генерации, заполняющие интерстиции в виде прожилков.

Микроклин представлен хорошо сохранившимися крупными кристаллами табличатой формы, нередко имеющими разъеденные, зазубренные контуры. Часто они содержат пертитовые вроски альбита в виде тонких прожилков, составляющих до 15% объема зерен микроклина.

Плагиоклаз представлен идиоморфными удлиненно призматическими зернами альбита № 5—7, нередко включенными в микроклин, в стыках с которым они разъедены и содержат вроски мирмекита. У отдельных зерен зонарное строение. Биотит образует редкие мелкие листочки с включениями зерен циркона и тонких игл сагенита. Свежий облик пород находит выражение в слабом развитии или полном отсутствии вторичных образований: встречаются лишь очень редкие мелкие чешуйки серицита в альбите, отмечается слабая пелитизация микроклина. Структура пород определяется ясным идиоморфизмом зерен альбита по отношению к микроклину и кварцу, наличием выделений зерен первой и второй генерации. Намечается такая последовательность кристаллизации зерен первой генерации: плагиоклаз — биотит — микроклин — кварц. Образование кристаллов второй генерации значительно сблизено, и можно предполагать их одновременную кристаллизацию.

Гранит-порфиры характеризуются меняющимся количеством вкрапленников и зерен основной массы. В разновидностях, переходных к порфировидным гранитам, вкрапленники составляют до 75% объема породы, в краевых частях их содержание равно 25—30%. Основная масса состоит из мелких округлых ксеноморфных зерен тех же минералов. Структура ее микрогранитовая, реже гранофировая.

По химическому составу описанные граниты характеризуются высоким содержанием SiO_2 (72—75%), преобладанием K_2O (4,7—5,8%) над Na_2O (3,2—3,7%) и ничтожным содержанием железа, магния и кальция. По А. Н. Заварицкому (1941), они близко стоят к аляскитовым гранитам.

Аксессуарные минералы развиты в малых количествах и представлены апатитом, цирконом, магнетитом и титанитом.

Граносиениты Цагатуйского и Унгуркуйского массивов представляют собой светлосерые и светлорозовые лейкократовые породы порфировидного или среднезернистого строения. Они состоят из крупных призматических розово-красных зерен полевого шпата, мелких зерен кварца и редких листочков биотита. В составе их резко преобладают крупные ксеноморфные зерна пертитизированного микроклина (50—60%). Альбит составляет до 20—30% породы; он образует идиоморфные полисинтетические двойники, часть которых включена в зерна микроклина. Содержание кварца колеблется в пределах 10—30%. В качестве примеси участвуют редкие чешуйки биотита и зерна роговой обманки. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Вторичные изменения проявились лишь в слабой пелитизации полевых шпатов.

Щелочные сиениты из верховьев р. Цеже, по описаниям К. А. Шалаева (1935), представляют собой грязносерые крупнозернистые породы. Главные минералы в них — пертитизированный ортоклаз, альбит и биотит. Очень редко встречаются удлиненные кристаллы зеленого эгирин-авгита. Вторичные изменения проявились в сильной пелитизации полевых шпатов.

б) Жильные породы

Мезозойская интрузия лейкократовых гранитов и граносиенитов сопровождается большим количеством даек различного состава, широко развитых как в древних вмещающих породах, так и в пределах самих массивов. Жильные породы особенно широко распространены в Первомайском, Будуктайском, Хурайском, Байбинском и Петропавловском массивах. Дайки пород лейкократового состава развиты главным образом внутри интрузивных тел; лампрофиры чаще приурочены к зонам экзоконтакта, хотя они встречаются и среди гранитов. Последовательность жильных образований установлена на основании наблюдавшихся фактов пересечения даек одного состава дайками другого типа. Так, керсантитами пересекаются крупные дайки гранит-порфиров, развитых около Первомайского массива. В Байбинском и Петропавловском массивах жильные гранит-порфиры пересечены бостонитами. Отмечаются и другие соотношения между бостонитами и гранит-порфирами, например И. П. Кушнарев (1947) указывает на более раннее образование бостонитов по сравнению с гранит-порфирами.

Большая часть даек лампрофиров и бостонитов вблизи Первомайского и Петропавловского массивов имеет широтное простирание и падает на юг под углом от 45 до 80°. Дайки гранит-порфиров около первого массива приурочены к меридиональным трещинам с крутым или вертикальным падением. Дайки кварцевых порфиров ориентированы преимущественно по азимуту СЗ 310—320°. Многие дайки лампрофиров имеют северо-восточное простирание по азимуту 40—60°.

Трещины северо-западного и меридионального простирания, вероятно, более древни и связаны с крупными разломами, которые были заложены еще в период каледонской складчатости и неоднократно приоткрывались при последующих тектонических напряжениях. Трещины этих направлений приоткрывались во время вторжения и формирования интрузий лейкократовых гранитов, и к ним приурочены дайковые породы и кварцевые рудные жилы. Крупные широтные трещины скалывания, по данным И. П. Кушнарера, возникли позднее и представляют собой чешуйчатые надвиги, по которым в дальнейшем, уже в период внедрения даек и рудоотложения, происходили неоднократные сбросы. В последние этапы формирования массивов внутри них возникли многочисленные крутопадающие трещины разрыва, заполненные дайками пегматитов, аплитов и в некоторых массивах — кварц-молибденитовыми жилами.

Среди жильных пород выделяются в возрастном порядке от древних к молодым: 1) гранит-порфиры, 2) кварцевые порфиры, 3) кварцевые сиенит-порфиры, 4) пегматиты, 5) аплиты, 6) бостониты, 7) керсантиды. Из них к первому этапу дайкообразования относятся гранит-порфиры, кварцевые порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, микрограниты, пегматиты и аплиты. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры встречаются среди пород кровли, а остальные жильные породы этого этапа развиты преимущественно внутри самих гранитов. К дайковым породам второго этапа относятся бостониты и керсантиды. Они развиты как внутри

массивов, так и во вмещающих породах. Весьма характерно полное сходство состава и структуры бостонитов и керсантитов, которые слагают массивы, значительно удаленные друг от друга.

Генетическая связь перечисленных дайковых пород с интрузивами лейкократовых гранитов и граносиенитов доказывается главным образом тесной пространственной связью их с этими интрузивами, а также некоторыми особенностями минералогического состава, которые охарактеризованы ниже.

Следует отметить, что часто устанавливается также тесная пространственная связь дайковых пород и рудных жил. Это имеет место, в частности, в пределах рудных полей Джидинского и Булуктайского месторождений, где многие кварцевые рудные жилы следуют вдоль тех же трещин, к которым приурочены дайки. Ниже приводим краткую характеристику распространения и состава отдельных типов жильных пород.

Гранит-порфиры, как уже отмечалось, пользуются значительным распространением. Наиболее крупные дайки встречены вблизи Первомайского массива. Здесь они имеют меридиональное простирание и крутое падение на восток под углом $70-80^\circ$. Мощность их изменяется от 5 до 20 м, протяжение некоторых достигает 3,5 км. Дайки гранит-порфиров, небольшой мощности встречены также в Хурайском и Петропавловском массивах.

По внешнему виду гранит-порфиры представляют собой массивные светлорозовые и светлосерые породы, с крупными вкрапленниками прозрачного серого кварца и розовато-белого полевого шпата. Они обладают отчетливо выраженной порфировой структурой с большим количеством вкрапленников (от 25 до 50% объема породы) и плотной основной массой. Вторичные изменения выражены крайне слабо. Вкрапленники представлены крупными идиоморфными зернами кварца и табличатыми зернами микроклина и альбита № 5—7. Основная масса состоит из тех же минералов. Структура ее микрогранитовая, гранофировая.

В зонах смятия гранит-порфиры катаклазированы, подверглись воздействию гидротермальных растворов, содержат много кварца, первичные интенсивно замещены мусковитом, серицитом, флюоритом.

Кварцевые порфиры отличаются от гранит-порфиров только более мелкозернистым строением. Они часто встречаются в окрестностях Первомайского массива, где слагают дайки мощностью до 5 м и протяжением до 3 км. Преобладающее простирание даек СЗ $300-330^\circ$ с падением на СВ под углом около $40-50^\circ$. Несколько даек кварцевых порфиров, мощностью до 2 м и протяжением в несколько сот метров, встречено также вблизи Зун-Дабанского месторождения, где они пересечены дайками микросиенитов.

Пегматиты встречаются довольно часто в Первомайском и Байбинском массивах и редко наблюдаются в других. Дайки пегматитов располагаются как в гранитах, так и в породах кровли, иногда на значительном расстоянии от интрузива. Они имеют различное простирание и крутое падение, протяжение достигает нескольких десятков метров, мощность до 1—2 м. Макроскопически пегматиты представляют собой светло-желтые породы, состоящие из крупных кристаллов микроклина и кварца.

В одной из даек альбитизированного и грейзенизированного пегматита, расположенной вблизи Байбинского гранитного массива, нами был обнаружен касситерит.

Дайки аплитов одинаково часто встречаются и среди лейкократовых гранитов и в породах кровли, вблизи контакта последних с интрузивами. Они секут дайки пегматитов, ориентированы в различных направлениях

и имеют крутые углы падения. Протяжение их достигает 50—80 м, мощность равна 1—2 м. Макроскопически аплиты представляют собой мелкозернистые породы светлорозовой окраски. Главные минералы — кварц, микроклин, альбит № 6—8 и мусковит. Структура их аплитовая, порфиридная, подчас гранофировая. Промежуточные породы между гранит-порфирами и керсантитами — кварцевые сиенит-порфиры, редкие дайки которых встречаются среди гранит-порфиров Первомайского массива. Контакты даек с вмещающими гранит-порфирами расплывчатые, что объясняется, повидимому, внедрением описываемых пород еще во время кристаллизации глубинных пород массива.

Кварцевые сиенит-порфиры отличаются от гранит-порфиров иными количественными соотношениями кварца и микроклина, а также более высоким содержанием биотита, который составляет до 15% основной массы. Плагноклаз во вкрапленниках и в основной массе относится к олигоклазу № 22 и № 14. Структура основной массы микрогранитовая, местами панидиоморфнозернистая. Кварцевые сиенит-порфиры, вероятно, являются продуктом кристаллизации магмы, обогащенной к последним моментам затвердевания массива кальцием, железом и щелочами.

Среди жильных образований, сопровождающих интрузию лейкократовых гранитов, значительную роль играют бостониты, дайки которых развиты как внутри массивов, так и во вмещающих породах.

Вблизи Первомайского массива дайки бостонитов развиты преимущественно в пределах рудного поля Холтосон. В их распределении и ориентировке наблюдается определенная закономерность. Многие из них внедрились по трещинам широтного или северо-западного простирания с азимутом 290—300° и на значительном протяжении параллельны друг другу или дайкам керсантитов. Непосредственно вблизи даек бостонитов то в лежачем, то в висячем боку, залегают кварцевые рудные жилы. Падение даек бостонитов большей частью на юг, угол падения 40—60°. Одна из даек бостонита имеет мощность около 30 м и прослежена на протяжении около 6 км. Внутри Первомайского массива гранитов дайки бостонитов не встречены, и их связь с этим интрузивом устанавливается на основании близости их химического состава к составу керсантитов, дайки которых прорезают лейкократовые граниты.

В Байбинском и Петропавловском массивах бостониты слагают несколько даек, которые залегают среди гранитов или секут дайки гранит-порфиров.

По внешнему виду бостониты резко отличаются от других жильных пород района. Они представляют собой массивные среднезернистые светлосерые породы с характерным шелковистым блеском на поверхностях свежих изломов. Главную часть пород составляют удлиненные призматические зерна полевых шпатов с хорошо развитыми гранями, которые и придают им шелковистый блеск. От неравномерных скоплений магнетита бостониты нередко приобретают пятнистый облик.

Главные минералы — альбит № 0—1 и калиевый полевой шпат; в небольшом количестве встречаются биотит, арфведсонит, эгирин. В зависимости от преобладания одного из этих минералов выделяются биотитовые, арфведсонитовые и эгириновые разновидности; последние две развиты в Байбинском и Петропавловском массивах. Бостониты всех исследованных массивов содержат заметные количества флюорита.

Калиевый полевой шпат представлен длинными игольчатыми кристаллами и неправильными зернами, в которых только местами проявляется очень тонкое решетчатое строение. Игольчатые двойники альбита

замещают зерна калишпата и образуют вокруг них тонкие каемки или проникают по трещинам спайности в виде прожилков. Многие зерна калишпата почти полностью замещены альбитом, и от них сохранились только отдельные пятна. Интерстиции между выделениями полевых шпатов заполнены скоплениями мелких неправильных зерен магнетита вместе с чешуйками биотита и серицита. По данным пересчета химических анализов бостонитов, альбит составляет 60%, калиевый полевой шпат 40% полевошпатовой части породы. Эгирин образует желто-зеленые игольчатые кристаллы. Арфведсонит развит в виде призматических зерен сине-зеленого цвета. Содержание их в отдельных образцах достигает 15—20%. Структура породы панидиоморфнозернистая, иногда трахитоидная, и характеризуется беспорядочным расположением зерен альбита и калиевого полевого шпата. По химическому составу бостониты относятся к щелочным дериватам гранитной магмы, богатым калием и натрием.

Керсантиты пользуются значительным распространением в окрестностях Первомайского, Хурайского и Байбинского массивов. Особенно широко они развиты в пределах рудного поля Джидинского месторождения, где большая часть даек керсантитов имеет широтное или северо-западное простирание по азимуту 290—300° с падением на Ю или ЮЗ под углом 40—60°. Реже встречаются дайки северо-восточного простирания по азимуту 40—70°. Протяжение даек достигает 1—1,5 км, мощность 3—5 м. К дайкам керсантитов приурочены многие кварцевые рудные жилы, которые залегают то в висячем, то в лежащем боку даек. Отдельные жилы кварца падают более полого, чем дайки керсантита, и пересекают их, что указывает на возобновление тектонических напряжений и на образование новых трещин после внедрения керсантитов.

По наблюдениям И. П. Кушнарева (1947) и исследованиям автора, дайки керсантитов, находящиеся среди гранит-порфиров Первомайского массива, более поздние, чем кварц-молибденитовые жилы, и рассекают их, а сами пересечены кварц-гюбнеритовыми жилами, чем устанавливается перерыв в процессе рудоотложения. Центральные части мощных даек сложены яснозернистыми разновидностями, которые к периферии сменяются микрокерсантитами; контакты с вмещающими породами резки, отчетливы. На контактах с кварц-гюбнеритовыми жилами керсантиты подверглись интенсивному воздействию гидротермальных растворов и превращены в кварц-флюорит-серицитовые породы.

Макроскопически керсантиты представляют собой массивные мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета. Существенную часть составляют удлиненные зерна альбит-олигоклаза (60—70%) и мелкие, равномерно распределенные листочки биотита (20—30%). Неправильные зерна микроклина и кварца в количестве до 10% заполняют промежутки между зернами плагиоклаза. Наблюдается повышенное (до 5—7%) содержание апатита. Структура пород панидиоморфнозернистая.

По химическому составу керсантиты близко стоят к породам нормального сиенитового ряда, т. е. последние порции гранитной магмы были обогащены в значительной мере железом, магнием и щелочами. Изменение состава последних порций гранитной магмы, как и во многих других подобных случаях, вероятнее всего, объясняется ассимиляцией магмой вмещающих пород уже в верхних горизонтах.

в) Породы контактового метаморфизма

Контактовое воздействие интрузии лейкократовых гранитов на вмещающие породы проявилось неравномерно: около некоторых массивов

оно сказывается очень интенсивно, вблизи других почти отсутствует. Особенно широко развиты контактовые явления около Первомайского и Булуктайского массивов, где ореол контактово измененных пород достигает 600—800 м.

Породы осадочно-эффузивной свиты кембрия, представленные песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и зелеными сланцами, превращены в кварц-биотитовые и кварц-эпидот-биотитовые роговики и скарны. По внешнему виду роговики представляют собой зеленовато-темные тонкозернистые сланцеватые породы. Главные минералы в них — биотит, альбит, эпидот и хлорит. Биотит представлен скоплениями очень мелких буровато-зеленых чешуек, неравномерно распределенных в породе. Кварц образует мелкие неправильные зерна с неясными извилистыми очертаниями граней. Кварцевые зерна часто пронизаны тонкими прожилками хлорита, серицита, эпидота и цоизита. Структура пород роговиковая.

Кварцевые диориты в контакте с лейкократовыми гранитами также сильно изменены и содержат большое количество вторичных минералов. Главные из них — биотит и кварц. В значительных количествах развиты эпидот, серицит, хлорит и актинолит. Биотит составляет 15—30% объема пород и образует скопления чешуек и прожилки, которые весьма неравномерно замещают крупные зерна темноцветных и плагиоклаза. Вторичный кварц слагает прожилки, секущие породу в различных направлениях. Структура пород часто катакластическая, местами гранобластическая.

Среди контактовых пород изредка встречаются также скарны, которые образуются за счет известковистых пород. В зоне контактовых пород Булуктайского массива они слагают довольно крупные участки. Скарны состоят из крупных зерен граната, везувиана, авгита, альбита и кальцита. Гранат и везувиан образуют идиоморфные зерна, которые разбиты многочисленными трещинами, заполненными прожилками кальцита. Авгит также представлен идиоморфными зернами, часто находящимися в виде включений в альбите. Зерна кальцита и альбита ксеноморфны, они выполняют интерстиции между вышеописанными минералами.

Контактовое воздействие гранитной интрузии на верхнепалеозойские порфириты и туфы р. Джиды проявилось в заметном ороговиковании последних в пределах узких зон вдоль контактов с интрузиями, шириной 1—3 м. Порфириты и туфы превращены в плотные тонкозернистые породы коричнево-бурой или зеленовато-серой окраски с плохо сохранившимися признаками порфировой структуры. Вкрапленники плагиоклаза и основная масса в них интенсивно замещены кварцем, серицитом и карбонатом, составляющими до 50—60% их объема. Кварц и серицит образуют мельчайшие зерна с неясными расплывчатыми границами, которые слагают участки различной формы и размеров. От первичной структуры порфиритов сохранился лишь каркас из очертаний вкрапленников и микролитов плагиоклаза, внутри заполненных зернами кварца и серицита. Вторичная структура — роговиковая и определяется развитием участков из мелких зерен кварца и чешуек серицита. По мере удаления от контакта с гранитами содержание вторичных минералов быстро уменьшается, и порфириты характеризуются обычными для них составом и структурами.

В низовьях Чикоя контактовое влияние лейкократовых гранитов на порфириты и туфы проявлено весьма интенсивно. Вблизи Улауркуйского массива порфириты и туфы содержат многочисленные прожилки грано-

сиенитов, а сами превращены в мелкозернистые роговики. На контакте с граносиенитами основная масса туфов становится более крупнозернистой, в ней появляются скопления и прожилки альбита, зеленой роговой обманки, зеленого диопсида и кварца. Иногда порфириты и туфы полностью перекристаллизованы и состоят из вторичного плагиоклаза, биотита, диопсида, роговой обманки и кварца. Плагиоклаз-альбит № 8—10 представлен тонкими игольчатыми двойниками. Биотит присутствует в виде многочисленных зеленовато-бурых чешуек, а диопсид образует изометричные зерна. Скопления зерен магнетита приурочены к более крупнозернистым, хорошо раскристаллизованным участкам. В пределах участков, подвергшихся сильной перекристаллизации, структура пород роговиковая.

Таким образом, контактовое воздействие этой гранитной интрузии проявилось в образовании зоны роговигов и скарнов различной мощности. В роговиках интенсивно развиты биотит, кварц, эпидот и актинолит. Меньшую роль играют роговая обманка, диопсид и основные плагиоклазы. Наиболее распространен биотит в форме мельчайших чешуек. Столь же широко, но в меньших количествах, присутствует эпидот. В больших количествах развит кварц, который образует агрегаты мелких округлых зерен. Часто встречается актинолит, длинные иглы которого переплетаются с чешуйками биотита и зернами эпидота.

Как видно из описания контактовых пород, в составе их преобладают минералы, образующиеся при низких температурах. Отсюда следует, что контактовые породы могли образоваться сравнительно близко к земной поверхности. Этот вывод вполне соответствует особенностям структуры самих лейкократовых гранитов, также свидетельствующим о гипабиссальном характере интрузивов.

В отличие от нижнепалеозойских гранитоидов лейкократовые граниты и граносиениты совершенно однозначно прорывают порфириты и туфы предположительно верхнепалеозойского возраста. Наиболее отчетливо подобное явление наблюдалось нами около Хурайского и Унгуркуйского массивов. В первом случае туфы порфиритов не только превращены в роговики, но и содержат апофизы гранит-порфиров, причем непосредственный контакт туфов с гранитами прослежен здесь на протяжении нескольких десятков метров. Вблизи дер. Унгуркуй (низовье Чикоя) порфириты также прорваны граносиенитами, содержат много прожилков этих пород и сами превращены в роговики.

Что касается верхней возрастной границы, то она определяется тем, что гальки порфиритов и секущих их гранитов участвуют в составе осадочных пород угленосной гузиноозерской свиты верхней юры — нижнего мела. Многочисленные гальки гранитов различных размеров встречены в конгломератах этой свиты около дер. Хулдат, восточнее пади Хурай и южнее Цагатуйского массива. На основании этого устанавливается тот промежуток времени (верхний палеозой — верхняя юра), в течение которого внедрилась интрузия лейкократовых гранитов. Нам представляется наиболее вероятным мезозойский возраст интрузии.

г) Краткие выводы

Как видно из изложенного, мезозойский интрузивный комплекс характеризуется следующими особенностями.

1. Массивы гранитов приурочены к зонам разломов, возникших в результате крупных радиальных дислокаций мезозойского времени, и представляют собой штоки, интрузивные тела и крупные дайки.

2. Интрузия в основном представлена лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами, которые характеризуются высоким содержанием SiO_2 , преобладанием K_2O над Na_2O . Весьма типично для этих гранитов большое содержание дымчатого и прозрачного кварца в виде крупных порфировидных выделений.

3. Наряду с гранитами и гранит-порфирами встречаются лейкократовые граносиениты и сиенит-порфиры, связанные с первыми постепенными переходами.

4. Интрузия сопровождается сложной серией дайковых пород. Из них к более раннему этапу относятся гранит-порфиры, кварцевые порфиры, пегматиты и аплиты. Дайковые породы второго этапа представлены бостонитами и керсантитами.

5. В отдельных массивах интенсивно проявились гидротермальные процессы, сопровождающиеся образованием кварцевых рудных жил.

6. Контактное воздействие интрузии проявилось в образовании кварц-биотитовых и кварц-эпидот-биотитовых роговиков, в которых главную роль играют биотит, кварц, эпидот и альбит.

7. Формирование массивов лейкократовых гранитов происходило в гипабиссальных условиях, на что указывают их геологическое положение, текстуры и структуры слагающих пород, а также характер контактовых процессов.

8. Особенности геологического положения и петрографического состава комплекса мезозойских гранитов исследованной области свидетельствуют об их магматическом происхождении, без признаков гранитизации и образования на месте путем замещения осадочных толщ.

Интрузивы залегают в различных вмещающих породах, но обладают близким составом, который в основном зависит от характера пород фундамента, залегающих на значительной глубине и, следовательно, кристаллизация магмы происходила не в месте ее зарождения, а в более высоких горизонтах.

Все исследованные массивы гранитов имеют резкие отчетливые контакты с вмещающими породами и явно представляют собой интрузивные образования.

Несмотря на значительную удаленность отдельных массивов друг от друга, расстояния между которыми измеряются сотнями километров, состав слагающих их пород весьма сходен, как это видно из петрографической и химической характеристики пород, независимо от того, вмещают ли их осадочно-эффузивные породы кембрия или биотитовые гнейсы и сланцы докембрия. Такое близкое сходство состава лейкократовых гранитов, может быть, объясняется тем, что они связаны с единым магматическим очагом, обладавшим в общем одинаковым составом, а наблюдаемые интрузии представляют собой апофизы более крупных тел, еще не вскрытых процессами эрозии.

Однородное массивное строение гранитов, отсутствие в них меланократовых участков, а также шлировых выделений, отсутствие сланцеватых текстур и структур лучше всего могут быть объяснены их кристаллизацией из магматического расплава, имевшего весьма однородный состав.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры, подобные вышеописанным, развиты также и в Западном Забайкалье. В. А. Обручевым (1914) они были встречены в хребтах Хамбинском, Малханском и Худунском. По данным И. В. Лучицкого и М. С. Нагибиной (1940) в районе среднего течения Чикоя аналогичные гранит-порфиры образуют небольшие

массивы, причем апофизы их секут породы осадочно-вулканогенной формации верхнепалеозойского возраста.

По геологическому положению, небольшим размерам, форме, особенностям петрографического и химического состава описываемые массивы аналогичны многочисленным интрузиям лейкократовых гранитов, широко развитым в Восточном Забайкалье (О. Д. Левицкий, 1941), Центральном Казахстане (В. С. Коптев-Дворников, 1951) и в других районах СССР, где они также описываются как типичные магматические образования.

Детальное изучение петрографических особенностей лейкократовых гранитов бассейна р. Джиды, Восточного Забайкалья и Центрального Казахстана указывает на весьма большое постоянство состава этих пород, несмотря на их различное геолого-структурное положение (т. е. приуроченность к различным частям складчатых зон, характер вмещающих пород, степень метаморфизма последних и т. д.), что дает основание рассматривать состав гранитов как один из важнейших признаков при поисках месторождений редких металлов.

4. Верхнемезозойские дайковые породы

В восточной половине бассейна р. Джиды небольшое распространение получили щелочные породы типа микросиенитов, сиенит-диоритов и сиенит-порфириров. Они слагают дайки мощностью от 1 до 5 м и протяжением до нескольких сот метров. Дайки прорывают угленосные отложения верхней юры — нижнего мела, верхнепалеозойские порфириты и туфы, а также встречаются и среди более древних пород района. Нами они были встречены в устье пади Хурай, на водоразделе этой пади и пади Березовой, восточнее дер. Хулдат и в верховье пади Малая Байба. По данным П. И. Налетова (Налетов и др., 1941), описываемые породы встречались им и в ряде других мест. Большинство даек, наблюдавшихся нами, имеет северо-восточное простирание $50-70^\circ$ и падает довольно круто на ЮВ под углом $50-60^\circ$. Дайки микросиенитов, развитые среди порфиритов на водоразделе рек Хулдат — Джиды, имеют как северо-восточное простирание $50-70^\circ$, так и северо-западное 330° . Дайковые породы описываемой группы, очевидно, вторглись по зонам разломов, возникшим в результате проявлений верхнемезозойского тектогенеза.

Микросиениты представлены серовато-розовыми мелкозернистыми породами с хорошо видимыми розовато-белыми зернами полевого шпата и черными листочками биотита. Главные минералы в них — альбит ($60-70\%$), калиевый полевой шпат ($20-30\%$) и биотит ($5-7\%$). В значительных количествах развиты серицит, эпидот и хлорит, замещающие первичные минералы. Структура пород панидиоморфнозернистая.

В более основных разновидностях, близких к сиенит-диоритам, плагиоклаз представлен андезином, имеющим зональное строение; калиевый полевой шпат составляет $10-15\%$ объема породы, а темноцветные $10-12\%$ и представлены равными количествами роговой обманки и биотита. Сиенит-порфиры распространены меньше пород первых двух типов и отличаются от них только порфировой структурой.

Возраст этой группы пород определяется как верхнемезозойский. Верхняя возрастная граница не установлена из-за отсутствия в пределах исследованного района осадочных отложений, более молодых чем породы угленосной свиты.

5. Кайнозойские базальты

Самые молодые вулканические породы района — это третичные и четвертичные базальты, мощные покровы и потоки которых занимают местами значительные площади. Базальты третичного возраста, по описаниям П. И. Налетова (Налетов и др., 1941), слагают водоразделы и отдельные вершины, достигающие высоты 2000 м и более. По внешнему облику это массивные, иногда пористые породы черной и темной окраски. В составе их присутствуют лабрадор № 53—63, оливин и титан-авгит.

Среди базальтов, слагающих потоки в долинах р. Джиды и ее притока Хамнея, выделяются плотные, пористые и шлакообразные разновидности. В состав их входят лабрадор № 51—55, оливин, титан-авгит, которые образуют крупные вкрапленники и мелкие зерна основной массы. Структура основной массы интерсертальная и витрофирная. Стекло составляет иногда до 50% массы породы. Вблизи вулканических кратеров (около дер. Хурай-Цакир) развиты сильно пористые пемзы и вулканические туфы, которые являются хорошим строительным материалом.

Базальты, приуроченные к долинам рек, представляют, по данным П. И. Налетова, самые молодые извержения в пределах Восточной Сибири. Излияния их произошли в условиях сформировавшегося рельефа страны, и они перекрывают ледниковые и аллювиальные отложения. Таким образом, к моменту последних излияний базальтов страна пережила послеледниковый период и после поднятия снова начала размываться.

IV. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

В этом разделе мы касаемся главным образом вопросов геологического положения и генетических связей месторождений цветных и редких металлов с гранитными интрузиями того или иного возраста, поскольку морфология рудных тел, их вещественный состав, последовательность минералообразования освещены в той или иной мере в других работах. Как уже отмечалось выше, в бассейне р. Джиды развиты интрузивные комплексы нескольких возрастов. С каждой из них генетически связаны рудные проявления вполне определенного типа. Наиболее важные в промышленном отношении рудопроявления связаны с гранитными интрузиями каледонского и мезозойского возраста, поэтому мы и приводим ниже их подробное освещение.

1. Месторождения свинца, цинка и меди

С каледонскими интрузиями гранодиоритов и гранитов связаны, как это установлено П. И. Налетовым (1941) и нашими наблюдениями, проявления свинцово-цинкового и медного оруденения контактово-метасоматического и гидротермального типа.

К контактовым зонам интрузий гранодиоритов и кварцевых диоритов с карбонатными отложениями нижнего и среднего кембрия приурочены рудные проявления контактово-метасоматического типа. Они известны вблизи обоих крупных массивов каледонского возраста, в частности на Тарбагатайском водоразделе, где кембрийские известняки и известковистые сланцы вдоль контакта с кварцевыми диоритами образуют широкую зону скарированных пород (Тарбагатайское месторождение и др.), в междуречье Малой и Большой Шараазарги, в верховьях р. Модонкуль, в верховьях р. Харацай (Зун-Дабанское месторождение).

Известняки и известковистые сланцы вблизи контакта с кварцевыми диоритами и гранодиоритами катаклазированы, местами окварцованы, превращены в скарны и содержат рудные тела различных размеров. В частности, на Тарбагатайском месторождении, расположенном на водораздельном гребне между реками Джидой и Цакиркой, известняки брекчированы, подверглись воздействию гидротермальных растворов, местами сильно окварцованы. Рудное тело, по мнению Н. И. Фомина (1951), имеет форму столба. Оруденение в нем распределено неравномерно. Наиболее богатым содержанием свинца и цинка характеризуется центральная часть рудного столба; периферические части содержат редкую вкрапленность сульфидов. Оруденение в известняках локализуется в виде вкрапленности, гнезд различных размеров, жил и прожилков, заполняющих полости трещин нарушений.

Рудными минералами являются галенит и сфалерит и продукты их изменений — англезит, церуссит, свинцовые охры, каламин, гидроцинкит, аурихальцит, цинкит и смитсонит. Из минералов меди содержатся самородная медь, азурит, малахит, хризоколла. В рудах также присутствуют самородное серебро, аргентит и кераргерит. Содержание свинца и цинка, по данным бороздowego опробования, весьма неравномерное и, например, в канаве № 2 колеблется: свинец — от 0,02 до 25,46%; цинк — от 0,25 до 24,68%; в канаве № 10: свинец — от 0,01 до 18,76%, цинк — от 0,10 до 12,85%.

В районе Тарбагатайского свинцово-цинкового месторождения проявления оруденения подобного же типа были установлены П. И. Налетовым и в ряде других пунктов.

Зун-Дабанское месторождение, расположенное в верховьях р. Харацая, также приурочено к контакту известняков с каледонскими кварцевыми диоритами. Вдоль контакта с последними известняки превращены в скарны. Мощность зоны скарнов непостоянна и изменяется от 0,5 до 2,0 м. Руды в пределах вскрытых горизонтов представлены оруденелыми скарнами, содержащими значительные скопления галенита и сфалерита. Оруденение интересно высоким содержанием свинца (около 52%), цинка (до 15%) и серебра (до 675 г/т).

Свинцово-цинковые и медные месторождения гидротермального типа приурочены преимущественно к зонам трещин в породах кровли — известняковистых сланцах и песчаниках кембрия (Хамнейское, Мойстовское и др.), но встречаются также и среди гранитоидов каледонского возраста. Рудные тела представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, мощностью 0,5—1 м и протяжением в несколько десятков метров, падающими под углом 60—70°. Рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит и халькопирит. Содержание меди в них колеблется от 0,6 до 1,21%. В рудах Мойстовского месторождения, по данным К. А. Шалаева (1941), содержание свинца — 9,2%, цинка — 13,75%, серебра — 34,1 г/т. В рудах Хамнейского месторождения единичные анализы проб показали содержание свинца 0,12% и цинка 0,09—0,29%.

Таким образом, проявления свинцово-цинкового и медного оруденения контактово-метасоматического типа приурочены к контактам кембрийских карбонатных пород с гранитоидами. Часть из них представлена оруденелыми скарнами, причем время отложения рудных минералов, видимо, относится к последним стадиям процесса скарнообразования.

Свинцово-цинковые и медные месторождения гидротермального типа пространственно отделены от интрузивов, но находятся недалеко от них, приурочены к зонам нарушений и характеризуются таким же комплексом

рудных минералов, как и месторождения контактово-метасоматического типа.

Генетическая связь свинцово-цинкового и медного оруденения с каледонскими гранитоидами подтверждается их пространственными соотношениями, тесной связью рудных проявлений и контактовых скарнов, близким вещественным составом месторождений, расположенных вблизи интрузий одного возраста и зональным распространением минерализации по отношению к ним.

В бассейне р. Джиды карбонатные породы кембрия весьма широко распространены и в контактовых зонах с каледонскими гранитоидами содержат многочисленные проявления свинцово-цинкового и медного оруденения, что указывает на перспективность этого района в отношении поисков месторождений указанных металлов.

2. Месторождения молибдена, вольфрама и олова

Бассейн р. Джиды — весьма крупный район распространения месторождений молибдена и вольфрама.

Еще в 1932 г. в этом районе М. В. Бесовой было открыто Джидинское молибден-вольфрамовое месторождение, одно из крупнейших подобного типа в СССР. В 1933 г. было открыто К. А. Шалаевым Булуктайское молибден-вольфрамовое месторождение.

Кроме этих месторождений, в бассейне р. Джиды в последние годы открыты молибденовые рудопроявления в верховьях р. Сухой ключ, по ключу Борокто, по рекам Байбе, Долон-Модон, Джидот, Цаган-Нугун, Унтат, которые разведываются геолого-разведочными партиями треста «Востсибцветметразведка» и Иркутского геологического управления. Некоторые из указанных рудопроявлений — Долон-Модонское, Джидотское, Байбинское, Унтатское, по данным геолого-разведочных работ, характеризуются довольно высоким содержанием молибдена и значительными размерами минерализации.

Молибденовые рудопроявления по рч. Маргын-Шено (ключ Солевый), по рч. Уленге, по р. Шабартаю, по ключу Борокто, по ключу Чемуртою, обнаруженные поисковыми партиями треста «Востсибцветметразведка», сходны по условиям образования с Джидинским месторождением и заслуживают более детального геологического изучения.

Молибден-вольфрамовые месторождения и рудопроявления, как правило, пространственно приурочены к массивам лейкократовых гранитов мезозойского возраста и располагаются либо непосредственно в гранитах (Первомайское, Булуктайское, Харгантуйское, Долон-Модонское, Джидотское, Унтатское и др.), либо находятся в зонах их экзоконтактов, на расстоянии 0,1—2 км (месторождения Холтасон, Байбинское, Джидотское и др.). Внутри массивов месторождения располагаются преимущественно в их краевых частях, непосредственно вблизи контактов, захватывая часто и зоны эндоконтактов (Первомайское, Долон-Модонское, Джидотское). Почти около каждого из интрузивов установлены проявления молибденового или молибден-вольфрамового оруденения откуда следует, что сами мезозойские граниты и гранит-порфиры — важнейший поисковый признак при проведении поисковых работ на молибден и вольфрам.

Интрузии гранитов в период охлаждения магмы и после ее консолидации неоднократно подвергались тектоническому воздействию, местами интенсивно разбиты сетью крупных и мелких трещин нарушений, заполненных жильным кварцем с рудными минералами, в результате чего

образовались обособленные кварцевые жилы и участки оруденения штокверкового типа. Кварцевые жилы наблюдаются во всех месторождениях. Всюду они имеют преимущественно северо-западное простирание в соответствии с общим направлением тектонических нарушений; меньше развиты жилы северо-восточного простирания.

На наиболее крупном месторождении Холтасон общее количество жил доходит до 170, мощность их изменяется в широких пределах от 10 см до 5—12 м; средняя мощность большинства жил 0,8—1,5 м, протяжение их изменяется от десятков до нескольких сот метров.

Кварцевые жилы характеризуются сложной морфологией: в них наблюдается большое количество апофиз, частая смена пережимов и раздувов, изменение элементов залегания; в местах сочленения их нередко наблюдаются раздувы, иногда с повышенным содержанием рудного компонента. С вмещающими породами жилы всегда имеют резкие контакты и отделены от них зонами грейзена и кварц-серицитовых сланцев, мощностью от 0,1 до 1—2 м.

Оруденение штокверкового типа, как правило, отличается крупными масштабами и большими запасами руд. Молибденовое оруденение штокверкового типа развито на Первомайском, Долон-Модонском, Унтатском и других месторождениях. Вольфрамовое оруденение этого типа есть в кварцевых диоритах, вмещающих месторождение Холтасон. На Булуктайском месторождении штокверковые руды развиты в брекчированных роговиках, слагающих крупные ксенолиты трубчатой формы. В участках со штокверковым оруденением граниты и гранит-порфиры, а также кварцевые диориты или роговики пронизаны в различных направлениях сетью тонких трещин (мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров), заполненных кварцевыми прожилками, которые содержат молибденит или гюбнерит, или оба минерала.

На Первомайском месторождении граниты и гранит-порфиры, кроме кварцевых прожилков с молибденитом, содержат также мелкую вкрапленность молибденита в виде неправильных участков. Весьма тонкая вкрапленность молибденита развита и во вмещающих ороговикованных сланцах к северу от гранитной интрузии. Среднее содержание молибдена в штокверковых рудах 0,08%. Штокверковое оруденение Холтасонского, Булуктайского и других месторождений характеризуется такими же формами развития прожилков, что и вышеописанное оруденение Первомайского месторождения.

Главный рудный минерал кварц-молибденитовых жил и прожилков — молибденит, вместе с которым присутствуют в небольших количествах берилл, пирит и другие сульфиды.

В кварц-гюбнеритовых жилах и прожилках развит главным образом гюбнерит в виде неравномерно распределенных скоплений и гнезд пластинчатых кристаллов и неправильных зерен различных размеров. Оруденение распределено в общем неравномерно. Наряду со сравнительно бедными участками наблюдаются участки, весьма обогащенные гюбнеритом, иногда даже представляющие собой чистую штуфную руду. Из других рудных минералов местами в значительных количествах содержатся пирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Главный жильный минерал — это кварц, составляющий основную массу жильного выполнения; в небольшом количестве развиты серицит и флюорит. В качестве примеси встречаются родохрозит, триплит и другие минералы.

Изучение взаимоотношений кварц-молибденитовых жил с дайками некоторых жильных пород указывает на весьма тесную связь молибденового оруденения с процессами формирования интрузий лейкократовых

гранитов как в пространстве, так и во времени. Образование кварц-молибденитовых жил и прожилков происходило одновременно с внедрением даек микрогранитов и аплитов, о чем свидетельствует пересечение кварц-микроклиновых жил дайками микрогранита и аплита, которые в свою очередь пересекаются кварц-молибденитовыми прожилками. Последние, по данным И. П. Кушнарера (1947) и исследованиям автора пересекаются дайками керсантитов и спессартитов, чем вполне определенно устанавливается наличие перерыва между отложением молибденовых и вольфрамовых руд.

Кварц-гюбнеритовые жилы, судя по месторождению Холтасон, отложились после внедрения даек бостонитов и керсантитов, которые на контакте с ними сильно изменены гидротермальными процессами и превращены в березиты и кварц-серицитовые сланцы. Отдельные жилы кварца с гюбнеритом пересекают дайки указанных пород. В Булуктайском месторождении, где кварцевые жилы содержат и молибденит и гюбнерит, молибденовое оруденение также явно относится к более ранней фазе рудоотложения.

Характерной чертой молибден-вольфрамовых месторождений служит их сложный минералогический состав и многоэтапность в рудоотложении, что указывает на длительность процесса их формирования и на проявление неоднократных тектонических импульсов.

Многочисленные молибденовые месторождения и рудопроявления бассейна р. Джиды характеризуются весьма близким минералогическим составом. В кварцевых жилах и прожилках всюду резко преобладают кварц и молибденит, в значительных количествах содержатся пирит, берилл, мусковит и флюорит. Другие минералы — халькопирит, гематит и сфалерит встречаются лишь в виде примесей.

Весьма своеобразной и общей чертой вольфрамового оруденения является значительная роль марганцевых соединений, что, в частности, находит свое отражение в повсеместном развитии типичного гюбнерита, а не вольфрамита и ферберита, и в появлении таких минералов, как триплит и родохрозит. Почти полное отсутствие марганцевых минералов в кварц-молибденитовых жилах Первомайского рудного участка также подчеркивает разобщенность молибденовой и вольфрамовой минерализации.

Вопросы геохимического сродства лейкократовых гранитов и сопровождающих их рудных проявлений изучены пока недостаточно. Следует только отметить, что граниты и дайковые породы всех исследованных массивов, вне зависимости от того, сопровождаются ли они рудными проявлениями, или нет, всегда содержат повышенные количества мусковита и флюорита. Эти же минералы являются наиболее распространенными жильными минералами молибден-вольфрамовых месторождений района, а флюорит местами образует небольшие месторождения (в пади Хурай, в долине р. Ордубада и др.), что свидетельствует о значительной насыщенности летучими компонентами (H_2O , F, S и др.) остаточной магмы, давшей граниты и рудные проявления.

Как показали исследования искусственных шлихов, граниты и гранит-порфиры ряда массивов, вне зависимости от того, сопровождаются ли они рудными проявлениями, или нет, содержат в различных количествах гюбнерит, шеелит, реже молибденит, что также указывает на повышенное содержание вольфрама и молибдена в этих гранитах.

В целях выяснения степени концентрации и времени появления молибдена и вольфрама в составе гранитов были сделаны спектральные анализы полевого шпата, кварца и биотита, выделенных из гранита,

которые показали, что соединения молибдена и вольфрама несомненно были в составе гранитной магмы еще в период кристаллизации главных магматических минералов. В ряде анализированных образцов в составе биотита, отобранного из гранитов, были установлены заметные количества молибдена и вольфрама, что видно из таблицы. В биотитах гранитов постоянно содержатся также небольшие количества бериллия, свинца, олова, меди, стронция, ниобия, галлия и ванадия. Полевые шпаты и кварц содержат только ничтожные следы бериллия, меди и галлия. Из таблицы видно также, что существует закономерная связь между кон-

Таблица

Результаты спектрального анализа биотитов на содержание примесей

Место взятия и название породы	Be	Pb	Sn	Cu	Co	Zr	Mo	Nb	W	Ga	V
Биотит из гранит-порфира Первомайского массива (средняя проба)	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5
То же (обр. 234)	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5
Биотит из гранита Будуктайского массива (обр. 556)	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5
Биотит из гранита Байбинского массива (средняя проба)	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5
Биотит из пегматоидного гранита Байбинского массива (средняя проба)	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5
Биотит из гранита Петропавловского массива (средняя проба)	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5

1 — н. следы —

0,001 %

4 — слабые линии

0,01 %

2 — следы

0,001 %

5 — средние линии

0,1 %

3 — очень слабые линии 0,002—0,01 %

6 — сильные и очень сильные

1,0 %

центрацией молибдена и вольфрама в лейкократовых гранитах с обогащением этих элементов в рудных жилах, связанных с указанными гранитами. На присутствие примеси молибдена и вольфрама в биотитах лейкократовых гранитов Монголии, содержащих молибден-вольфрамовые месторождения, указывает также и А. Д. Каленов (1952).

Как видно из изложенного, генетическая связь молибденового и вольфрамового оруденения с интрузиями лейкократовых гранитов подтверждается их тесной пространственной связью, почти одновременным образованием некоторых дайковых пород — микрогранитов, аплитов, керсантитов и рудоносных кварцевых жил, присутствием примесей молибдена и вольфрама в составе породообразующих минералов гранитов, зональным расположением минерализации вокруг интрузивных тел и сходством процессов оруденения около массивов, находящихся друг от друга на значительных расстояниях.

По геологическому положению, морфологии рудных жил, их минералогическому составу и структурно-текстурным особенностям, характеру

изменения вмещающих пород, взаимоотношениям с жильной серией пород молибденовое оруденение бассейна р. Джиды относится к кварц-молибденитовой формации.

Вольфрамовое оруденение на основании тех же особенностей распространения и состава может быть отнесено к обычной кварц-вольфрамитовой формации, но отличается от типичных ее представителей заметно повышенным содержанием сульфидов.

По наблюдениям автора и других исследователей, почти все интрузии гранитов Восточного Забайкалья, Центрального Казахстана и других областей СССР, с которыми связаны месторождения молибдена и вольфрама кварц-молибденитовой и кварц-вольфрамитовой формации, характеризуются ультракислым составом и во многом сходны с мезозойскими гранитами р. Джиды, что дает основание считать такой состав гранитов самым характерным поисковым признаком на молибденовые и вольфрамовые месторождения жильного типа.

V. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В бассейне р. Джиды изверженные породы весьма широко распространены. Разнообразие их обусловлено проявлением магматической деятельности в течение длительного периода. Намечаются следующие интрузивные циклы: докембрийский, каледонский, мезо- и кайнозойский.

2. Интрузии докембрийского возраста представлены сильно катаклазированными серыми и светлосерыми гранитами и гранито-гнейсами. Около массивов интенсивно развиты процессы инъекции и мигматизации вмещающих пород.

3. Граниты сопровождаются большим количеством пегматитовых и кварцевых жил, с которыми иногда связаны промышленные скопления слюды.

4. Нижнепалеозойский цикл интрузивной деятельности охватывает три основных этапа внедрения интрузий. В первый этап этого цикла в толщу кембрийских отложений вторглись интрузии ультраосновных и основных пород. С ними связаны небольшие рудопроявления хрома, никеля и металлов группы платины.

5. В следующий этап внедрилась интрузия кварцевых диоритов и гранодиоритов. Сложный комплекс пород этой интрузии состоит из гранодиоритов, кварц-сиенитов, трондьемитов, кварцевых диоритов, диоритов и габбро-диоритов, связанных между собой постепенными переходами. Комплекс этих пород своим происхождением в значительной степени обязан процессам гибридизации и ассимиляции вмещающих пород кровли.

6. Породы третьего этапа представлены массивными биотитовыми гранитами и граносиенитами центральных частей массивов, формировавшихся в основном магматическим путем.

7. Дайковая серия пород, сопровождающая интрузии кварц-диоритов и гранитов, состоит из микрогранитов, аплитов, гранит-порфиоров, диорит-порфиритов, спессартитов и габбро-порфиритов.

8. С интрузиями кварцевых диоритов и гранитов генетически связаны свинцово-цинковые и медные месторождения бассейна р. Джиды.

9. Массивы лейкократовых гранитов, предположительно мезозойского времени, приурочены к зонам разломов, возникшим в результате крупных радиальных дислокаций. Наряду с гранитами и гранит-порфирами, встречаются граносиениты, сиенит-порфиры и щелочные сиениты.

Особенности геологического положения и петрографического состава свидетельствуют об их магматическом происхождении.

10. Интрузия сопровождается сложной серией дайковых пород. К более раннему этапу относятся микрограниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, пегматиты и аплиты; дайковые породы второго этапа представлены бостонитами и керсантитами.

11. Контактное воздействие интрузии лейкократовых гранитов проявилось в образовании кварц-биотитовых и кварц-эпидот-биотитовых роговиков и скарнов.

12. С интрузиями лейкократовых гранитов в бассейне р. Джиды генетически связаны проявления молибденового, вольфрамового и оловянного оруденений.

13. Наиболее молодыми изверженными породами района являются верхнемезозойские микросиениты, сиенит-диориты и кайнозойские базальты.

14. Изучение петрохимических особенностей описанных комплексов показывает, что среди изверженных пород каледонского цикла преобладают породы основного и среднего состава. Породы мезозойского цикла представлены преимущественно породами среднего состава. Характерная черта интрузивных пород мезозойской интрузии в ряде случаев — повышенная щелочность. Еще более щелочной характер имеют вулканические породы кайнозоя, среди которых довольно часты базальты с нефелином и калиевым полевым шпатом.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. — Генетическая связь оруденения с интрузиями. Изд-во АН Узбекской ССР, 1950.
- Арсеньев А. А. — Проблема изучения щелочных гранитоидов Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.
- Афанасьев Г. Д. — Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР (сер. петрогр., вып. 69), 1950.
- Афанасьев Г. Д. — О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
- Афанасьев Г. Д. — О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 4.
- Афанасьев Л. М. — Новые данные о гранитоидах бассейна р. Джиды. Докл. АН СССР, 1946, 53, № 7.
- Афанасьев Л. М. — Геологическая изученность и полезные ископаемые БМ АССР (Западное Забайкалье и СВ Прибайкалье). Тр. СОПС АН СССР, 1953.
- Белянкин Д. С. — К вопросу о петрогенетическом значении контактовых явлений. Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 5, 87—94, 1940.
- Белянкин Д. С. — К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магмах и магматических горных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Бесова М. В. — Признаки хромо-никелевого оруденения на Джиде. Матер. по геол. полезн. ископ. В. Сибири, 1937, вып. 13.
- Бесова М. В. — Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. Сер. малые и редкие металлы, вып. 1, Изд. АН СССР, 1939.
- Григорьев Ив. Ф. — О характерных признаках оловоносных гранитов. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1940, вып. 20.
- Заварицкий А. Н. — Петрография Бердяшского плутона, 1937.
- Заварицкий А. Н. — Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. АН СССР, 1941.
- Заварицкий А. Н. — Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, 1944.
- Иванов В. А. — Краткий очерк истории геологического развития Западного Забайкалья. Иркутск, Вост.-Сиб. упр., 1947, вып. 1.
- Каленов А. Д. — Новые данные о гранитоидах сев.-вост. Монголии. Докл. АН СССР, нов. сер., 1947, т. 58, № 5.
- Каленов А. Д. — О некоторых особенностях дифференциации мезозойских интрузий сев.-вост. части Ц. Азии. Докл. АН СССР, нов. сер., 1948, т. 63, № 2.

- Кобеляцкий И. А.—Геологический очерк верхнего течения рек Урики и Онота. Матер. по геол. и полезн. ископ., 1947, вып. 20.
- Коржинский Д. С.—Кристаллические толщи юго-западного Прибайкалья. XVII сессия Междунар. геол. конгр., Сибирская экскурсия, 1937.
- Коржинский Д. С.—Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. I, Изд. АН СССР, 1939.
- Коптев-Дворников В. С.—Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1940.
- Коптев-Дворников В. С.—К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 4.
- Куплетский Б. М.—Геологический очерк восточной части Северной Монголии в районе среднего течения р. Керулен. Изв. АН СССР, 1940.
- Куплетский Б. М.—Обзор современных взглядов на происхождение гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 3.
- Кушнарев И. П.—К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Тр. Моск. ин-та цветн. мет., 1947, вып. 13.
- Лебедев А. П.—Геолого-петрографические исследования в Прикатунском районе (Северный Алтай). 1937.
- Левцкий О. Д.—Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Изд. АН СССР, 1939.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В.—Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945 и 1946 гг. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В.—Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В.—Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна р. Джиды. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 1.
- Луцицкий И. В.—Габбровая интрузия Малханского хребта. Вестн. Моск. унив., 1947, № 5.
- Луцицкий И. В. и Нагибина М. С.—Гранитная интрузия Малханского хребта. Вестн. Моск. унив., 1947, № 5.
- Нагибина М. С.—К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 1.
- Нагибина М. С.—О возрасте вулканогенной формации Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 5.
- Налетов П. И.—Геологические исследования долины верхнего течения р. Джиды. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., 1936, вып. 11.
- Налетов П. И.—Геологическая съемка в верховьях рек Джиды и Зон-Муррина. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., 1936, вып. 18.
- Налетов П. И.—Геологическая карта СССР. Объяснительная записка к листу М-48.1944.
- Налетов П. И., Шалаев К. А. и Деуля Т. Т.—Геология Джидинского рудного района. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., 1941, вып. 27.
- Обручев В. А.—Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Геол. иссл. и разв. работы по лин. Сиб. ж. д., 1914, вып. 20.
- Обручев В. А.—Селенгинская Даурия. Ленинград, Троицко-Савское отделение ГГО, 1929.
- Обручев В. А.—Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов Сибири. Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, т. 2, Изд. АН СССР, 1947.
- Обручев С. В.—Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 5—6.
- Обручев С. В.—Перспективные районы полезных ископаемых и минеральных источников Окинского аймака БМ АССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 3.
- Обручев С. В.—Тектоника Западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. ДАН СССР, т. 68, 1949, № 5.
- Падалка Г. Л.—К вопросу о рудоносных интрузиях Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, 1944, т. 45, № 8.
- Смирнов С. С.—Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Иркутск, 1944.
- Смирнов С. С.—Об олово-вольфрамовом оруденении востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 6.
- Смирнов С. С.—Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.
- Смирнов С. С.—О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Мин. общ., 1947, т. 76, вып. 1.

- Смирнов С. С., Левицкий О. Д., Радкевич Е. А. и др.—Геология олова. Тр. Ин-та геол. наук, 1947, вып. 82.
- Смольянинов Н. А.—Особенности минералогии Джидинского месторождения. Тр. Ин-та геол. наук, 1940, вып. 39.
- Спейт Ю. А.—Геологический очерк Джидинского вольфрамового месторождения. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. упр., 1937, № 4.
- Хасин Р. А.—Киммерийские граниты Восточной Монголии. Сов. геол., 1947, вып. 24.
- Шалаев К. А.—Геологический очерк района среднего течения р. Джиды. Тр. Вост.-Сиб. геол.-разв. треста, 1935, вып. 15.
- Шипулин Ф. К.—Основные черты геологического строения Монголии. Сов. геол., 1947, вып. 24.
- Ячевский Л. А.—Предварительный отчет об исследовании к югу от Байкала. Геол. иссл. и разв. работы по лин. Сиб. ж. д., 1898, вып. 7.

Ив. Ф. ГРИГОРЬЕВ, Е. И. ДОЛОМАНОВА
и Б. М. РОНЕНСОН

ГРЕЙЗЕНЫ ЗАБАЙКАЛЯ, ИХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

І. ВВЕДЕНИЕ

Исследование околорудных измененных пород имеет большое значение для понимания генезиса и классификации эндогенных месторождений. В свое время С. С. Смирнов писал по этому поводу, что «один из основных путей прогресса в исследовании рудных месторождений проходит именно здесь, в области самого тщательного качественного и количественного изучения околорудных изменений». Он особенно подчеркивал, что такого рода исследования дадут очень много «для решения ряда чисто практических задач» (1946). Еще при его жизни и под его руководством мы начали детальное изучение месторождений касситерит-кварцевой формации Забайкалья, для которых характерна грейзенизация околорудных пород. Грейзенизация здесь довольно широко развита в связи с кислыми гипабиссальными мезозойскими гранитными интрузиями и отличается многообразием форм внешнего вида, размера и состава грейзеновых тел, а также некоторыми своеобразными геологоструктурными и генетическими особенностями. Изучение этих грейзеновых образований позволяет дополнить имеющиеся представления о генезисе грейзенов.

II. КРАТКИЕ ДАННЫЕ ОБ ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВ

С тех пор как термин «грейзен» был применен рудокопами Саксонии к кварц-слюдяной породе, содержащей касситерит, и впервые был введен в литературу А. Г. Вернером в XVIII в., этому понятию придавалось только петрографическое значение и тогда им назывались породы определенного минералогического состава без рассмотрения вопроса ее генезиса. Позднее в этот термин стали вкладывать генетический и притом различный смысл. Так, Харкер (1908) и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1931) называли грейзенами лейкократовые разности гранитов — аляскиты, что противоречило понятию о грейзене как сложной по составу бесполевошпатовой породе. В. Р. Вильямс (1934) и Скривенор (1928), описывая некоторые мелкозернистые грейзены, состоящие из кварца, подчиненного топаза, небольших количеств биотита и мусковита, приписывали им интрузивное происхождение. Подобные образования имеют крайне ограниченное развитие, и представление об интрузивной природе грейзенов в настоящее время почти никем не разделяется.

Большинство исследователей, в том числе Г. Берг (1937), Г. Розенбуш (1934), Линдгрэн, В. И. Лучицкий (1949), А. Е. Ферсман (1939)

называли грейзенами вторичные метасоматически измененные породы в общем случае существенно слюдяно-кварцевого состава с топазом, флюоритом, турмалином и рудными минералами, образовавшиеся при высоких температурах путем метасоматоза гранитоидов. Правда, А. Е. Ферсман в другой книге (1939) допускает образование грейзена за счет как самих гранитов, так и вмещающих их осадочных и метаморфических пород. Подчеркивая метасоматическое происхождение грейзенов, одни исследователи связывали их образование с процессами пневматолита, другие рассматривали грейзены как продукты гидротермального изменения первичной породы.

В нашей стране за последнее время появился ряд работ, где рассматриваются в той или иной мере грейзены и процессы грейзенизации в связи с изучением преимущественно редкометалльных месторождений. Но в них также нет единого мнения об условиях образования грейзенов как с точки зрения исходных пород, за счет которых они образуются, так и с точки зрения характера метаморфизирующих агентов: пневматолиты или гидротермы? Одни исследователи — О. Н. Лебедева (1947), Л. Н. Булак (1950) — называют грейзенами метасоматически измененные гранитоиды, а другие — О. Д. Левицкий (1947), В. С. Соболев (1949), Н. И. Наковник (1938, 1947, 1949), Г. Н. Щерба (1949) — считают возможным применять этот термин для обозначения приконтактных околожильных измененных пород, вне зависимости от их первичного состава, если в результате они превращены в кварц-слюдяные или кварц-топазовые и другие породы, содержащие еще турмалин, флюорит и другие минералы. По вопросу характера метаморфизирующих агентов авторы также придерживаются различных точек зрения. Так, Г. Н. Щерба, О. Д. Левицкий и Л. Н. Булак считают грейзены продуктами пневматогидротермального метаморфизма различных пород, в то время как другие — О. Н. Лебедева (1947) и Д. С. Коржинский (1946, 1950) — считают грейзены продуктами гидротермального изменения.

Следует отметить, что в большинстве работ, посвященных грейzenам, вопросы зависимости минералогического состава рудных тел от вмещающих пород в связи с процессами грейзенизации рассматриваются в далеко не достаточной степени, а теоретические основы диффузионного и инфильтрационного метасоматоза, приводящего к образованию грейзенов, даются, по существу, лишь в работах Д. С. Коржинского (1946, 1950, 1951).

В отмеченных работах не разбираются также вопросы алюмосиликатной ассимиляции (обогащение кислой магмы щелочами, глиноземом и в некоторых случаях кремнеземом), которая чаще всего наблюдается в районах развития грейзенов, и ее влияние на характер послемагматической минерализации в рудных жилах. В общем, несмотря на очень важное значение грейзенов как рудных тел и спутников определенных типов оруденения, следует признать, что генезис этих метасоматических образований еще во многом неясен.

Все эти вопросы, как и многие другие, связанные с процессом грейзенизации, будут рассмотрены в настоящей работе на примере Забайкалья.

III. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРЕЙЗЕНОВ И ГРЕЙЗЕНИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Изучение явлений грейзенизации в Забайкалье показывает почти повсеместную пространственную приуроченность грейзенов и месторождений касситерит-кварцевой формации к куполовидным выступам гра-

нитных массивов или небольшим гранитным телам лейкократовых биотитовых гранитов. При этом куполовидные выступы благоприятны для преимущественной локализации грейзенов и в тех случаях, когда мы имеем дело и с очень крупными гранитными интрузиями. Так, например, все грейзеновые участки и месторождения касситерит-вольфрамит-кварцевого типа в Даурско-Чикойском рудном районе (в Зачикойской тайге и Даурском хребте) Центрального Забайкалья приурочены, как показали наши исследования, к куполовидным выступам так называемой Большой гранитной интрузии. Грейзены и грейзенизированные породы в Кукульбейском рудном узле Восточного Забайкалья также приурочены к наиболее высоким участкам гранитного массива, расположенного в ядре антиклинальной складки. В Агинском палеозойском сланцевом поле грейзеновые участки и поля грейзенизированных пород приурочены к небольшим гранитным телам, представляющим собой, по всей вероятности, куполовидные выступы еще не вскрытой большой гранитной интрузии.

Возраст гранитных интрузий, к которым приурочены грейзены, для Кукульбейского массива и некоторых участков Агинского палеозойского сланцевого поля определяется тем, что развитые здесь граниты, в том числе гранитный массив «Богова Утеса» прорывают породы нижней и средней юры и нигде не прорывают отложений верхней юры. Мезозойский же, но древнекиммерийский возраст Большой гранитной интрузии Даурско-Чикойского рудного района установлен на основании определения абсолютного возраста некоторых радиоактивных минералов, обнаруженных в гранитах этой интрузии, и на основании того, что аналогичные граниты в МНР, по данным Н. И. Хомизури (1948), прорывают песчано-сланцевые породы, охарактеризованные верхнепермской фауной. Здесь уместно отметить, что процессы грейзенизации, по данным О. Н. Лебедевой (1947), наблюдаются в гранитоидах самого различного возраста — от докембрия до кайнозоя. Возраст гранитов, с которыми связаны явления грейзенизации, в разных районах различен. Так, в Забайкалье граниты, с которыми ассоциируют грейзены и поля грейзенизированных пород, — мезозойские, а граниты Центрального Казахстана, в которых проявились процессы грейзенизации, — поздневарисские и т. д. Иногда и в пределах одного и того же района наблюдаются грейзены, связанные с различными по возрасту гранитами, но в этом случае обычно все же выявляется преимущественное развитие процессов грейзенизации в связи с гранитами одного определенного возраста.

Отмеченная нами для Забайкалья частая пространственная приуроченность участков грейзенов, полей грейзенизированных пород и рудопроявлений касситерит-кварцевого типа к куполовидным выступам гранитных интрузий является общей закономерностью для многих районов земного шара. Эту же закономерность отмечают Л. Н. Булак (1950) и П. А. Куликов (1948) для Центрального и Восточного Казахстана, а О. Д. Левицкий (1947), в своей сводной работе по оловоносным грейзенам, для Рудных гор, Корнуолла, Малайи и Пиренейского полуострова.

Приуроченность грейзенизации к наиболее возвышенным, апикальным частям гранитных интрузивов — явление вполне закономерное, вызванное концентрацией на этих участках летучих компонентов. Указания о возможности накопления газовой фракции в куполовидных выступлениях мы находим в работах А. Е. Ферсмана (1939) и С. С. Смирнова (1945). «Перегонка» летучих компонентов в верхние части интрузивных массивов начинается еще в момент внедрения магмы, что доказывается

возникновением здесь крупнокристаллических пегматоидных структур и продолжается весь период становления интрузива. Этот процесс можно проследить, изучая этапы деформации, этапы возникновения трещин в интрузивных массивах и процессы грейзенизации вдоль этих трещин. Весьма характерно для процесса грейзенизации ослабление его сверху вниз: от вершины «свода» или «купола» в глубь интрузива.

Большинство грейзенов и грейзенизированных пород, изученных нами в Забайкалье, расположено среди активных рудоносных интрузивов, и гораздо реже грейзены и грейзенизированные породы развиваются в зонах экзоконтакта, среди контактово-измененных осадочных песчано-сланцевых пород. Эта закономерность обусловлена тем, что более плотные песчано-сланцевые породы труднее поддаются замещению, и грейзенизация проявляется здесь главным образом около рудных жил. В результате в песчаниках и сланцах метасоматические грейзеновые образования часто сменяются близкими по температуре рудообразования касситерит-топазовыми жилами заполнения. О приуроченности грейзенов главным образом к эндоконтактовым зонам говорит и Л. Н. Булак (1950), которая указывает, что слабая трещиноватость эффузивно-осадочных пород обусловила то, что они явились хорошо задерживающей, непроницаемой преградой для послемагматических грейзенизирующих растворов.

Но в тех случаях, когда олово- и вольфрамоносные граниты прорывают более древние граниты, гнейсы и другие породы, как это отмечает О. Д. Левицкий (1947), образование грейзенов и грейзенизированных пород в экзоконтактных зонах представляет собой частое явление. В качестве примера он приводит провинцию Рудных гор, где грейзены развиваются в гнейсах и кварцевых порфирах, вмещающих оловоносные граниты. О случаях возникновения в отдельных районах Алтая и Центрального Казахстана грейзенов за счет преобразования вмещающих интрузию пород — более древних гранитоидов, кислых эффузивов, пишет в своей статье Г. Н. Щерба (1949).

IV. СВЯЗЬ ГРЕЙЗЕНОВ И ГРЕЙЗЕНИЗИРОВАННЫХ ПОРОД С КИСЛЫМИ И УЛЬТРАКИСЛЫМИ ГРАНИТАМИ И ВЛИЯНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА СОСТАВ ГРАНИТОВ

После многолетних исследований явлений грейзенизации в Забайкалье и изучения большого количества литературных материалов по другим районам СССР и особенно по Казахстану становится несомненной тесная связь грейзенизации с интрузиями биотитовых гранитов. Для этих интрузий наиболее широко распространенной фациальной разновидностью являются серые биотитовые граниты. Макроскопически серые биотитовые граниты представляют собой крупнокристаллические породы порфиоровидной структуры. Порфиоровидные выделения светлосерого полевого шпата, обычно плагиоклаза, достигают размера до 2 см по длинной стороне и имеют довольно отчетливую ориентировку в плоскости, близкой к поверхности пологих трещин гранитной отдельности. Часто слабая ориентировка в этой же плоскости отмечается у пластинок биотита. Гранит состоит из плагиоклаза от № 10 до № 17 (19—41%), биотита (0,5—11%), микроклина, редко калишпатпертита (16—36%), кварца (22—43%). Из акцессорных минералов присутствуют циркон, монацит, апатит, ортит, магнетит, ильменит, пирит, арсенопирит, касситерит, тантало-ниобаты. Из вторичных минералов встречаются серицит, мусковит, хлорит, рутил, кальцит, доизит. Структура гранита порфиоровидная и гипидиоморфнозернистая.

Кроме серых крупнозернистых биотитовых гранитов, представляющих собой «нормальную», исходную разновидность, в пределах гранитных массивов наблюдаются многочисленные разности гранитоидов иного состава или структуры, возникновение которых обусловлено процессами ассимиляции или автопневматолита. Следует отметить, что в большинстве случаев все эти разновидности расценивались исследователями как разновозрастные, соответствующие различным фазам интрузивного процесса. Наши наблюдения показали, что различные петрографические разновидности этих гранитов в большинстве случаев есть фации единого интрузивного тела.

На контакте с глинистыми сланцами или алевролитами, которые содержат, как правило, повышенное, по сравнению с лейкократовыми биотитовыми гранитами, количество железа, магния и кальция, или на контакте с метаморфизованными производными этих сланцев: филлитами, хлорит-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-карбонатными сланцами, возникает серия более основных гранитоидов, названная нами краевой гибридной фацией. Все эти гранитоиды связаны друг с другом и с биотитовыми гранитами постепенными переходами.

Наиболее близки по составу к описанным биотитовым гранитам биотит-роговообманковые крупнозернистые, часто порфиroidные разности, которые отличаются от них лишь немного более основным составом и образуются при слабой ассимиляции боковых пород. Появление гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов свидетельствует о более сильной ассимиляции боковых пород. Эти породы обычно развиты только в узкой эндоконтактной зоне интрузива, переходя, с одной стороны, в биотит-роговообманковые граниты, с другой — в зоны инъекции и мигматита.

Гибридные гранитоиды часто обнаруживают грубопараллельную контакту интрузива ориентировку пластинчатых элементов: мелких ксенолитов боковых пород, лейст биотита, кристаллов плагиоклазов. Это придает им гнейсовидный облик, причем характерно, что от слабо гибридизированных пород — роговообманково-биотитовых гранитов — к гранодиоритам и диоритам гнейсовидность возрастает, переходя в полосчатость.

На контактах с легко проницаемыми трещиноватыми песчанистыми породами, состав которых к тому же, как правило, близок к составу гранитной магмы, или в зонах резко эруптивных контактов с возникновением брекчий, «вихревых» текстур и т. д., т. е. в участках, где происходило быстрое удаление летучих компонентов магмы и, следовательно, быстрая ее кристаллизация, возникает другая серия гранитоидов, объединенных нами под общим названием краевой структурной фации.

Для пород этой группы характерно полное тождество химического и минералогического состава с обычными серыми биотитовыми гранитами интрузий, в то время как структура их меняется, переходя в порфировую, аплитовую, фельзитовую, графическую и т. д. Для этой группы пород также обычны постепенные и незаметные переходы между различными структурными разновидностями, хотя встречаются и значительно более сложные взаимоотношения.

Следующая крупная группа гранитоидов, встречающаяся в гранитных интрузиях, с которыми связаны грейзены, представляет собой породы гранитной магмы, в различной степени измененные автопневматолитовыми процессами. Сюда относятся биотитовые и биотит-роговообманковые порфиroidные граниты с гигантскими порфиробластами микроклина. Выделения микроклина возникли в результате сегрегации при

переработке гранита в процессе автометаморфизма, что доказывается беспорядочным расположением этих выделений, сгущением их вдоль поперечной системы трещин, наличием в них захваченных при перекристаллизации чешуек биотита, не располагающихся по граням роста, и, наконец, наличием во всех минералах породы огромного количества газожидких включений. К этой же серии пород относятся розовые биотитовые граниты с малым количеством биотита и округлой формы выделениями дымчатого кварца. Многие исследователи называют их «лейкократовыми гранитами» или «гранитами лейкократового облика». Другие описывают их как самостоятельные, наиболее молодые интрузии «аляскитовых гранитов». Что эти граниты не самостоятельная интрузивная фаза, видно из того, что они всегда связаны постепенными и незаметными переходами, с одной стороны, с серыми биотитовыми гранитами, с другой — с грейзенизированными (двуслюдянными и мусковитовыми) гранитами. Наблюдения под микроскопом также свидетельствуют, что эти граниты возникают на первых стадиях переработки биотитовых гранитов автометаморфическими процессами. В минералах этих гранитов много газожидких включений. Розовые биотитовые граниты образуют неправильной, обычно округлой формы участки в срезанных эрозией наиболее выступающих частях интрузий. При более сильном изменении розовые биотитовые граниты переходят в двуслюдяные и мусковитовые граниты. Есть небольшие гранитные массивы, которые целиком состоят из двуслюдяных (Ундурский массив) и мусковитовых гранитов (Богов Утес, Спокойное). Эти граниты, как правило, развиты на площадях редкометальных месторождений. Распределение грейзенизированных разновидностей гранитоидов — двуслюдяных и мусковитовых гранитов — в пределах рудных узлов, как указано выше, подчинено определенным геологическим закономерностям, главнейшей из которых является приуроченность их к куполообразным выступам поверхности гранитных интрузий.

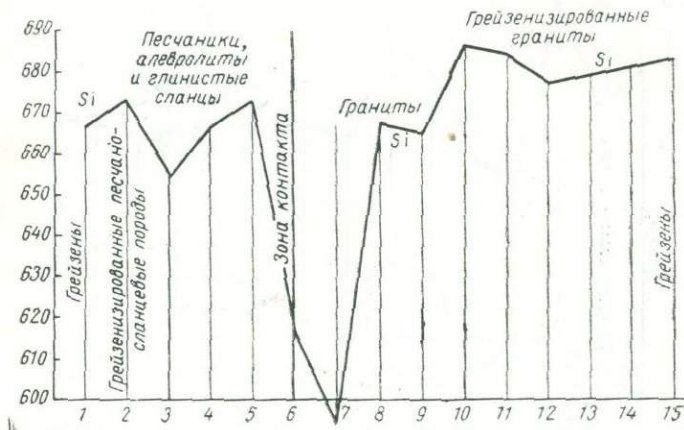
Биотитовые граниты всегда сопровождаются серией жильных дериватов гранитной магмы: мелкозернистыми биотитовыми гранитами, гранит-порфирами, гранит-аплитами, кварцевыми порфирами, аплитами, пегматитами и иногда лампрофирами. Раздифференцированность кислой гранитной магмы до кислых дериватов есть одна из важных особенностей гранитов, с которыми связаны грейзены. Упомянутые в литературе (Лебедева, 1947) случаи связи грейзенов с роговообманково-биотитовыми гранитами, близкими по составу к гранодиоритам, повидимому, явление редкое. Вероятно, эти последние не представляют самостоятельных интрузий, а слагают только узкие краевые части интрузий биотитовых гранитов. Химическая характеристика гранодиоритов, у которых содержание SiO_2 больше подходит к гранитам, а содержащее CaO к гранодиоритам, тоже указывает на гибридный характер этих пород.

О петрографических особенностях гранитов, с которыми связаны грейзены, необходимо сказать следующее. Подавляющее большинство их, как мы указали выше, представлено биотитовыми, двуслюдяными и отчасти мусковитовыми разновидностями. Последние две разновидности сами — продукты автопневматолитической переработки биотитовых гранитов.

Широкое развитие процессов автопневматолита вообще типично для большинства гранитов, с которыми связаны грейзены. В связи с этими процессами в гранитах нередко наблюдаются, кроме мусковита, флюорит, топаз, касситерит, реже турмалин. Количественные взаимоотношения между полевыми шпатами несколько варьируют, хотя чаще плагио-

клас преобладает над калневым полевым шпатом. Плагноклазы, как правило, имеют кислый состав (альбит, альбит-олигоклас).

Одной из петрохимических особенностей гранитов, с которыми связаны грейзены, является их резко выраженный кислый состав, что прослеживается почти во всех районах. При этом следует подчеркнуть, что сама гранитная магма была изначально ультракислая и вмещающие породы не влияли на обогащение ее кремнеземом, так как анализы



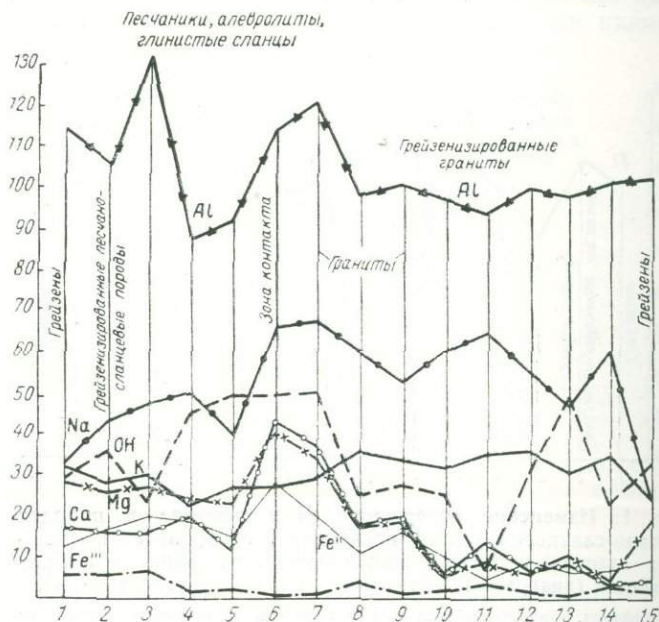
Фиг. 1. Изменение содержания Si в гранитах и породах песчано-сланцевой толщи (песчаниках, алевролитах и глинистых сланцах) в связи с процессами ассимиляции и грейзенизации (диаграмма составлена по кислородному методу).

1 — грейзены, образующиеся за счет песчаников, алевролитов и глинистых сланцев в непосредственном контакте с рудной жиллой (14 анализов); 2 — грейзенизированные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы в 30—50 см от рудной жилы (7 анализов); 3 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы в 1—1,5 м от рудной жилы (6 анализов); 4 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы вдали от контакта с гранитами (5 анализов); 5 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы на контакте с гранитами (6 анализов); 6 — граниты роговообманково-биотитовые на контакте с породами песчано-сланцевой толщи (2 анализа); 7 — граниты биотитовые на контакте с породами песчано-сланцевой толщи (2 анализа); 8 — граниты биотитовые ряда районов Забайкалья (13 анализов); 9 — граниты двуслюдяные вдали от контакта с породами песчано-сланцевой толщи (3 анализа); 10 — граниты биотитовые на контакте с рудными жилами (6 анализов); 11 — граниты двуслюдяные некоторых районов Забайкалья (2 анализа); 12 — граниты двуслюдяные на контакте с рудными жилами (10 анализов); 13 — граниты мусковитовые на контакте с породами песчано-сланцевой толщи (10 анализов); 14 — граниты мусковитовые на контакте с рудными жилами (13 анализов); 15 — грейзены на контакте с рудными жилами (8 анализов).

пород кровли показали всюду меньшее количество кремнезема по сравнению с гранитами (для Забайкалья). Но эти в основном песчано-сланцевые вмещающие породы (преимущественно алюмосиликатного состава), а в других районах кислые эффузивы или гранитоиды, в то же время способствовали сохранению ультракислого состава гранитной магмы, только на самом контакте несколько обогащаясь кремнеземом (фиг. 1, 2).

Характерная черта подавляющего большинства разновидностей этих гранитов заключается также в пересыщенности их глиноземом (фиг. 3 и табл. 1—6), что фиксируется на диаграмме общим поворотом векторов влево. Недосыщенные глиноземом гранитоиды — редкость. Здесь следует отметить, что на пересыщении гранитов глиноземом влияла исключительно вмещающая среда — песчано-сланцевые породы, анализы которых показали большее содержание в них глинозема, чем в гранитах (фиг. 4 и табл. 7—10). Далее, как правило, граниты, с которыми свя-

заны грейзены, бедны кальцием (содержание окиси кальция в них всюду ниже 1%). В биотитовых гранитах всегда отмечается преобладание натрия над калием, но в процессе грейзенизации количественные соотношения калия и натрия становятся обратными вследствие резкого выноса натрия. Высокое содержание глинозема и кремнезема и ма-

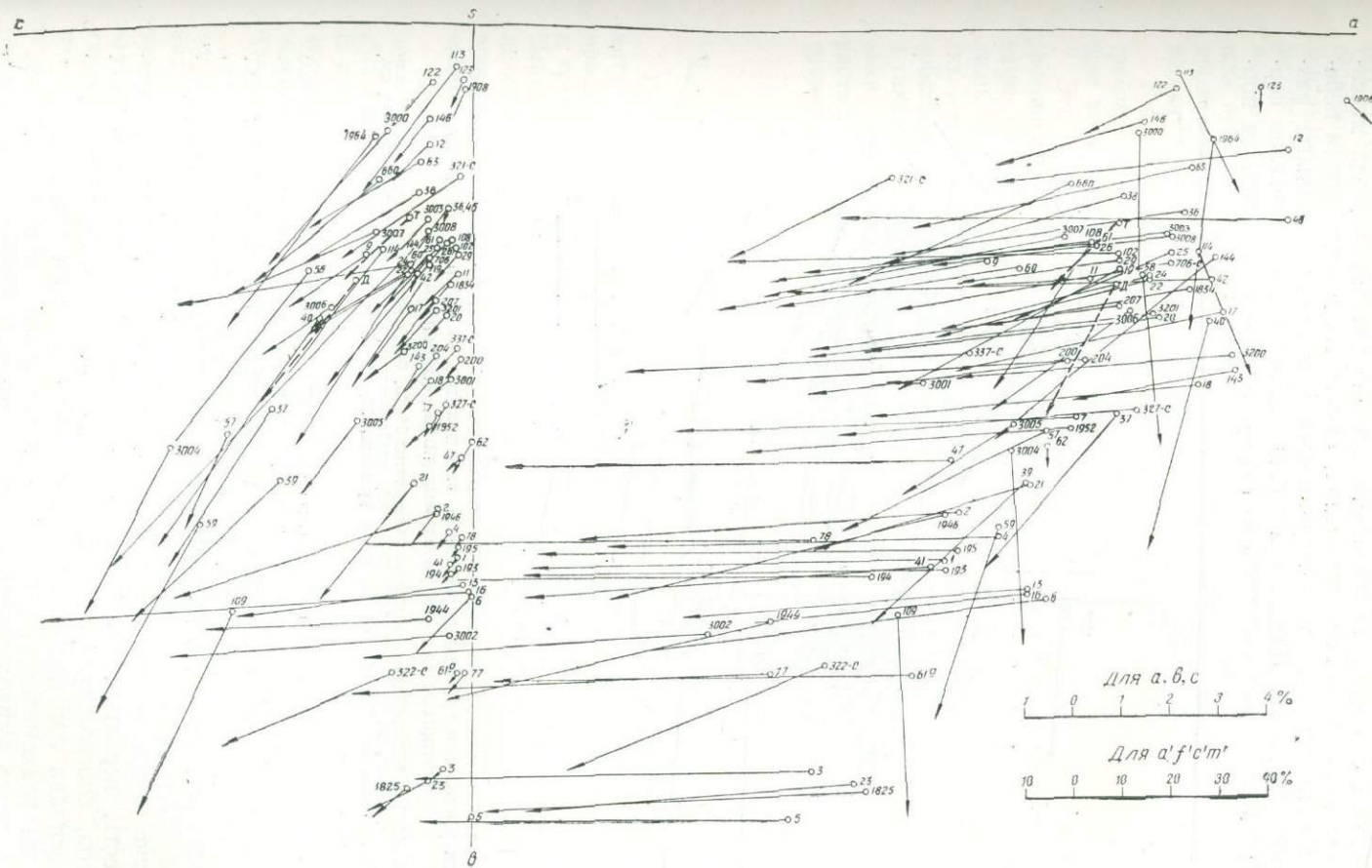


Фиг. 2. Изменение содержания Al, Na, K, Ca, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, OH в гранитах и породах песчано-сланцевой толщи (песчаниках, алевролитах и глинистых сланцах) в связи с процессами ассимиляции и грейзенизации (диаграмма составлена по кислородному методу).

1 — грейзены, образующиеся за счет песчаников, алевролитов и глинистых сланцев в непосредственном контакте с рудной жиллой (14 анализов); 2 — грейзенизированные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы в 30–50 см от рудной жиллы (7 анализов); 3 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы в 1–1,5 м от рудной жиллы (6 анализов); 4 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы вдали от контакта с гранитами (5 анализов); 5 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы на контакте с гранитами (6 анализов); 6 — граниты роговообманково-биотитовые на контакте с породами песчано-сланцевой толщи (2 анализа); 7 — граниты биотитовые на контакте с породами песчано-сланцевой толщи (2 анализа); 8 — граниты биотитовые ряда районов Забайкалья (13 анализов); 9 — граниты двуслюдяные вдали от контакта с породами песчано-сланцевой толщи (3 анализа); 10 — граниты биотитовые на контакте с рудными жилами (6 анализов); 11 — граниты двуслюдяные некоторых районов Забайкалья (2 анализа); 12 — граниты двуслюдяные на контакте с рудными жилами (10 анализов); 13 — граниты мусковитовые на контакте с породами песчано-сланцевой толщи (10 анализов); 14 — граниты мусковитовые на контакте с рудными жилами (13 анализов); 15 — грейзены на контакте с рудными жилами (8 анализов).

лое содержание магния в гранитах и других породах, за счет которых образуются грейзены,— важное условие для образования последних. Гранитная интрузия, с которой связаны грейзены, содержит, несомненно, также повышенное количество летучих компонентов: воду, соединения фтора, бора, хлора, углекислоты, под воздействием которых и происходит грейзенизация указанных пород.

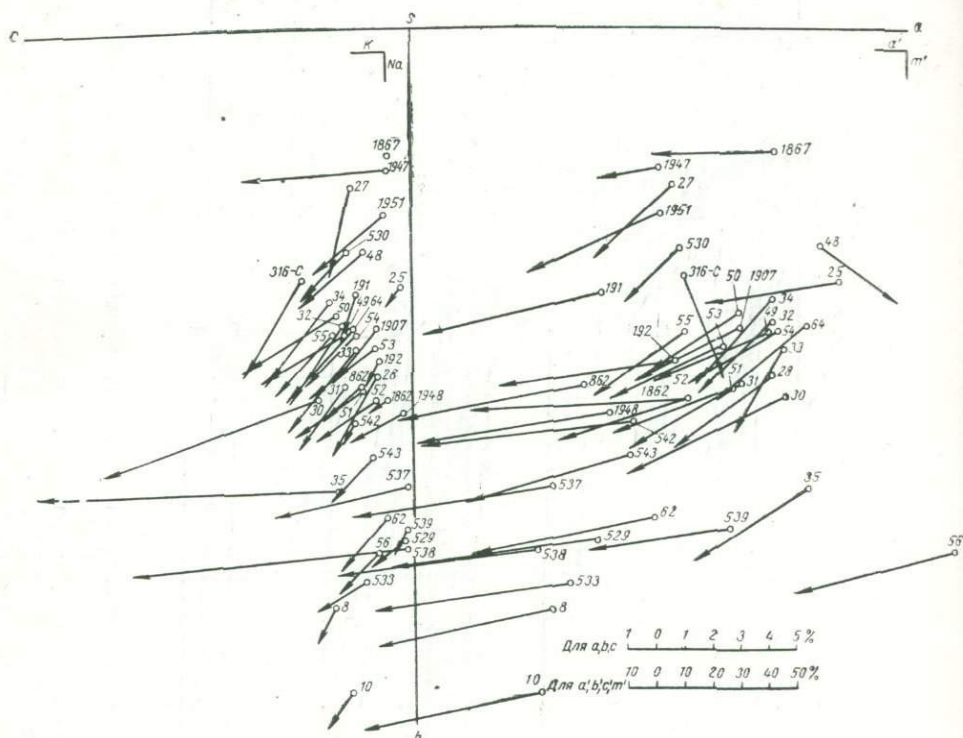
Особенности структуры гранитов, с которыми связаны грейзены, весьма своеобразны. Прежде всего гранитные массивы, к которым приурочены грейзены и месторождения редких металлов, характеризуются



Фиг. 3. Диаграмма химического состава гранитов, грейзенов, гранит-порфиров, амазонитовых гранитов и гранодиоритов Забайкалья

Роговообманково-биотитовые граниты: 40, 59; биотитовые граниты: 12, 18, 21, 36, 37, 57, 58, 60, 62, 63, 103, 113, 143, 144, 204, 1964, 3000, 3003, 3008, 3200, 7, 25; двуслюдяные граниты: 2, 9, 11, 17, 19, 20, 22, 24, 26, 29, 39, 61, 114, 207, 706-с, 1952, 3201; мусковитовые граниты: 1, 4, 6, 16, 41, 61, 193, 194, 195, 200, 660, 322-с, 327-с, 337-с, 1834, 1944, 1945, 3001, 42; грейзен разного состава: 3, 5, 13, 23, 38, 77, 78, 1825, 3002; гранит-порфиры: 102, 122, 123, 321-с; амазонитовые граниты: 46, 47, 1908; гранодиориты: 108, 3004, 3005, 3006, 3007; средний гранит по Тиррелю — Т; средний гранит по Делю — Д; аплиты — 146.

крайним непостоянством структур. Так, часто наблюдаются переходы к пегматоидным структурам, что обуславливает появление среди массивов гранитов пегматитовых обособлений, связанных постепенными переходами с обычными равномернoзернистыми или порфировидными разновидностями гранитов. Далее, в периферических частях массивов нормальные граниты часто дают полную гамму переходов к типичным пор-



Фиг. 4. Диаграмма химического состава алевролитов, глинисто-углистых и песчаных сланцев, роговиков, грейзенизированных алевролитов, сланцев и грейзенов, образующихся за счет указанных пород (Забайкалье).

Алевролиты: 51, 52, 191, 192; грейзенизированные алевролиты: 54, 56, 543; глинисто-углистые и песчаные сланцы: 316-с, 539, 27, 28, 31, 32, 34, 1867, 1907, 1948; грейзенизированные сланцы: 529, 530, 537, 538, 25, 49, 50; роговики: 62, 8, 1947, 1951, 48, 10, 64; грейзены: 30, 33, 35, 53, 55, 533, 542, 862, 1862.

фировым структурам, с микрогранитовой, микропегматитовой или реже фельзитовой структурой основной массы. Соответственно таким изменениям структуры граниты переходят в гранит-порфиры, а в некоторых случаях и в кварцевые порфиры. Последнее свидетельствует о том, что редкометальные граниты, с которыми связаны и грейзены, кристаллизовались, повидимому, в условиях, близких к гипабиссальным.

Довольно частое возникновение в этих гранитах пегматоидных образований есть, вероятно, следствие повышенной концентрации летучих компонентов, способствующих более совершенной кристаллизации гранитного расплава или последующей перекристаллизации гранита.

Контакты редкометальных гранитов, с которыми связаны грейзены, отличаются резко выраженными особенностями. Осадочные породы песчано-глинистого состава (Забайкалье и Казахстан) под влиянием гранитной ультракислой магмы подвергаются перекристаллизации с образованием различных роговиков: кварц-биотит-полевошпатовых, полево-

шпат-биотитовых, полевошпат-биотит-роговообманковых, биотит-кварцевых, мусковит-биотит-кварцевых, биотитовых, хлоритовых, реже кварц-серицитовых, биотит-полевошпатовых сланцев. Биотит здесь главный контактовый минерал, который возникает в результате контактового метаморфизма осадочных песчано-сланцевых пород. В ряде случаев отмечаются также постепенные пневматолитические изменения вмещающих пород, грейзенизация последних в зоне экзоконтакта в связи с рудопроявлением. Об этом подробнее мы скажем ниже, при рассмотрении процесса грейзенизации пород эндо- и экзоконтакта.

Как в Забайкалье, так и в других районах СССР (Лебедева, 1947) грейзенизация развивается значительно сильнее, когда породы, вмещающие интрузии, интенсивно ороговикованы.

Эта зависимость между степенью грейзенизации и интенсивностью ороговикования, вероятнее всего, объясняется следующими обстоятельствами. Во-первых, самый процесс интенсивного ороговикования возможен лишь при наличии в гранитной магме большого количества воды и других летучих компонентов, т. е. именно таких соединений, которые способствовали сильной грейзенизации. Во-вторых, по нашим наблюдениям, а также по мнению О. Н. Лебедевой (1947) и Л. Н. Булак (1950), роговики труднопроницаемы для грейзенизирующих агентов — летучих и растворов и, представляя собой своеобразный экран, способствуют сохранению летучих в гранитном расплаве.

V. СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССА ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

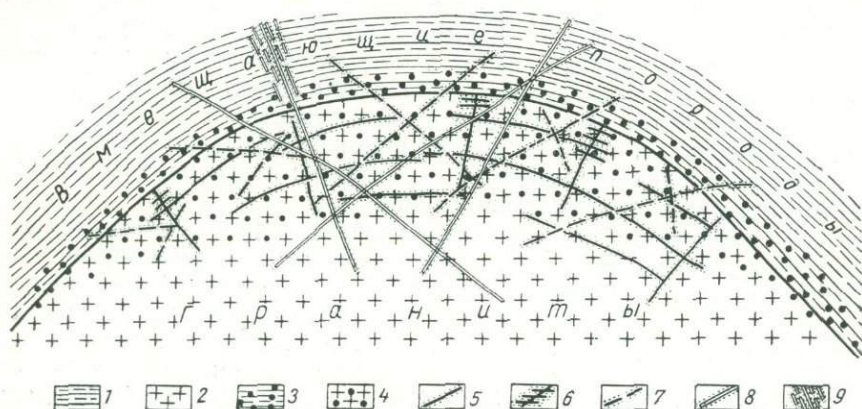
1. Первая стадия процесса грейзенизации

Под стадией процесса грейзенизации мы подразумеваем период развития геологической структуры, во взаимосвязи с которой развивается процесс грейзенизации. Такая схема развития геологической структуры и грейзенового процесса на примере Забайкалья изображена на фиг. 5. Переход от одной стадии к другой знаменуется резким изменением геологических условий и носит характер скачка. Мы выявили две стадии процесса грейзенизации и во второй стадии — несколько этапов грейзенизации.

Для первой стадии процесса грейзенизации особо благоприятным геолого-структурным условием, как мы указали выше, являются наличие куполовидной структуры и экранирующей оболочки вмещающих пород. В процессе внедрения в этих условиях гранитная магма активна, в результате чего происходят инъекции, прорывы и проплавления во вмещающих породах. Обогащение летучими верхних частей очага происходит благодаря дестилляции, перегонке их от глубинных частей к апикальным.

Накопление летучих в куполе под экраном в первую стадию происходит в собственно магматический период, и переработка минералов гранитов имеет место сразу же после их кристаллизации. Переработка минералов начинается со стороны пор и стыков зерен минералов, потому что трещин в этот период еще нет. Грейзенизация начинается от контакта гранитного массива, и обычно с глубиной, при бурении и горных работах, мы входим в неизменные биотитовые граниты. В эту стадию возникают, за счет переработки биотитовых гранитов, микроклиновые граниты, так называемые розовые граниты, двуслюдяные и мусковитовые граниты. Эти граниты обычно содержат большое количество газовой-жидких включений. Микроклинизация и мусковитизация гранитов происходят под влиянием этих газовой-жидких агентов. В процессе грейзенизации

наблюдается обогащение гранитов распыленным оловом, которое приурочено к мусковиту и встречается в нем в виде касситерита. Авто-метаморфические породы — микроклиновые, розовые, двуслюдяные и



Фиг. 5. Схема развития геологической структуры и процесса грейзенизации на примере Забайкалья (по Ив. Ф. Григорьеву):

1 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы разного возраста; 2 — граниты биотитовые разного возраста. Первая стадия грейзенизации; 3 — грейзенизированные экзоконтактные роговники; 4 — грейзенизированные граниты (двуслюдяные и мусковитовые). Вторая стадия грейзенизации; 5 — околожильные грейзены I этапа; 6 — штокверки I этапа; 7 — околожильные грейзены II этапа; 8 — околожильные грейзены III этапа; 9 — штокверки III этапа.

мусковитовые граниты — имеют более широкое распространение, чем типичные грейзены, т. е. первая стадия грейзенизации проявляется значительно шире, чем следующая, вторая стадия.

2. Вторая стадия процесса грейзенизации

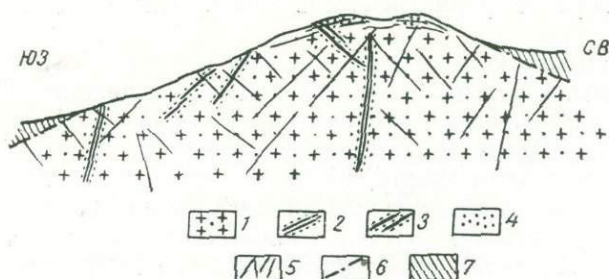
К этому моменту кристаллизация гранитной магмы в периферических частях интрузий прошла полностью. Уже образовались грейзенизированные разности гранитов и контактные роговники во вмещающих породах.

Вследствие сокращения объема гранитов при кристаллизации и других причин происходит растрескивание гранитного массива и кровли. Вдоль трещин возникают грейзены за счет как гранитов, так и вмещающих осадочных песчано-сланцевых пород и кислых эффузивов (Булак, 1950; Щерба, 1949). В эту стадию процесс развивается снизу вверх, потому что метаморфизирующие растворы поступают уже из некоторых нижележащих очагов. В процессе развития трещиноватости можно выделить три этапа, с которыми генетически связаны этапы грейзенового процесса.

1. Первый этап характеризуется образованием ранних трещин гранитной отдельности — трещин разрыва: пологих и крутых. По этим трещинам поступают пневматолитические компоненты. Одна из систем этих трещин грубопараллельна контакту, две другие — перпендикулярны к нему. Полнее всего на этом этапе развиваются трещины, параллельные контакту, грубопараллельные изотермическим поверхностям остывающей интрузии. Однако приоткрывания даже этих трещин, как правило, не происходит, ибо на них действует огромное вертикальное (гравитационное) давление, и они по сути дела представляют собой швы, вдоль которых циркулируют пневматолитовые агенты и развивается процесс грейзенизации.

Следует отметить, что в «куполах» с крутыми очертаниями «отслаивание», образование трещин первого этапа, интенсивнее, чем в широких пологих сводах. Естественно, что здесь интенсивнее развивается процесс грейзенизации, приводящий иногда к образованию рудных тел (месторождения Спокойное, Ясытайское и др.).

2. Второй этап характеризуется тем, что остывшая оболочка интрузива образует своего рода свод, принимающий на себя нагрузку всех вышележащих пород. В связи с этим происходит изменение характера и плана деформаций в зоне контакта и возникают преимущественно трещины скалывания, которые секут зону контакта под различными углами. Летучие компоненты и гидротермальные растворы поступают из более глубоких частей магматического очага и дают более мощное оруденение жильного оловянно-вольфрамового типа. Возникают типичные околожильные грейзены как среди гранитов, так и во вмещающих осадочных породах (месторождения Алдакачанское, Ангатуйское, Дедова Гора, Баджираевское, Асаканское и др.).



Фиг. 6. Схематический геологический разрез через месторождение Спокойное:

I стадия: 1 — грейзенизированные (мусковитовые) мелко- и среднезернистые граниты. II стадия: 2 — вольфрамит-кварцевые жилы и грейзены III этапа минерализации; 3 — вольфрамит-кварцевые жилы и грейзены II этапа; 4 — вольфрамоносные полосчатые грейзены I этапа; 5 — направления основных систем трещин в гранитах; 6 — зона тектонической глины на контакте гранитов и сланцев; 7 — хлорит-кварц-серпичитовые сланцы.

3. Для третьего этапа характерно превращение остывшей «коры» интрузива из свода в блок. Это происходит в связи с увеличением мощности и уменьшением радиуса кривизны закристаллизованной оболочки. Напряжения на этом этапе разрешаются не только путем подвижек по существующим трещинам, но и путем их обновления, возникновения мощных зон дробления и брекчирования, уходящих глубоко внутрь интрузива и во вмещающие породы. По этим зонам дробления и интенсивной трещиноватости поступают со значительных глубин новые порции пневматолитовых и гидротермальных растворов, в связи с чем в этих зонах образуются штокверковые, сетчатые и другие сложные рудные тела, сопровождаемые зонами грейзенизации (месторождения Увальное, Ингодинские и др.).

Необходимо подчеркнуть, что процесс грейзенизации — это единый процесс. Разделение его на стадии и этапы более или менее условно. В зависимости от особенностей развития тектонической структуры участка могут выпадать те или иные звенья процесса. Тем не менее при анализе всего материала по геологии грейзенов Забайкалья эти этапы вырисовываются с достаточной отчетливостью, причем иногда (Спокойнинская группа месторождений) удается наблюдать наложение друг на друга всех стадий и этапов процесса (фиг. 6).

Вопрос о геолого-структурном положении грейзенов и о связи процесса грейзенизации с развитием тектонической структуры участка чрезвычайно интересен и важен с практической точки зрения. Однако главная цель работы — это детальное изложение обобщающих материалов по самому процессу грейзенизации; поэтому изложение структурного материала дается в крайне сжатом, схематизированном виде.

VI. ФОРМА И РАЗМЕРЫ ГРЕЙЗЕНОВЫХ ТЕЛ

Разнообразие геологических условий формирования грейзенов обусловило и разнообразие их форм. Главнейшим фактором, определяющим морфологию грейзеновых образований, является структурный: форма контакта интрузивного тела с вмещающими породами, характер трещиноватости и т. д. Определенную роль играет также петрографический состав пород, которым обуславливается их проницаемость для грейзенизирующих агентов и способность к метасоматическим изменениям.

Все разнообразие форм грейзенов может быть сведено в следующие группы.

1. Крутопадающие грейзеновые тела плито- или жилиобразной формы. К плитообразным телам с плоскопараллельной формой относятся так называемые околожилные грейзены, спорадически образующие раздувы. При этом мощность грейзеновых оторочек обратно пропорциональна мощности кварцевых рудных жил. Чаще всего такие тела, как и сами рудные жилы, располагаются в трещинах скалывания и выдержаны на глубину. К категории сложных крутопадающих жилиобразных тел относятся тела, либо сопровождаемые апофизами, либо имеющие кулисообразное или сложно параллельное строение, где чередуются полосы грейзенов с полосами малоизмененных пород (гранитов). Жилиобразные тела, как правило, ограничены параллельными зальбандами. Большой частью жилиобразная форма осложняется раздувами и пережимами. Местами такая смена пережимов и раздувов, как это указывает Л. Н. Булак (1950), происходит через определенные, более или менее постоянные интервалы, и в итоге грейзен приобретает четковидную форму. Все грейзеновые тела этой группы строго приурочены к существующим выдержанным системам трещин. К жилиобразным формам грейзеновых тел относятся также дайки измененных различных гранитов, аплитов, пегматитов, порфириров и др.

2. Пологопадающие грейзеновые тела или связаны с пологими трещинами, или приурочены непосредственно к пологому контакту массива ($15-20^\circ$) с плотными вмещающими породами. Грейзеновые тела, связанные с пологими трещинами, редко обладают достаточной мощностью и протяженностью, хотя на поверхности производят впечатление мощных образований. Простирание их следует простиранию пологих трещин. При наличии пологих контактов гранитного массива и экранирующих свойств вмещающих пород образуются довольно мощные пласто- или линзообразные, иногда полосчатые грейзеновые тела. Пути проникновения послемагматических растворов служили пологие сводовые трещины массива. Контролирующей структурой служит контактовая поверхность массива (месторождение Спокойное в Забайкалье и др.). Пластообразные грейзеновые тела и линзы возникают за счет пологих тел кислых дериватов гранитной магмы, а также за счет прослоев кислых эффузивов или аркозовых песчаников (по данным Г. Н. Щербы, 1949).

3. Грейзеновые тела неправильной формы, которые имеют различные размеры. Г. Н. Щерба (1949) указывает, что они могут быть линзообразными, трубчатыми, рубцовыми, штокверками и т. д. Формы их определяются дорудными структурами. Наиболее сложны, по нашим наблюдениям, штокверковые тела, которые получаются, когда несколько грейзеновых тел, приуроченных к различным трещинам, соединяются. Здесь наблюдается сеть переплетающихся трещин, сопровождающихся грейзенизацией (г. Майли-Кара, Жаман-Тас в Центральном Казахстане и месторождение Увальное в Забайкалье). Этот тип грейзеновых тел часто промышленно интересен.

Приведенная выше морфологическая группировка грейзеновых тел может вызвать серьезные возражения, потому что в ней не учтены основные факторы, определяющие форму грейзенов. В результате этого в одну группу объединены, например, такие различные по генезису форм образования как грейзеновые тела в зонах пологих контактов и тела, возникшие в результате переработки линз аркозовых песчаников или пологих жил аплита. Но тем не менее мы сочли возможным привести эту группировку, ибо форма грейзенов важна при их промышленной оценке, при определении методики поисковых и разведочных работ. Генетическая классификация, в которой будут учтены структурные, морфологические и минералогические стороны грейзенов, — дело будущего.

VII. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРЕЙЗЕНОВ И ИХ СИСТЕМАТИКА

1. Минералогические типы грейзенов и последовательность их образования

Разделение грейзенов по минералогическому составу производится нами на основании количественного соотношения главных породообразующих минералов, а именно кварца, слюды, топаза, полевых шпатов, турмалина.

В приводимой ниже таблице грейзены расположены в порядке последовательности их образования и расчленения по исходным породам, за счет которых они образовались.

Минералогическое различие состава грейзенов есть отражение взаимодействия грейзенизирующих летучих компонентов и растворов при разной интенсивности процесса и состава исходной породы. Каждой стадии процесса грейзенизации соответствует определенная разновидность грейзенов, характеризующаяся особенностями текстуры и структуры. Нарастание процесса грейзенизации всегда сопровождается нивелированием индивидуальных свойств исходной породы путем переработки одних минералов и отложения других, путем выноса одних химических элементов и привноса других, путем преобразования структуры и т. д. Представленная таблица (по Ив. Ф. Григорьеву и Е. И. Доломановой) содержит генетические ряды грейзенов по отдельным группам исходных пород, где последовательность расположения сверху вниз отвечает последовательности их образования.

Конечно, эти ряды в дальнейшем могут уточняться и некоторые члены ряда, возможно, обменяются местами, но общая тенденция процесса приводит обычно к мономинеральным образованиям (грейзенам), как это справедливо указывает Д. С. Коржинский (1946, 1950). Для сравнения приведем свою таблицу генетических рядов грейзенов и данные других авторов по некоторым районам СССР.

Забайкалье

(по Ив. Ф. Григорьеву и Е. И. Долмановой)

Из каких пород образовались грейзены				
из активных биотитовых гранитов	из жильных дериватов гранитной магмы			из осадочных пород, преимущественно из глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и роговиков
	из аплитов, пегматитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, гранит-аплитов и др.		из керсантитов, спесартитов, порфиритов	
Последовательность образования ↓	Грейзены из иро- ванных гранитов:	Грейзены:	Грейзены:	Грейзены:
	Двуслюдяные мусковитовые			
	Грейзены:			
	Биотит-кварцевые		Биотит-кварцевые	Биотит-кварцевые
	Биотит-мусковит-кварцевые			Циннвальдит-топазовые Топазовые Кварц-альбитовые Кварц-мусковит-альбитовые
	Мусковит-кварцевые	Мусковит-кварцевые	Мусковит-кварцевые	Микроклин-мусковит-кварцевые
	Гранат-мусковит-кварцевые		Кварц-хлорит-мусковитовые	Мусковит-кварцевые
	Кварц-мусковитовые	Кварц-мусковитовые	Кварц-циннвальдитовые	Кварц-хлоритовые
	Кварц-топаз-циннвальдитовые		Кварц-мусковит-биотитовые с примесью актинолита	Кварц-хлорит-мусковитовые
	Мусковит-топаз-кварцевые			Турмалин-хлорит-мусковитовые
	Мусковит-топазовые	Мусковит-топазовые		Кварц-мусковитовые
	Мусковитовые	Топаз-циннвальдит-мусковитовые		
Топазовые	Топазовые Топаз-флюоритовые	Мусковит-биотитовые	Мусковитовые	

Г. Н. Щерба расположил грейзены также в генетической последовательности и по группам исходных пород. Но выделение эндо- и экзо-грейзенов с генетической точки зрения следует признать неудачным, потому что тогда в экзогрейзены могут попасть и более древние граниты, вмещающие активные интрузии.

Центральный Казахстан и Южный Алтай
(по Г. Н. Щербе)

Грейзены обычные	Экзогрейзены из пород		
	интрузивных	эффузивных	осадочных
Грейзенизированные гра- ниты	Те же		
Кварц-слюдяные		Кварц-слюдяные	Кварц-слюдяные
Слюдяно-кварцевые			Турмалин-квар- цевые
Кварцевые		Слюдяно-квар- цевые	Топаз-слюдяные
Топаз-кварцевые			Кварцевые и др.
Слюдяные			
Гематит-кварцевые			
Турмалин-кварцевые			
Кварц-полевошпатовые			
Графит-кварцевые			

Центральный Казахстан
(по Л. Н. Булак)

Из биотитовых гранитов	Из пегматитов, аплитов, гранит-порфиров
Кварцевые	Те же
Мусковит-кварцевые:	
а) более высокотемпературные (с редкометалльным орудене- нием) тип I	
б) менее высокотемпературные (безрудные или содержащие свинцовое и медное орудене- ние) тип II	
Топаз-мусковит-кварцевые	
Топаз-мусковит-гематит-кварцевые	
Пирит-мусковит-кварцевые и пи- рит-кварцевые	
Вольфрамит-гематит-кварцевые	
Гематит-кварцевые	
Биотит-кварцевые	

Л. Н. Булак указывает, что мусковит-кварцевые грейзены представляют собой более ранние образования, чем кварцевые грейзены. Кварцевые грейзены есть результат наиболее интенсивного проявления грейзенного процесса. Они располагаются непосредственно в зальбанде жил. Все же другие разновидности грейзенов занимают промежуточное положение между двумя указанными типами.

Околожилные грейзены ряда районов СССР располагаются зонально, приблизительно в следующем порядке (см. табл. на стр. 328.) от жил [по сводной работе О. Н. Лебедевой (1947)].

О. Н. Лебедева указывает, что все эти зоны вместе не встречаются и если порядок первых четырех разновидностей приблизительно соответствует зональности, наблюдаемой в большинстве месторождений, то

каждая из трех последних разновидностей является приальбандовой для различных месторождений.

Из гранитов	Из пегматитов
Слюдяной грейзен Слюдяно-флюоритовый Слюдяно-топазовый Топазовый Турмалиновый Сидерофиллитовый Кварцевый	Те же. Отличие заключается в альбите и гранате

По нашим наблюдениям и по наблюдениям других авторов, перечисленные разновидности грейзенов не всегда можно четко разграничить и сплошь и рядом между некоторыми из них наблюдаются взаимопереходы с образованием породы промежуточного состава.

Из рассмотрения приведенных таблиц необходимо сделать следующие выводы:

а) разделение грейзенов на эндо- и экзогрейзены, как делает Г. Н. Щерба, ничего с генетической точки зрения не дает и является формальным;

б) разделение грейзенов по группам исходных пород, близких по химическому составу, независимо от того, изверженные ли они, эффузивные или осадочные, с генетической точки зрения также ничего не дает, потому что за счет всех них могут возникнуть одни и те же грейзены;

в) вместе с тем из приведенных таблиц вытекает существенный вывод, что грейзены, под которыми принято понимать существенно кварц-слюдяные (и наоборот слюдяно-кварцевые) или топаз-кварц-слюдяные, или топазовые и слюдяные породы, могут образоваться только за счет кислых или ультракислых высокоглиноземистых пород любого происхождения и очень редко за счет лампрофиров, в которых появляется больше железо-магнезиальных слюд (биотита, циннвальдита);

г) минералогическая классификация грейзенов вполне отражает как химико-минералогический состав исходных пород, так и состав грейзенизирующих летучих компонентов и растворов и отражает последовательность образования грейзенов и интенсивность процесса грейзенизации. Исходя из этого, по всем материалам можно выделить наиболее часто встречающиеся и последовательно друг друга сменяющие типы грейзенов.

Общая схема последовательности образования грейзенов

Исходные породы, за счет которых образуются грейзены

Граниты биотитовые или роговообманково-биотитовые. Жильные кислые дериваты гранитной магмы. Жильные породы диоритового типа. Кислые эффузивы и песчано-сланцевые осадочные породы и роговики.

Первая стадия грейзенизации, на которой возникают грейзенизированные породы

Двуслюдяные и мусковитовые граниты. Мусковитизированные жильные кислые породы, а также мусковитизированные и хлоритизированные жильные породы диоритового типа, кислые эффузивы, песчано-сланцевые породы и роговики.

Вторая стадия грейзенизации, на которой образуются
в основном околожильные грейзены

Мусковит- (или биотит-, или циннвальдит-) кварцевые грейзены; микроклин-мусковит-кварцевые грейзены;

Кварц-мусковитовые (или циннвальдитовые) грейзены;

Кварц-хлорит-мусковитовые грейзены;

Турмалин-кварцевые грейзены;

Мусковит- (или циннвальдит-) топазовые грейзены.

Мусковитовые

Топазовые

Топаз-флюоритовые

Кварцевые

Каждая из этих разновидностей может независимо возникнуть в конце последнего этапа грейзенизации

Место других разновидностей грейзенов в этом генетическом ряду пока еще не определено, потому что сведения о них еще довольно сбивчивы и нужны систематические исследования.

2. Строение грейзеновых тел

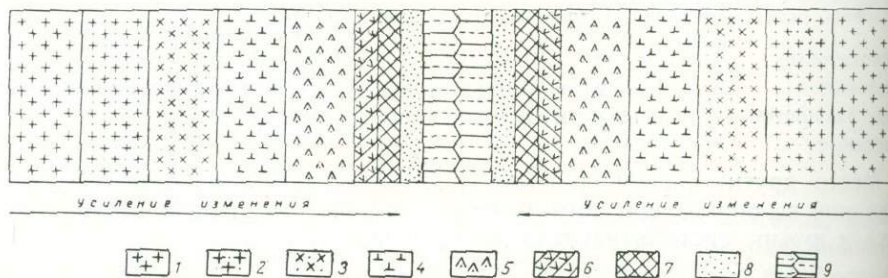
а) Внутреннее строение околожильных круто- и пологопадающих грейзеновых тел в гранитах

Строение грейзеновых тел в гранитах очень сложно, но довольно закономерно в отношении смены одних разновидностей грейзенов другими. Почти всюду у них зональное строение. В общем сводном виде в поперечном сечении они состоят из симметричных зон, представленных в различной степени измененными гранитами и различными грейзенами (фиг. 7). Так, по краям обычно располагаются биотитовые или биотит-роговообманковые граниты, сменяющиеся затем измененными различными гранитами — двуслюдяными и мусковитовыми. Затем, ближе к центру грейзенового тела, или ближе к рудной жиле, измененные разности гранитов последовательно сменяются сначала мусковит-кварцевыми, а затем кварц-мусковитовыми грейзенами. В ряде месторождений последние сменяются мусковитовыми, затем топазовыми и местами кварцевыми грейзенами. В общем намечается следующий генетический ряд грейзенов, образующийся за счет гранитов:

Биотитовые граниты	
Двуслюдяные	„
Мусковитовые	„
Мусковит-кварцевые грейзены	
Кварц-мусковитовые	„
Мусковитовые	„
Топазовые	„
Кварцевые	„

Появлению топазовых грейзенов часто предшествует образование кварц-мусковитовых или мусковитовых грейзенов, т. е. мусковитизация гранитов составляет обязательное условие для образования топазовых грейзенов. При этом высокоглиноземистый минерал топаз обычно образуется по более высокоглиноземистому минералу мусковиту, а не прямо по полевым шпатам. Кварцевые грейзены могут образоваться за счет любых грейзенов, и появление их обусловлено наиболее интенсивным проявлением процесса грейзенизации и привнесом кремнезема. Интенсивность метасоматоза увеличивается по направлению к центру грейзенового тела. Границы между отдельными разновидностями грей-

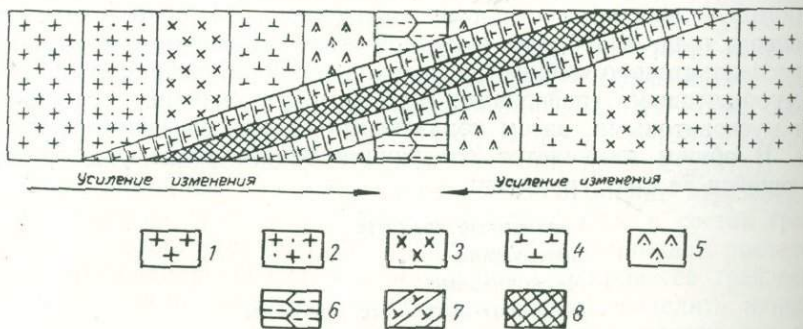
зенов чаще всего постепенны. Так, биотитовые граниты постепенно сменяются грейзенизированными гранитами, затем мусковит-кварцевыми, кварц-мусковитовыми, мусковитовыми и топазовыми грейзенами. Но бывают и резкие, секущие контакты, когда последующий этап грейзенизации накладывается на предыдущий. Так, например, на Шумиловском месторождении, после того как уже проявилась первая стадия грейзенизации и возникли грейзенизированные граниты, наложилась вторая



Фиг. 7. Общая схема внутреннего строения околожильных грейзеновых тел в гранитах (Забайкалье, по Ив. Ф. Григорьеву):

1 — граниты биотитовые и роговообманково-биотитовые; 2 — граниты двуслюдяные; 3 — граниты мусковитовые; 4 — мусковит-кварцевый грейзен; 5 — кварц-мусковитовый грейзен; 6 — мусковит-кварцевый грейзен; 7 — топазовый грейзен; 8 — кварцевый грейзен; 9 — рудные жилы: касситерит-кварцевые, касситерит-полевошпат-кварцевые, касситерит-кварц-топазовые, касситерит-вольфрамит-кварцевые.

стадия и образовались околожильные мусковит-кварцевые и кварц-мусковитовые грейзены. Позже под влиянием третьего этапа второй стадии возникли мусковит-топаз-кварцевые и топазовые грейзены, пересекающие предыдущие под некоторым углом (фиг. 8). Рассмотрение вну-

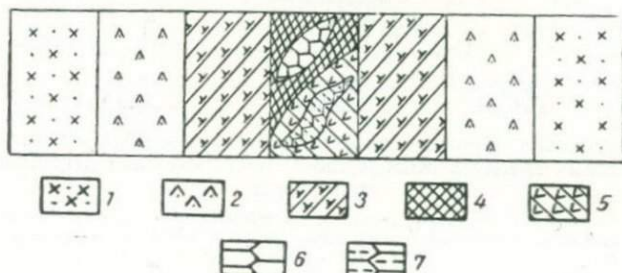


Фиг. 8. Шумиловское месторождение Центрального Забайкалья. Внутреннее строение околожильных пологопадающих грейзеновых тел в биотитовых гранитах (около касситерит-вольфрамит-кварцевых жил):

1 — граниты биотитовые; 2 — граниты двуслюдяные; 3 — граниты мусковитовые; Грейзены II стадии II этапа: 4 — мусковит-кварцевые грейзены; 5 — кварц-мусковитовые грейзены; 6 — кварцевые рудные жилы (касситерит-вольфрамитовые). Грейзены II стадии III этапа, наложенные на грейзены II стадии II этапа: 7 — мусковит-топаз-кварцевые грейзены с касситеритом; 8 — топазовые грейзены с касситеритом.

треннего строения грейзеновых зон третьего этапа второй стадии показывает, что в них самих также наблюдаются постепенные переходы между отдельными разновидностями грейзенов (фиг. 9). Здесь следует отметить, что в случае проявления грейзенизации в участках гранодиоритового состава (гибридных разновидностях гранитоидов) с привнесением фтора и лития возникают или кварц-топаз-циннвальдитовые грейзены (фиг. 10), или, если привноса лития не наблюдается, кварц-биотитовые грейзены.

В различных месторождениях обнаруживается различная интенсивность метасоматоза в породах, вмещающих рудные жилы. Так, на месторождении Молодежном процесс метасоматоза в околожильных породах заканчивается образованием кварц-мусковитовых грейзенов (фиг. 11); на месторождении Дедова Гора — гранат-мусковит-кварцевых грейзенов



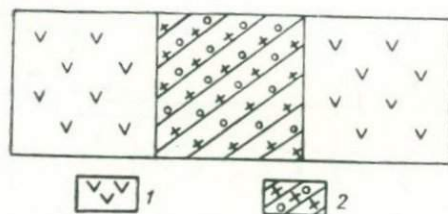
Фиг. 9. Шумиловское месторождение Центрального Забайкалья. Внутреннее строение пологопадающих грейзеновых зон II стадии III этапа, наложенных на грейзенизированные граниты и грейзены II стадии II этапа:

1 — граниты мусковитовые; 2 — кварц-мусковитовые грейзены с касситеритом; 3 — мусковит-топаз-кварцевые грейзены с касситеритом; 4 — топазовые грейзены с касситеритом; 5 — мусковитовые грейзены с касситеритом; 6 — кварц-топазовые рудные линзы (касситеритовые); 7 — кварцевые рудные линзы (касситеритовые).

(фиг. 12); на Алдакачанском месторождении — мусковит-кварцевых грейзенов (фиг. 13); на месторождении Спокойном — мусковитовых (фиг. 14) или мусковит-топазовых грейзенов (фиг. 15). Строение грейзеновых тел по простиранию и падению в одних случаях остается постоянным, в других — отдельные зоны (вернее отдельные разновидности грейзенов) выпадают в силу различной интенсивности процесса грейзенизации, в зависимости от которой находятся вынос и привнос компонентов как на разных горизонтах, так и в разных участках грейзеновых тел по простиранию.

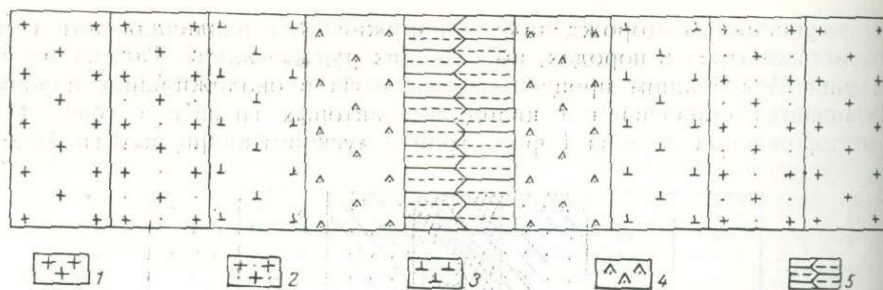
В своей работе Г. Н. Щерба (1949) приводит схемы различных этапов развития грейзеновых тел в гранитах Казахстана, которые в общих чертах близки к схемам грейзеновых тел Забайкалья. Только вызывают возражения те схемы, на которых показано, что за счет кварцевых грейзенов образуются топаз-кварцевые грейзены, а за счет последних — слюдяные грейзены, потому что в пределах одного этапа грейзенизации топаз образуется по мусковиту, а не наоборот, и кварцевые грейзены — конечная стадия изменения исходных пород.

Также вызывает сомнение, что кварцевые жилы часто секут грейзены. Конечно, кварцевые жилы, связанные с различными этапами и стадиями грейзенизации, будут рассекать предшествующие грейзены, но грейзены, которые принадлежат к тому же этапу, что и кварцевые жилы,



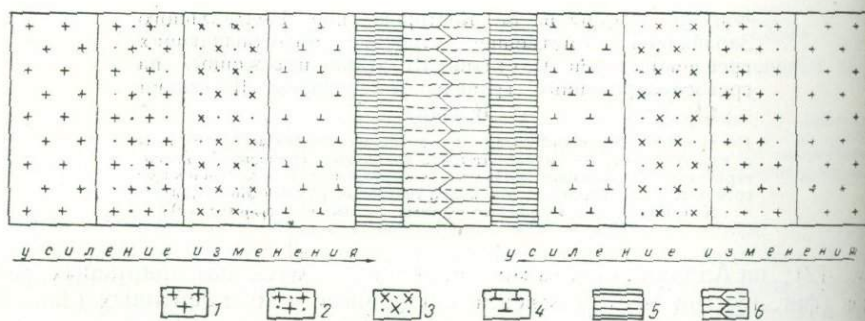
Фиг. 10. Шумиловское месторождение Центрального Забайкалья. Внутреннее строение пологопадающих грейзеновых зон в шлирах гранодиоритового состава:

1 — шлиры гранодиоритового состава в гранитах; 2 — кварц-топаз-циннабритовые грейзены.



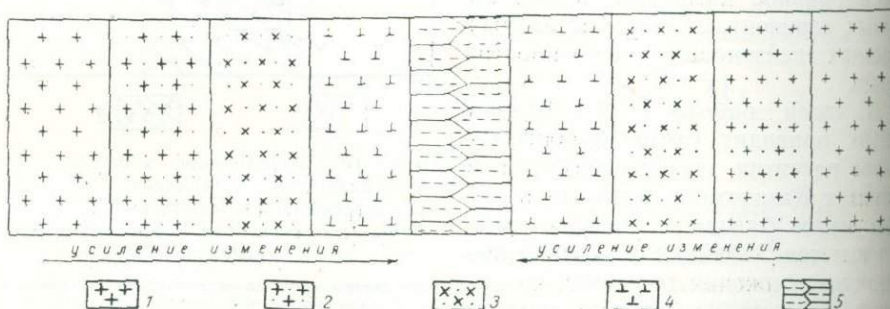
Фиг. 11. Внутреннее строение околожильных пологопадающих грейзеновых тел в биотитовых гранитах Молодежного месторождения Шумиловского рудного узла:

1 — граниты биотитовые; 2 — граниты двухfeldяные розовые; 3 — мусковит-кварцевые грейзены; 4 — кварц-мусковитовые грейзены; 5 — кварцевые рудные жилы (касситерит-вольфрамитовые).



Фиг. 12. Внутреннее строение околожильных крутопадающих грейзеновых тел в гранитах Дурулгуевского массива Восточного Забайкалья (месторождение Дедова Гора):

1 — граниты биотитовые; 2 — граниты двухfeldяные; 3 — граниты мусковитовые; 4 — мусковит-кварцевый грейзен; 5 — гранат-мусковит-кварцевый грейзен; 6 — кварцевые рудные жилы (вольфрамитовые).

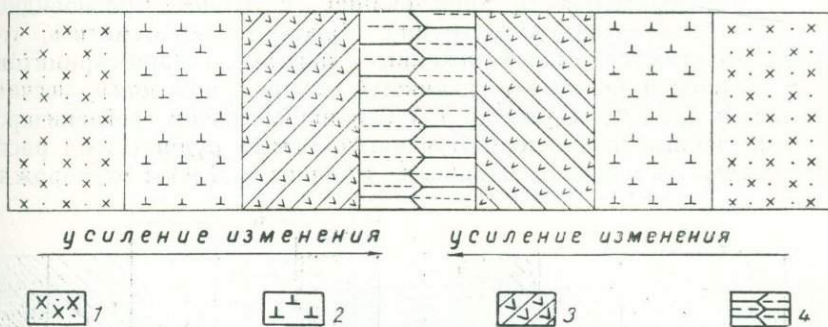


Фиг. 13. Внутреннее строение околожильных крутопадающих грейзеновых тел в биотитовых гранитах Алдакачанского месторождения Восточного Забайкалья:

1 — граниты биотитовые; 2 — граниты двухfeldяные; 3 — граниты мусковитовые; 4 — мусковит-кварцевые грейзены; 5 — кварцевые и кварц-полевошпатовые рудные жилы (касситерит-вольфрамитовые).

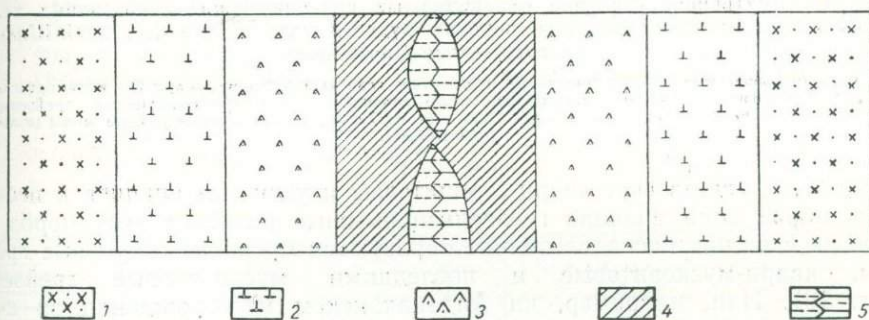
как правило, последними не пересекаются, хотя грейзены и предшествуют по времени образования кварцевым жилам. Одновременно следует указать, что околожильные грейзены очень тесно связаны с рудными жилами и часто минералогия жил находится в полной зависимости от

степени метасоматоза, т. е. привноса и выноса во вмещающих породах, и даже иногда грейзены постепенно переходят в рудные жилы. Конечно, не всегда грейзенизация сопровождается жильным заполнением (грейзены Берейнского месторождения), но площади грейзенизированных пород и грейзены без жильного заполнения чаще всего пространственно совмещены с околожильными грейзенами рудоносных тел и являются подготовительными этапами для более глубокой грейзенизации.



Фиг. 14. Внутреннее строение околожильных крутопадающих грейзеновых тел в мусковитовых гранитах рудного узла хребта Хангилай-Шилы (месторождение Спокойное). II стадия II этап:

1 — граниты мусковитовые; 2 — мусковит-кварцевый грейзен; 3 — мусковитовый грейзен; 4 — кварцевые рудные жилы (касситерит-вольфрамитовые).



Фиг. 15. Внутреннее строение пологопадающих полосчатых грейзеновых тел в мусковитовых гранитах рудного узла хребта Хангилай-Шилы (месторождение Спокойное). II стадия I этап:

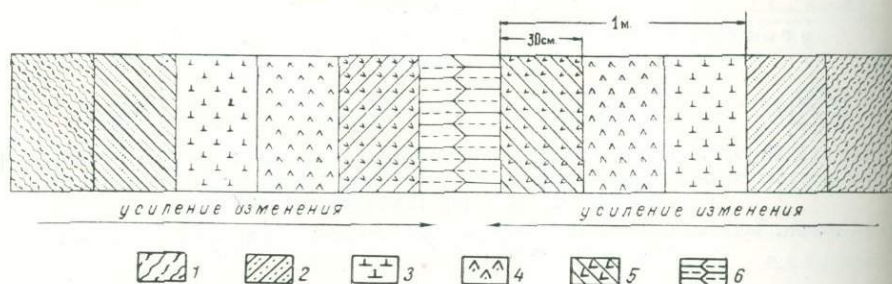
1 — граниты мусковитовые; 2 — мусковит-кварцевый грейзен; 3 — кварц-мусковитовый грейзен; 4 — мусковит-топазовый грейзен; 5 — кварцевые рудные жилы (вольфрамитовые).

Генетическая связь всех разновидностей грейзенов между собой — очень важный фактор, который может быть использован при поисках редкометальных месторождений. Попытка Г. Н. Щербы (1949) принизить значение околожильных грейзенов не обоснована, потому что типичные грейзены чаще всего возникают именно около рудных жил.

Г. Н. Щерба (1949) указывает, что «мощность жилообразных грейзеновых тел в гранитах с глубиной уменьшается, а монолитные крупные тела разветвляются на ряд полос кварц-слюдяного состава, одновременно убывает и рудная минерализация». Далее он говорит, что «еще более резко выклиниваются мощные тела, связанные с пологими контактами и трещинами». Это явление наблюдалось нами в Забайкалье.

б) Внутреннее строение околожильных круто- и пологопадающих грейзеновых тел в песчано-сланцевых осадочных и метаморфических породах

Внутреннее строение грейзеновых тел в песчано-сланцевых и метаморфических толщах значительно сложнее, чем в гранитных породах, в связи с более сложным строением этих толщ и большим разнообразием их состава. Поэтому сводный разрез строения грейзеновых тел, показывающий последовательность образования отдельных разновидностей грейзенов, в этом случае дать трудно. Можно только отметить, что по краям располагаются малоизмененные породы (кварц-серицитовые и углистые сланцы и песчаники, глинистые сланцы, аркозовые песчаники, алевролиты и др.), затем идут в той или иной степени грейзенизированные породы и около самых рудных жил располагаются различные грейзены. Наиболее типичны грейзены месторождения



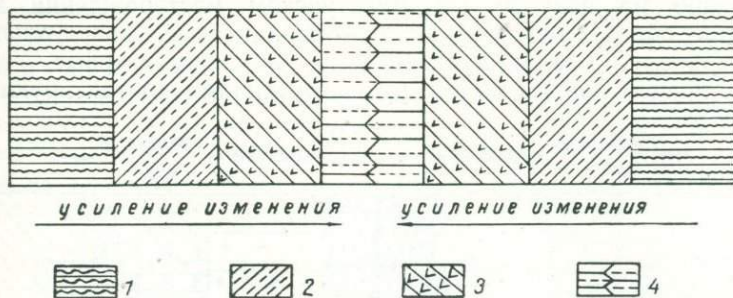
Фиг. 16. Внутреннее строение околожильных крутопадающих грейзеновых тел в осадочных песчано-сланцевых породах рудного узла хребта Хангилай-Шилы (месторождение Спокойное):

1 — метаморфизованные кварц-серицитовые и углистые сланцы и песчаники и др.; 2 — метаморфизованные и грейзенизированные кварц-серицитовые сланцы; 3 — мусковит-кварцевые грейзены; 4 — кварц-мусковитовые грейзены; 5 — мусковитовые грейзены; 6 — кварцевые рудные жилы (вольфрамитовые).

Спокойного, где за счет кварц-серицитовых и углистых сланцев и песчаников образуются вначале грейзенизированные разности этих пород, а затем за счет них последовательно образуются мусковит-кварцевые грейзены, кварц-мусковитовые и последними мусковитовые грейзены (фиг. 16). Или, например, на Алдакачанском месторождении за счет глинистых сланцев образуются двуслюдяные (грейзенизированные) сланцы и мусковитовые грейзены (фиг. 17). В случае высокоглиноземистых аркозовых алевролитов и глинисто-углистых сланцев, содержащих значительное количество железа и магния (как это мы могли наблюдать на Этыкинском месторождении), при наличии значительного привноса фтора и лития, вначале за счет алевролитов и сланцев, возникают грейзенизированные разности этих пород, а затем циннвальдит-топазовые и топазовые грейзены (фиг. 18). На этом же месторождении при привносе одного фтора за счет аркозовых песчаников возникают грейзенизированные разности их, а затем только кварц-топазовые грейзены (фиг. 19).

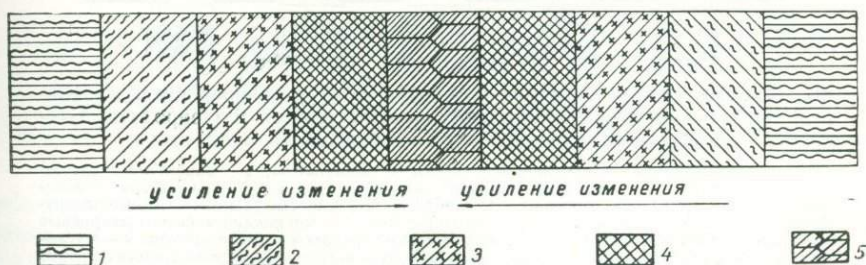
Наиболее сложное внутреннее строение имеют грейзеновые тела Баджираевского и Ангатуйского месторождений.

Так, например, на Баджираевском месторождении, в связи с частым чередованием отдельных разновидностей глинисто-углистых и песчаных сланцев, особенно в связи с изменчивостью состава цемента, возникает большая серия грейзенизированных сланцев, а за счет них не



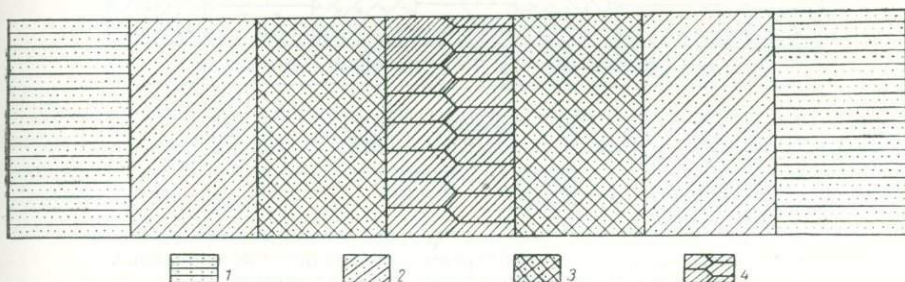
Фиг. 17. Внутреннее строение околожильных крутопадающих грейзеновых тел в глинистых сланцах Алдакачанского месторождения Восточного Забайкалья:

1 — глинистые сланцы; 2 — двухfeldшпанные сланцы; 3 — мусковитовые грейзены; 4 — кварцевые рудные жилы (касситерит-вольфрамитовые).



Фиг. 18. Внутреннее строение околожильных полого- и крутопадающих грейзеновых тел в аркозовых алевролитах и глинисто-углистых сланцах Этыкинского месторождения Восточного Забайкалья:

1 — аркозовые алевролиты и глинисто-углистые сланцы; 2 — грейзенизированные алевролиты и сланцы; 3 — циннвальдит-топазовые грейзены; 4 — топазовые грейзены; 5 — кварц-топазовые рудные жилы.

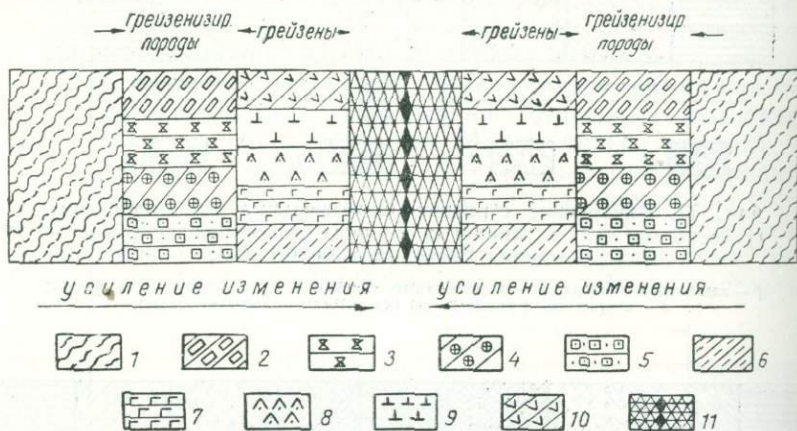


Фиг. 19. Внутреннее строение околожильных полого- и крутопадающих грейзеновых тел в песчаниках Этыкинского месторождения Восточного Забайкалья:

1 — аркозовые песчаники; 2 — грейзенизированные аркозовые песчаники; 3 — кварц-топазовые грейзены; 4 — кварц-топазовые рудные жилы (касситеритовые).

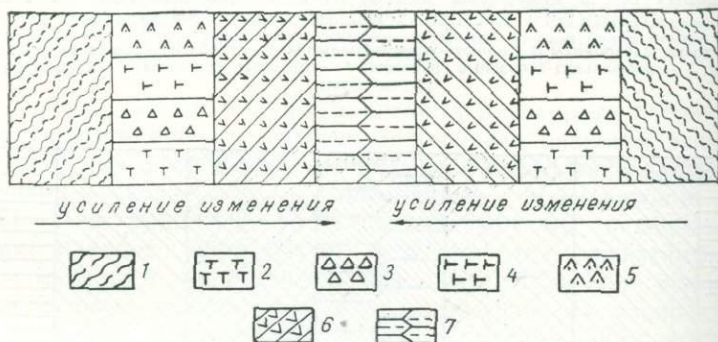
менее разнообразная серия грейзенов: циннвальдит-мусковит-кварцевые, микроклин-мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые, мусковит-кварцевые и мусковитовые грейзены. При этом в связи с частой сменой состава цемента в околожильных породах на контакте с одной и той же жилой в разных ее местах контактируют самые разнообразные грейзены, как

это показано на фиг. 20. На Ангатуйском месторождении за счет алевролитов образуются кварц-хлорит-серицитовые, кварц-альбитовые, биотит-кварцевые, кварц-мусковитовые и мусковитовые грейзены (фиг. 21), причем почти всюду с рудными жилами контактируют муско-



Фиг. 20. Внутреннее строение околожилных крутопадающих грейзеновых тел в глинисто-углистых и песчаных сланцах и алевролитах Баджиряевского месторождения Центрального Забайкалья:

1 — глинисто-углистые и песчаные сланцы и алевролиты; 2 — альбит-мусковит-серицитовые сланцы; 3 — альбит-циннабардит-кварцевые сланцы; 4 — циннабардит-флюоропатит-углистые сланцы; 5 — циннабардит-альбитовые песчаные сланцы; 6 — циннабардит-мусковит-кварцевые грейзены с касситеритом; 7 — микроклин-мусковит-кварцевые грейзены с касситеритом; 8 — кварц-мусковитовые грейзены с касситеритом; 9 — мусковит-кварцевые грейзены с касситеритом; 10 — мусковитовые грейзены с касситеритом; 11 — касситерит-кварц-флюоропатитовые жилы.



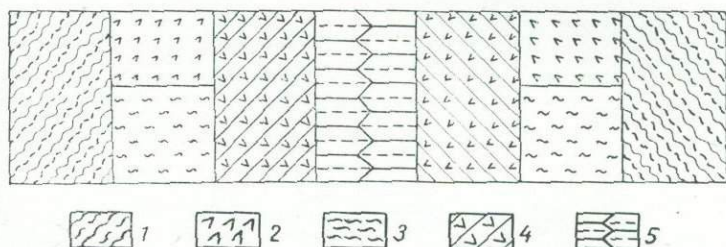
Фиг. 21. Ангатуйское оловянно-вольфрамовое месторождение Восточного Забайкалья. Внутреннее строение околожилных крутопадающих грейзеновых тел в алевролитах:

1 — алевролиты; 2 — кварц-хлорит-серицитовые грейзены; 3 — кварц-альбитовые грейзены; 4 — биотит-кварцевые грейзены; 5 — кварц-мусковитовые грейзены; 6 — мусковитовые грейзены с касситеритом; 7 — вольфрамит-кварцевые жилы с касситеритом.

витовые грейзены, которые образуются за счет других грейзенов. В филлитовидных сланцах возникают турмалин-хлорит-серицитовые, серицитовые и мусковитовые грейзены (фиг. 22).

Заканчивая описание внутреннего строения грейзеновых тел, залегающих как в гранитах, так и в песчано-сланцевых породах, необходимо отметить следующие. Если в гранитах топаз в подавляющем,

большинстве случаев образуется по мусковиту и мусковитизация гранитов является подготовительной средой для топазовых грейзенов, то в песчано-сланцевых породах топаз образуется непосредственно за счет глинистых сланцев или глинистого цемента песчаников. Поэтому мусковитизация или вообще ослюдование породы не является в этом случае необходимым предшествующим этапом для образования топаза. Общей закономерностью, характерной для



Фиг. 22. Ангатуйское оловянно-вольфрамовое месторождение Восточного Забайкалья. Внутреннее строение околожильных крутонадающих грейзеновых тел в филлитовидных сланцах: 1 — филлитовидные сланцы; 2 — турмалин-хлорит-серицитовые грейзены; 3 — серицитовые грейзены; 4 — мусковитовые грейзены с касситеритом; 5 — вольфрамит-кварцевые жилы с касситеритом.

грейзенов, образующихся как за счет гранитов, так и за счет песчано-сланцевых пород, является последовательное образование по полевым шпатам сначала серицита, а затем по серициту — мусковита в результате сегрегации первого. Грейзеновые тела как по простиранию, так и по падению в песчано-сланцевых породах более сложны, нежели в гранитах. Грейзеновому процессу здесь сначала предшествует контактово-метасоматический процесс, в результате которого образуются контактовые роговики и метаморфические сланцы, а затем по ним — околожильные грейзены.

VIII. ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

Для выявления общих и различных черт в изменении минералогического состава, происшедших в гранитах и песчано-сланцевых породах в процессе грейзенизации, целесообразно этот вопрос рассмотреть отдельно, чтобы можно было затем сделать общие выводы и указать характерные особенности в связи с различием исходных пород.

а) Изменения минералогического состава гранитов в процессе грейзенизации

Почти все породообразующие и аксессуарные минералы гранитоидов подвергаются изменению в процессе грейзенизации. Механизм замещения минералов более или менее однотипен. Они подвергаются замещению в первую очередь со стороны межминеральных пор и по спайности. В дальнейшем замещение охватывает все большую площадь гранитов, происходит перекристаллизация и превращение их в типичные грейзены. В изменении минералогического состава гранитов можно выделить две стадии и несколько этапов. В первую стадию возникают так называемые

грейзенизированные граниты — двуслюдяные и мусковитовые и во вторую стадию — типичные грейзены.

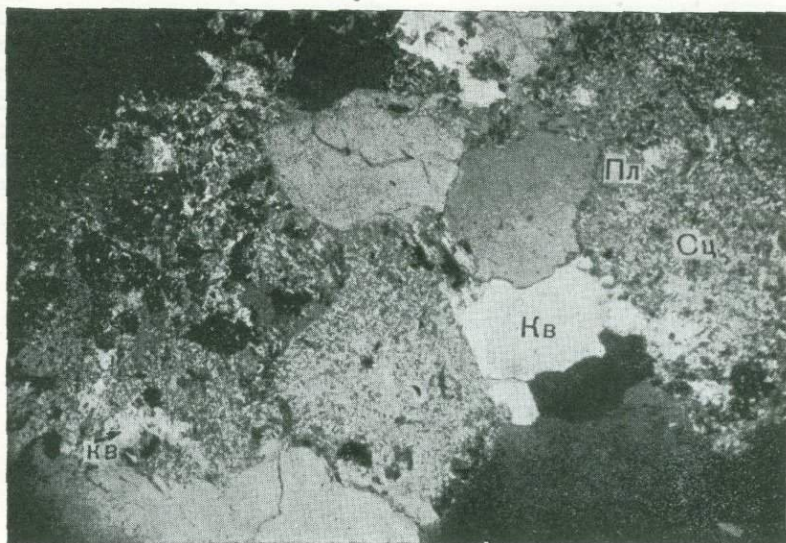
Процесс грейзенизации гранитоидов начинается с превращения биотита вначале в гидробиотит или в хлорит с выделением рутила и бурых гидроокислов железа вокруг его листочков. В дальнейшем частичный вынос магния приводит к образованию по биотиту сначала хлорита, а затем мусковита. При привносе лития образуется литийсодержащий мусковит (фиг. 23). Иногда за счет мусковита образуется жильбертит.



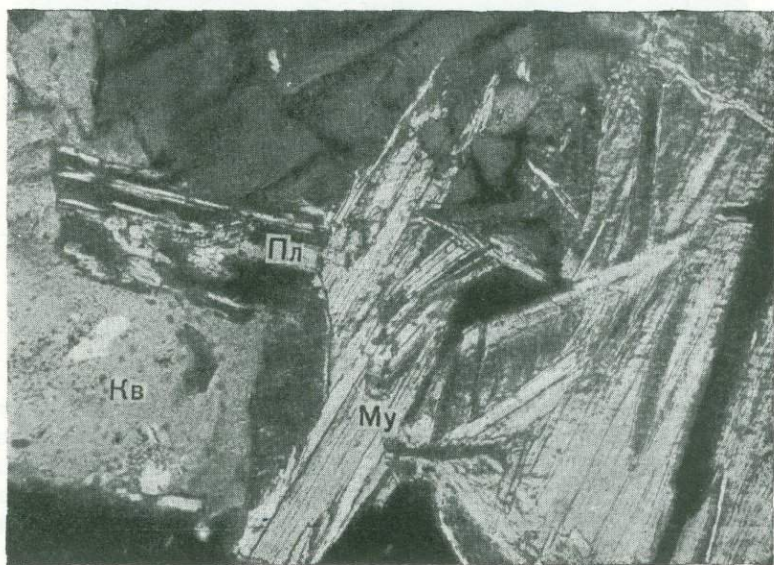
Фиг. 23. Биотит (Би) замещается мусковитом (Му) вблизи газожидких включений в кварце (Кв). $\times 280$. Ник. ||. Месторождение Спокойное.

В мусковите, образующемся за счет биотита, сохраняются ореолы вокруг циркона, но из черных они становятся зеленовато-серыми. Мусковит, образовавшийся за счет биотита, по данным спектрального анализа, содержит большое количество магния. Иногда наблюдаются на месте биотита скопления актинолита, флюорита, эпидота, апатита. Если подвергаются грейзенизации роговообманково-биотитовые граниты, то роговая обманка в начальной стадии замещается гидробиотитом и цоизитом, а затем мусковитом. В конечном итоге, с привносом некоторых компонентов, образуются флюорит и рудные минералы — пирит, арсенипирит. Одновременно с биотитом происходит изменение и плагиоклаза. Вначале плагиоклазы (преимущественно кислые) замещаются агрегатом серицита. Дальнейшее нарастание процесса приводит к полному замещению плагиоклаза агрегатом серицита и кварца (фиг. 24). При усилении процесса грейзенизации чешуйки серицита перекристаллизовываются, укрупняются и сегрегируются в мусковит, который обычно сосредоточивается в центре замещенных им кристаллов плагиоклаза, а кварц — с периферии. Иногда, кроме серицита, мусковита и кварца, по плагиоклазу развиваются турмалин, хлорит, флюорит и гранат. Часто непосредственно по плагиоклазу развивается мусковит (фиг. 25). Г. Н. Щерба (1949)

указывает на то, что в последующем на месте плагиоклаза сохраняются только редкие листочки мусковита, а всю главную часть заполняют кварц,



Фиг. 24. Плагиоклаз (Пл) почти нацело замещается серицитом (Сц) и кварцем (кв). Кварц (Кв) гранита. $\times 20$. Ник. +. Месторождение Шумиловское.



Фиг. 25. Мусковит (Му) замещает плагиоклаз (Пл). Кварц (Кв). $\times 32$. Ник. +. Месторождение Спокойное.

флюорит, топаз и рудные минералы. Микроклин вначале остается почти неизменным (фиг. 26). В нем в этот момент появляется только множество мельчайших газовой-жидких включений, которые обычно принимаются

за пелитовое вещество. Во вторую стадию, когда образуются околожильные грейзены, микроклин тоже подвергается значительным изменениям и частично или нацело замещается кварцем и реже крупными лапчатыми листочками мусковита и более редко циннвальдитом. Иногда по нему развиваются топаз и флюорит. Если микроклин имеет пертитовые вроски, то он преобразуется неоднородно. Вначале замещаются серицитом альбитовые вроски, а сам микроклин остается еще свежим. В дальнейшем серицит сегрегируется в мусковит, а микроклин замещается кварцем. При продолжительном метасоматозе по микроклину на месте слюды развивается кварц или топаз. Что касается магматического



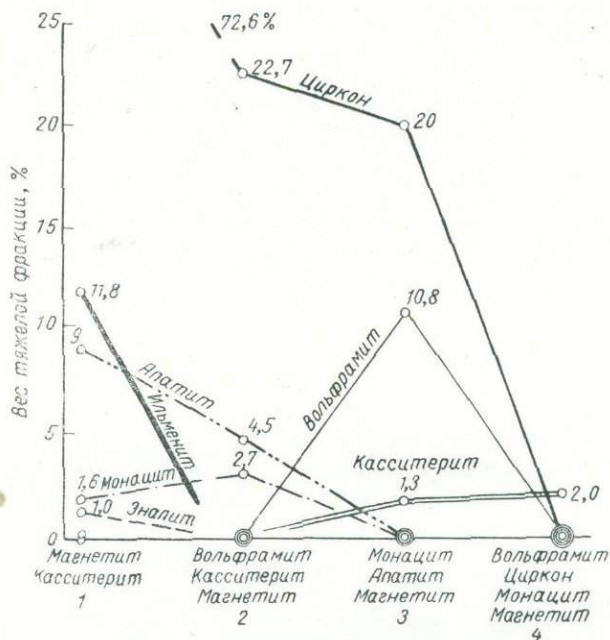
Фиг. 26. Плагноклаз (Пл) почти нацело замещается мусковитом (Му), а микроклин (Ми) остается свежим. $\times 46$. Ник. \dagger . Место-рождение Шумиловское.

кварца, то он сначала растворяется по краям, а затем перекристаллизуется полностью в период образования кварцевых грейзенов.

Акцессорные — циркон, тантало-ниобаты, монацит и другие в процессе грейзенизации также разлагаются и дают ряд вторичных минералов, которые описаны нами ранее (Григорьев и др., 1949) (фиг. 27, 28).

В процессе грейзенизации гранитов, кроме слюды и кварца, в грейзенах образуется еще целый ряд минералов, возникновение которых во многом обусловлено привнесом металлогенных и летучих компонентов. К минералам этой группы относятся прежде всего все рудные минералы, затем топаз, турмалин и флюорит. Из рудных минералов чаще всего в грейзенах Забайкалья встречается касситерит, реже в очень узкой околожильной зоне вольфрамит и в некоторых случаях молибденит. Из других рудных минералов в грейзенах встречаются пирит, халькопирит, арсенипирит, висмутин и другие, но они никакого промышленного интереса не представляют. Топаз чаще всего образуется за счет слюд, главным образом за счет мусковита и реже — циннвальдита (фиг. 29, 30). Кроме того, он замещает кварц и другие ранее образованные минералы (фиг. 31, 32, 33). Основная масса топаза появляется в узких зонах, окаймляющих подводющие каналы. Наиболее распространен топаз в самых верх-

них частях гранитных массивов. С ним чаще всего ассоциируется касситерит. Турмалин замещает в граните полевые шпаты и кварц. Он или образуется одновременно с топазом, или приурочен к более поздним прожилкам, секущим грейзены. Флюорит принадлежит к широко распространенным минералам грейзенов. Он образуется на разных этапах развития процесса вместе со слюдами в результате взаимодействия кальция, освобождающегося при замещении плагиоклазов слюдами и другими минералами, со фтором, приносимым с другими летучими компонентами. Главная масса флюорита образуется в стадию формирования кварц-мусковитовых и топазовых грейзенов, когда он вместе с мусковитом замещает плагиоклазы, заполняя промежутки между листочками



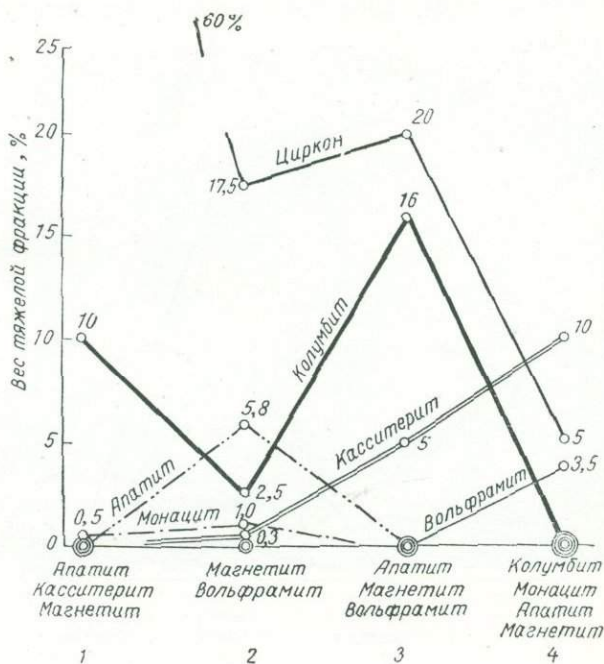
Фиг. 27. Диаграмма изменения содержания аксессуарных минералов в биотитовых гранитах в процессе их грейзенизации. Молодежное оловянно-вольфрамовое месторождение:

1 — биотитовый гранит; 2 — двуслюдяной гранит; 3 — мусковитовый гранит; 4 — грейзен.

мусковита и выделениями топаза. Иногда включения флюорита наблюдаются во вторичном кварце. Флюорит вместе с кварцем часто образует тонкие прожилки, секущие грейзен. В некоторых флюоритах спектральный анализ обнаруживает иттрий, что указывает на наличие в грейзенах иттрофлюорита. Во всех флюоритах спектральным анализом обнаружен стронций. Температура образования фиолетового флюорита из Кирилловской жилы Шумиловского месторождения, определенная термометрическим методом Н. П. Ермаковым, равна 204—213°.

Содержание кварца в биотитовых гранитах, за счет которых преимущественно образуются разнообразные грейзены, колеблется в пределах 20—32%. В процессе грейзенизации, за счет разложения полевых шпатов, слюд и других силикатов, а также за счет привноса количество свободной кремнекислоты в виде кварца возрастает до 52,5—69,5%. Одно-

временно происходит полная перекристаллизация магматического кварца. Кварц вторичный всегда мелкозернист. Он образует псевдоморфозы по полевым шпатам вместе с серицитом и мусковитом, часто занимает периферию зерен плагиоклаза, нарастает на первичный (магматогенный) кварц и тем самым укрупняет его, в связи с чем грейзенизированный гранит, мусковит-кварцевый и другие грейзены имеют порфиroidную структуру. Во вторичном кварце часто встречаются реликты замещенных им минералов: плагиоклаза, микроклина, биотита, циркона, апатита и др. Как в магматогенном, так и во вторичном кварце всегда наблюдается большое количество газовой-жидких включений, располагающихся по



Фиг. 28. Диаграмма изменения содержания акцессорных минералов в биотитовых гранитах в процессе их грейзенизации. Шумиловское оловянно-вольфрамовое месторождение:

1 — биотитовый гранит; 2 — двухfeldsparный гранит; 3 — мусковитовый гранит; 4 — грейзен.

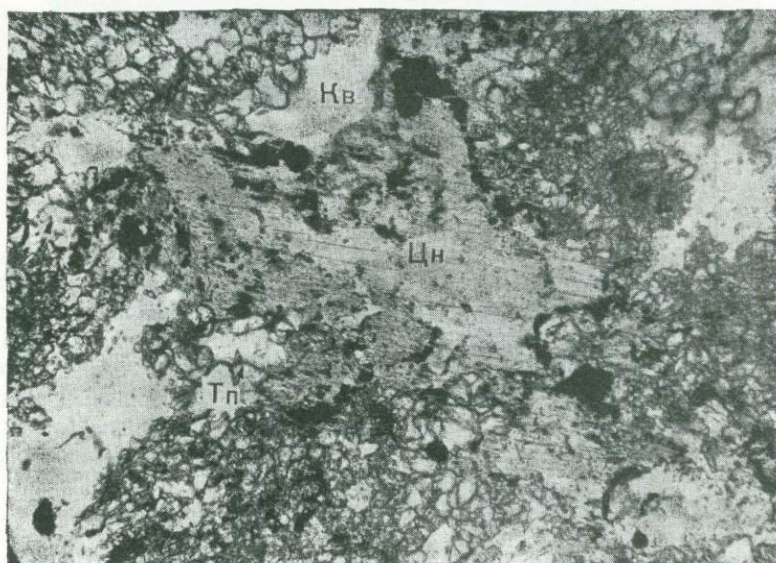
тончайшим трещинкам полосами и пятнами. При метасоматическом замещении гранита кварц иногда образует зональные кристаллы, в которых зоны кварца чередуются с зонами еще не переработанного гранита (фиг. 34—36).

В одном случае в грейзенах месторождения Дедова Гора обнаружен в большом количестве гранат. Он замещает частично или нацело послемагматические минералы — мусковит, апатит, вольфрамит и сохранившиеся еще магматогенные минералы — полевые шпаты и биотит. Это замещение настолько интенсивно, что мусковит-кварцевый грейзен превращается в мусковит-кварц-гранатовый. Гранат образует гнезда и прожилки в грейзене (фиг. 37). В качестве включений в гранате часто встречаются мелкие точечные выделения темноокрашенного минерала, похожего на рутил. Гранат по своему составу отвечает спальмандиту, представляющему собой изоморфную смесь альмандина со спессартином.

Суммируя сказанное, можно сделать следующий вывод об общей последовательности процесса минералогических превращений в граните



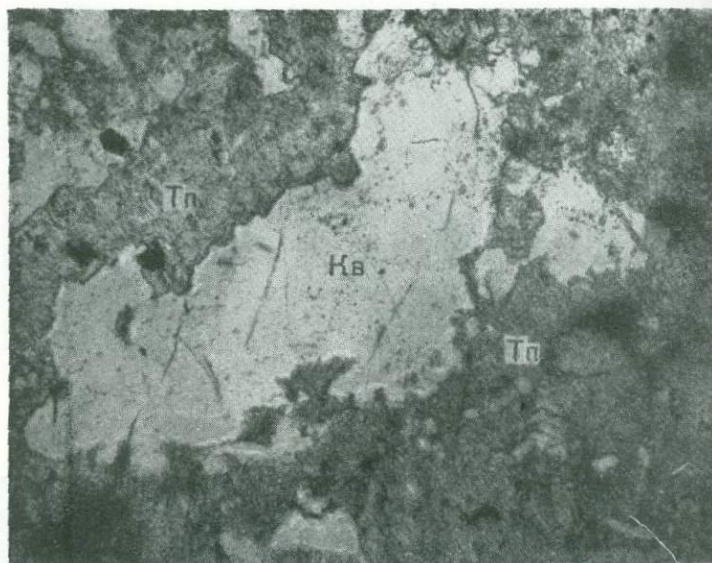
Фиг. 29. Мусковит (Му) и кварц (Кв) замещаются топазом (Тп). $\times 46$. Ник. \perp . Месторождение Спокойное.



Фиг. 30. Цинвальдит (Цн) замещается топазом (Тп). Кварц (Кв). $\times 46$. Ник. $+$. Месторождение Шумиловское.

в связи с его грейзенизацией. Магматогенные темновесные минералы (биотит и роговая обманка) и полевые шпаты, а также акцессорные минералы почти полностью замещаются во вторую стадию, в момент

образования кварц-мусковитовых, кварц-циннвальдитовых и кварц-биотитовых грейзенов. Слюды, преимущественно светлые, в первые этапы увеличиваются в количестве за счет разложения полевых шпатов и темноцветных, а затем сами замещаются кварцем, топазом, турмалином и гранатом. С развитием процесса грейзенизации возрастает количество топаза и рудных минералов, преимущественно касситерита. Таким образом, процесс грейзенизации может привести к полной переработке минералов гранитоидов и образованию новой метасоматической породы — грейзенов разного состава. Структура грейзенов зависит от степени

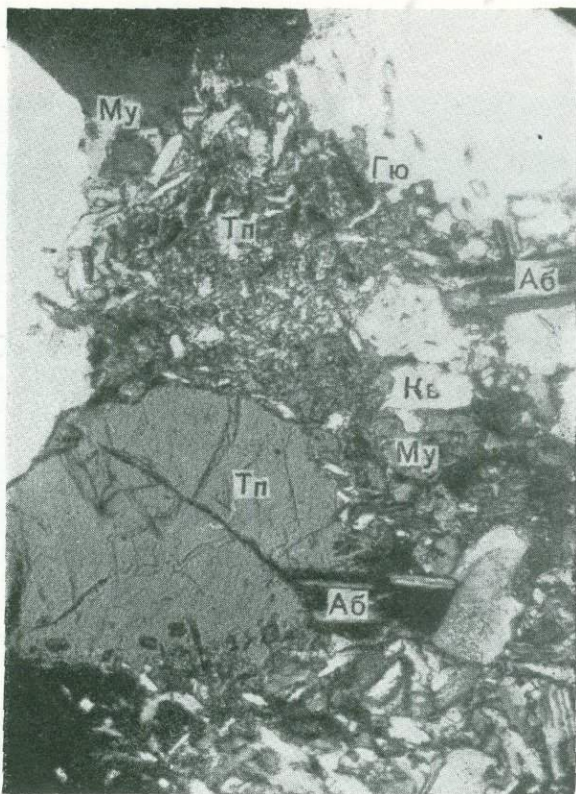


Фиг. 31. Кварц (Кв) замещается топазом (Тп). $\times 46$. Ник. II. Месторождение Шумиловское.

изменения гранитов. Начальная стадия грейзенизации не вызывает существенных изменений и здесь сохраняются структуры первичных пород (гранитная, порфировидная и т. д.). По мере увеличения степени грейзенизации возникают новые разновидности структур: при наличии следов структур первичных пород — бластогранитовая, бластопорфировая и т. п. Для полностью измененных пород особенно характерны, независимо от состава, grano- и гетеробластовая структуры. Встречаются также роговиковая или мостовидная, порфиро- и пойкилобластовая структуры.

Преобразование порообразующих минералов гранитоидов и возникновение на их месте новых происходят обычно в начальной, первой стадии при малом участии в их составе привнесенных веществ, главным образом воды и лития. Воздействующие летучие компоненты и растворы благоприятствуют развитию процесса, почти не отлагая новых компонентов и не извлекая продуктов разложения, т. е. происходит метаморфизм с незначительным привнесом новых компонентов. В эту стадию наблюдается в основном мусковитизация гранитов, а во вторую стадию — интенсивное замещение гранитоидов с изменением состава и структуры, передвижение привнесенных компонентов от полости трещины

в глубь гранита и вынос компонентов гранита в сторону полости трещины.



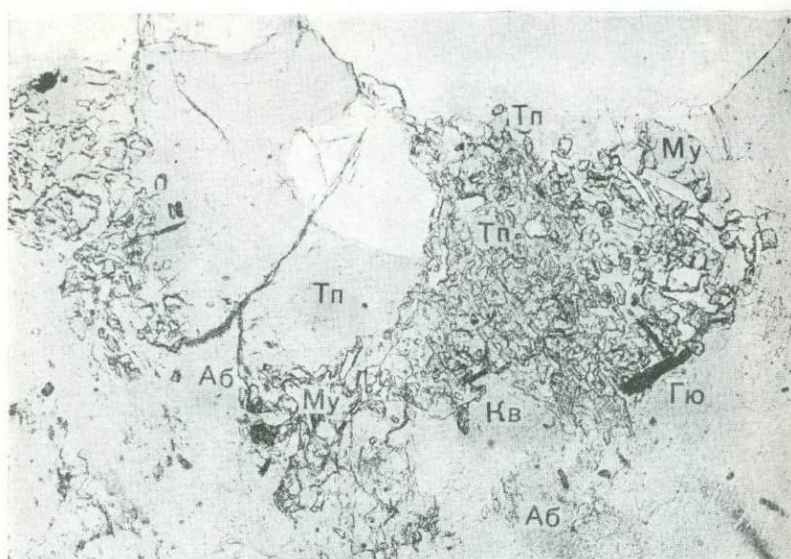
Фиг. 32. Топаз (Тп) замещает мусковит (Му), альбит (Аб) и кварц (Кв). Гюбнерит (Гю). $\times 46$. Ник.+. Месторождение Спокойное.

Поскольку грейзен любого состава образуется не только за счет разложения полевых шпатов, как это полагали раньше различные авторы, но и за счет глубокой переработки всех минералов гранитоидов и других кислых пород, постольку это заставило нас дать новое определение грейзена, что и будет сделано в конце работы.

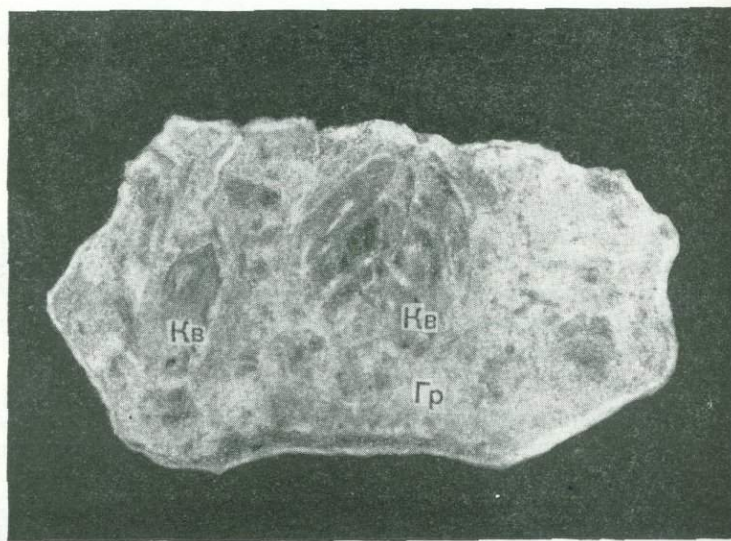
б) Изменения минералогического состава песчано-сланцевых осадочных и метаморфических пород в процессе грейзенизации

Грейзены, образующиеся за счет песчано-сланцевых осадочных и метаморфических пород, более разнообразны по составу и структуре, чем грейзены, образующиеся по гранитам. Резким отличием первых от вторых является мелкозернистая структура и образование топаза сразу за счет глинистого материала осадочных пород, а не за счет мусковита, как это обычно наблюдается в гранитах, где мусковитизация служит подготовительной средой для топазизации. Большое разнообразие минералогического состава грейзенов, образующихся за счет осадочных и метаморфических пород, обусловлено главным образом неоднородностью хи-

мического состава исходных пород и в меньшей мере разнообразием привнесенных компонентов и различной интенсивностью процесса мета-



Фиг. 33. Топаз (Тп) замещает мусковит (Му), альбит (Аб) и кварц (Кв). Гюбнерит (Гю). $\times 46$. Ник. ||. Месторождение Спокойное.



Фиг. 34. Метасоматическое замещение альбитизированного гранита (Гр) кварцем (Кв). Нат. вел. Месторождение Спокойное.

соматоза. Составить единый генетический ряд грейзенов, образующихся по песчано-сланцевым породам, невозможно, потому что не только на разных месторождениях возникают разные по составу грейзены, но даже

на одном и том же месторождении состав грейзенов около жил меняется как по простиранию, так и по падению и нередко на коротких расстояниях. Но в конечном итоге, когда процессы метасоматоза глубоко изменяют исходные породы, образуются почти мономинеральные кварцевые, топазовые, мусковитовые, редко микроклиновые грейзены.



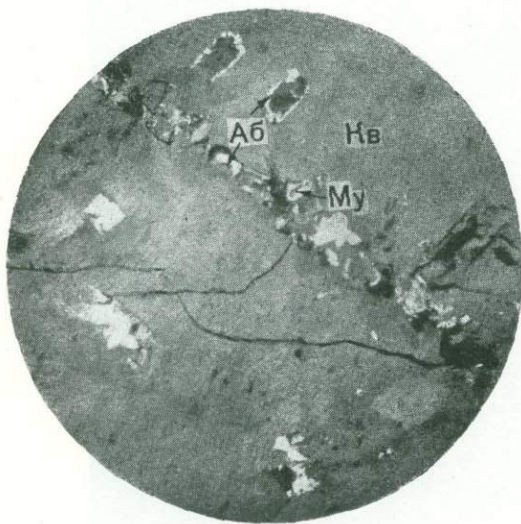
Фиг. 35. Метасоматическое замещение альбитизированного гранита (Гр) кварцем (Кв). Уменьшено в 1,5 раза. Месторождение Спокойное.

В песчано-сланцевых породах процесс грейзенизации начинается иногда с перекристаллизации вещества, а затем уже наступает гидролиз обломочного материала пород и ранее образовавшихся минералов с преобразованием их в различные другие, более поздние минералы. Нередко можно наблюдать, как целая группа обломочных минералов замещается,

например, одним кристаллом топаза, циннвальдита или другого какого-нибудь минерала. Обычно обломки полевых шпатов (часто плагиоклазы) сначала замещаются серицитом, а затем последний сегрегируется в мусковит (фиг. 38). В других случаях по ним образуются топаз, флюорит, реже циннвальдит.

Обломки кварца также замещаются перечисленными выше минералами или перекристаллизовываются, становятся крупнее и теряют обломочный характер.

Большинство же минералов грейзенов образуется за счет цемента песчаников, алевролитов и сланцев. При этом цемент, богатый глиноземом, закисным железом, кальцием, магнием, при привносе лития, фтора



Фиг. 36. Реликты гранита (альбит — Аб, мусковит — Му) между зонами метасоматического кварца (Кв). $\times 20$. Ник.+. Деталь фиг. 34. Месторождение Спокойное.

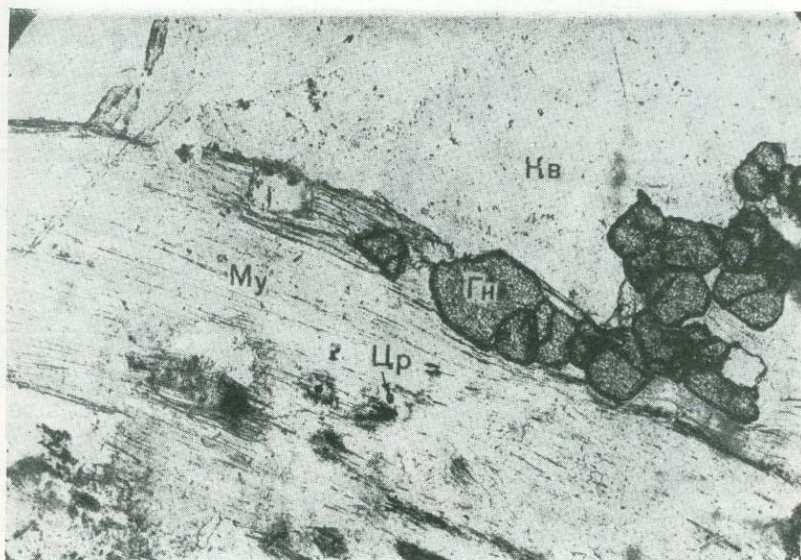
и гидроокисла, преобразуется в топаз, циннвальдит, флюорит (Этыка). Если алюминия мало, а кальция, железа и магния много, при привносе фтора, бора и гидроксидов образуются флюорит, турмалин, хлорит (Ангатуи, Онон). Если цемент богат натрием, калием, магнием и железом и привносятся вода и фтор, то образуются альбит, альбит-олигоклаз, микроклин, серицит, мусковит, биотит, хлорит, флюорит (месторождения Приваловское, Увальное, Баджираевское), а если привносятся еще бор и литий, то образуются турмалин и циннвальдит. Если железа в цементе мало, то при прочих равных условиях образуется литийсодержащий мусковит. В случае привноса кремнезема интенсивно развиваются процессы окварцевания. Кварц проникает по сланцеватости, образуя тонкие

прожилки и короткие линзовидные прослои, как бы «пропитывая» основную ткань породы. Иногда порода настолько изменена, что совершенно утрачивает сланцеватую текстуру. В этом случае она состоит из сравнительно крупных кристаллов кварца и мусковита более или менее изометрической формы с неровными, извилистыми границами. Такой ход процесса и превращение различных обломков минералов и пород в основном в кварц и мусковит характерен для месторождений Спокойного и Шумиловского рудных узлов.

Таким образом, активный процесс минералообразования происходит при взаимодействии послемагматических растворов с материалом песчано-сланцевых пород.

Заканчивается процесс грейзенизации метасоматическим замещением ранних минералов грейзенов более поздними минералами. Главнейшие минералы, возникающие в процессе грейзенизации за счет алевролитов, песчаников, глинистых и глинисто-углистых сланцев, следующие: топаз, кварц, альбит, альбит-олигоклаз, серицит, мусковит, биотит, циннвальдит, микроклин, турмалин, флюорит, актинолит, эпидот,

гранат, хлорит. В свою очередь некоторые из них замещаются целой серией новых минералов, возникающих в связи с последующими этапами минерализации. Так, топаз замещается флюоритом, кварцем, мусковитом; кварц — микроклином, флюоритом и хлоритом; альбит и альбит-олигоклаз — кварцем, серицитом, мусковитом, флюоритом; серицит сегрегируется в мусковит; биотит замещается мусковитом и хлоритом; циннвальдит — флюоритом; микроклин — мусковитом, циннвальдитом, флюоритом; турмалин — хлоритом, касситеритом и сульфидами.



Фиг. 37. Гранат (Гн) замещает по спайности мусковит (Му), образовавшийся по биотиту. Циркон (Цр). Кварц (Кв). $\times 46$. Ник. ||. Месторождение Дедова Гора.

Кроме того, в указанных грейзенах образуются такие рудные минералы, как касситерит, вольфрамит, молибденит, пирротин, арсенопирит, пирит и др. Касситерит и вольфрамит образуются в высокотемпературную стадию грейзенизации вместе с топазом, мусковитом, циннвальдитом и другими минералами. Пирротин, арсенопирит и пирит образуются в сульфидную стадию и проникают в грейзены по мельчайшим порам и трещинам дальше, чем касситерит и вольфрамит, приблизительно до 50—80 см от жилы, накладываясь на минералы ранних стадий.

Для грейзенов, образующихся по песчано-сланцевым породам, характерны следующие структуры: роговиковая, гетеробластовая, лепидобластовая, микрогранолепидобластовая, микроочковая, пойкилитовая, соответствующие разной степени изменения и разным по составу грейзенам.

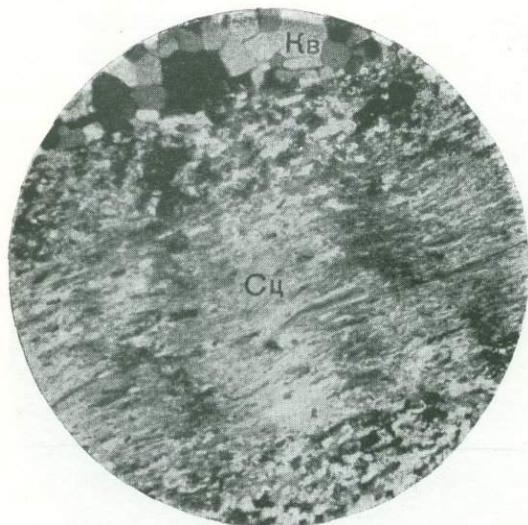
В заключение можно отметить, что прослойки песчаников около рудных жил превращаются в кварц-мусковитовые и кварц-циннвальдитовые (или биотитовые) грейзены.

Алевриты, глинистые и глинисто-углистые сланцы, по мере приближения к рудным жилам, превращаются в кварц-серицитовые, мусковит-кварцевые и кварц-мусковитовые и мусковитовые грейзены, представляя собой непрерывный ряд измененных пород, связанных друг с другом постепенными переходами. Серицитовые раз-

ности грейзенов располагаются вдали от жил, приблизительно на расстоянии 20 см, а мусковитовые— ближе к жиле и в самом зальбанде.

В качестве иллюстрации к сказанному можно привести описание изменения минералогического состава песчано-сланцевых пород на месторождениях Этыка, Ангатуй, Увальное и Баджираевка. Более подробное описание грейзенов ниже, в гл. VIII.

На Эттыкинском месторождении аркозовые алевролиты, песчаники и глинисто-углистые сланцы на контакте с рудными жилами интен-



Фиг. 38. Серицит (Сц) сегрегируется в один крупный листочек мусковита. Кварц (Кв). $\times 20$. Ник.+. Месторождение Спокойное.

сивно замещаются топазом. На этом месторождении можно видеть зарождение топаза за счет глинистого цемента (фиг. 39). Обычно кристаллы топаза имеют скелетную форму (метакристаллы) и при своем росте захватывают сразу несколько минералов цемента (фиг. 40, 41). Эти минералы в большинстве кристаллов топаза частично сохраняются в виде округлых реликтовых зерен. К числу их относятся кварц и циннвальдит. Часто вместе с ними сохраняется и углистое вещество (фиг. 40—42).

Внешняя форма таких кристаллов топаза представляет собой комбинацию ромбических призм (фиг. 43).

На Ангатуйском месторождении алевролиты, богатые железом и магнием, замещаются турмалином и хлоритом.

На Увальном месторождении кварц-серицитовые сланцы метаморфической толщи подвергаются интенсивному замещению мусковитом и касситеритом (фиг. 44).

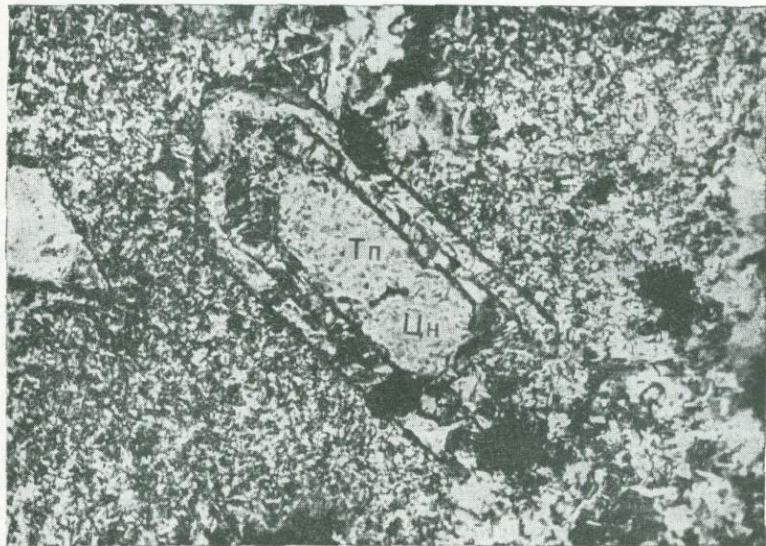
На Баджираевском месторождении в процессе грейзенизации глинисто-углистых и песчаных сланцев и алевролитов вначале образуются альбит-олигоклаз и микроклин. Образование полевых шпатов вместо обычных для процесса грейзенизации слюд обусловлено высокой концентрацией щелочей и не служит, как это часто думают, показателем высокой температуры образования грейзенов. Позже происходит гидролиз полевых шпатов. Они становятся неустойчивыми в новой, изменившейся обстановке и замещаются серицитом и мусковитом. Наряду с мусковитом, образуются циннвальдит и кварц. В конце концов, альбит вообще исчезает из грейзена, а микроклин вновь образуется, но уже в рудных жилах в виде зальбандовой оторочки или в грейзене, в непосредственном контакте с жилами, или целиком заполняет тонкие трещинки, сопровождающие главные жилы (фиг. 45). Таким образом, натрий довольно быстро и почти нацело выносится, а калий частично связывается в микроклин и слюдах.

Главная масса фтора привносится, вероятно, несколько позже, так как флюорит замещает перечисленные выше минералы (фиг. 46). Он

нередко кристаллизуется дальше всех других минералов от жилы. Рудные минералы образуются вместе с мусковитом и флюоритом.



Фиг. 39. Замещение сланца топазом (Тп). $\times 240$. Ник. ||. Месторождение Этыкинское.

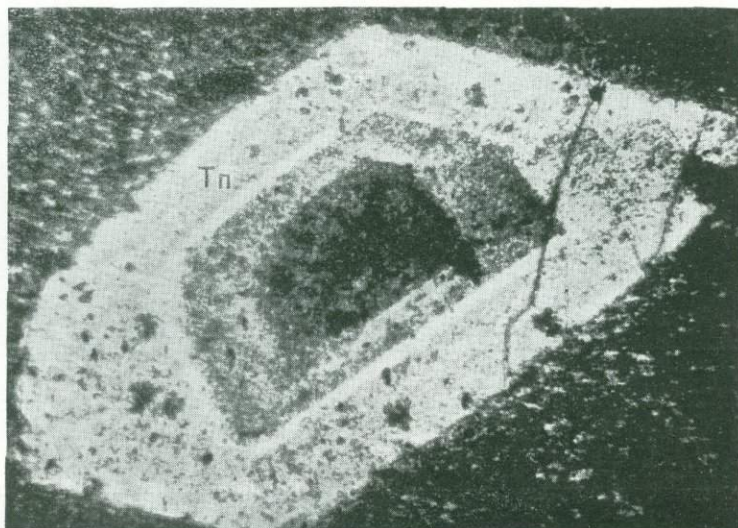


Фиг. 40. Метакристаллы топаза (Тп) с циннвальдитом (Цн) во внутренних зонах. $\times 145$. Ник. ||. Месторождение Этыкинское.

Таким путем вблизи рудных жил возникают микроклин-мусковит-кварцевые, циннвальдит-мусковит-кварцевые и мусковит-кварцевые грейзены.

в) Изменения минералогического состава спессартитов, керсантитов, порфириров, кварцевых порфириров, плагиогранит-порфириров, сферолитовых порфириров, аплитов и пегматитов в процессе грейзенизации

Поскольку минералогический состав спессартитов, керсантитов, порфириров, кварцевых порфириров, плагиогранит-порфириров, сферолитовых порфириров, аплитов, пегматитов различен, постольку и изменения минералогического состава этих пород в процессе грейзенизации неодинаковы



Фиг. 41. Зональный метакристалл топаза (Тп) с округлыми зернами кварца. $\times 46$. Ник.+. Месторождение Этыкинское.

и поэтому целесообразно рассмотреть каждый случай порознь, чтобы оттенить тем самым зависимость состава грейзенов от исходных пород.

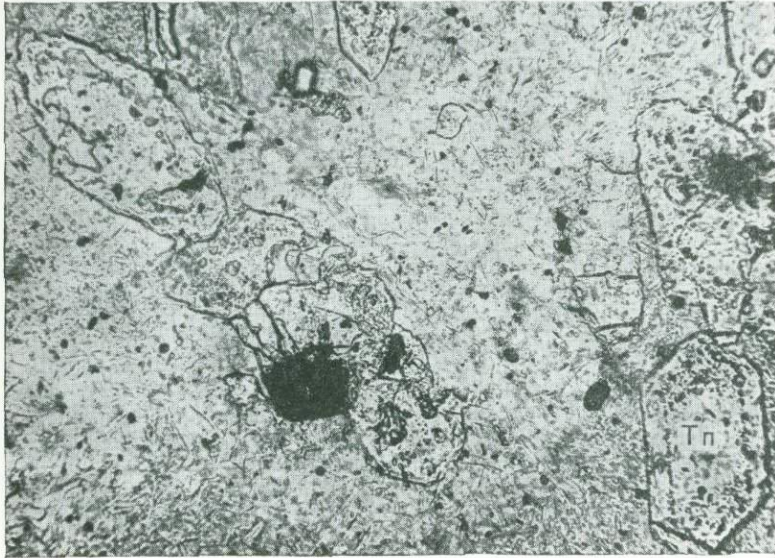
Грейзенизация спессартитов (месторождение Спокойное).

Спессартиты около вольфрамит-кварцевых жил подвергаются грейзенизации. В начальной стадии изменения происходит замещение авгита и роговой обманки биотитом. Округлые вкрапленники магматогенного кварца равномерно обрастают мелкозернистым кварцем, содержащим большое количество серицита. Плагиоклаз интенсивно замещается серицитом. При дальнейшем изменении происходит замещение биотита: на некотором удалении от жилы — хлоритом, вблизи контакта с жилой — мелкочешуйчатый циннвальдитом. Плагиоклаз в контакте с жилой почти нацело замещается серицитом, эпидотом и кальцитом. В результате грейзенизации порода полностью перекристаллизовывается, превращаясь в мелкозернистый кварц-циннвальдитовый грейзен, в котором главные минералы — кварц, циннвальдит, серицит и реликты плагиоклаза образуют сплошной агрегат лапчатых кристаллов.

Грейзенизация керсантитов (месторождения Шумиловское и Молодежное).

На контакте с рудными жилами плагиоклаз вкрапленников очень интенсивно замещается серицитом, иногда кальцитом, кварцем и хлори-

том. В реликтах плагиоклаза очень много мельчайших газово-жидких включений. Кварц встречается не так часто в виде небольших неправильных зерен и появляется в результате разложения плагиоклазов или образуется из послемагматических растворов. Биотит почти нацело за-



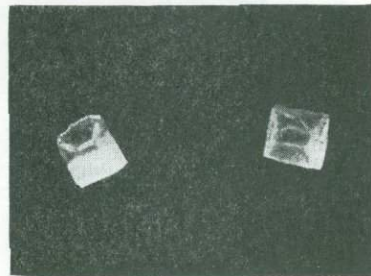
Фиг. 42. В метакристаллах топаза (Тп) кварц, углистое вещество (черное) и газово-жидкие включения. $\times 150$. Ник. \parallel . Месторождение Этыкинское.

мещается хлоритом, причем выделяются мельчайшие округлые скопления гидроокислов железа и рутил. Иногда биотит замещается также мусковитом. Апатит и циркон остаются почти неизменными. Основная масса керсантитов замещается агрегатом хлорита, серицита, иногда мусковита, турмалина и в меньшей степени кварца. В процессе грейзенизации образуется целый ряд рудных минералов—касситерит, вольфрамит, арсенопирит, магнетит. Таким образом, керсантиты в результате грейзенизации превращаются в кварц-хлорит-мусковитовую породу, которую с полным основанием можно назвать грейзеном.

Как видно из описания, в процессе грейзенизации керсантита образуется значительное количество хлорита, т. е. минерала, не свойственного грейзенам, которые формируются при грейзенизации гранитов под воздействием тех же послемагматических растворов. Таким образом, на примере грейзенизации керсантита еще раз отчетливо подчеркивается зависимость состава грейзенов от состава исходных пород.

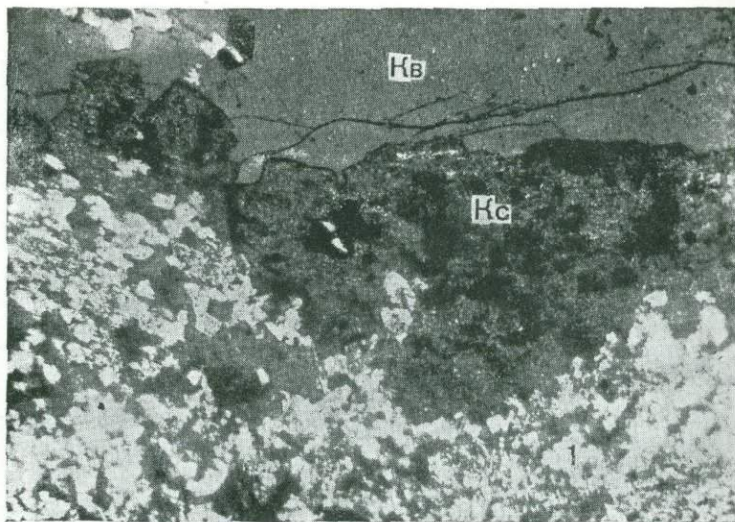
Грейзенизация порфирита (месторождение Алдакачанское).

Порфирит на контакте с жилами превращается нацело в агрегат вторичных минералов. Порфирировая структура сохраняется, но вместо

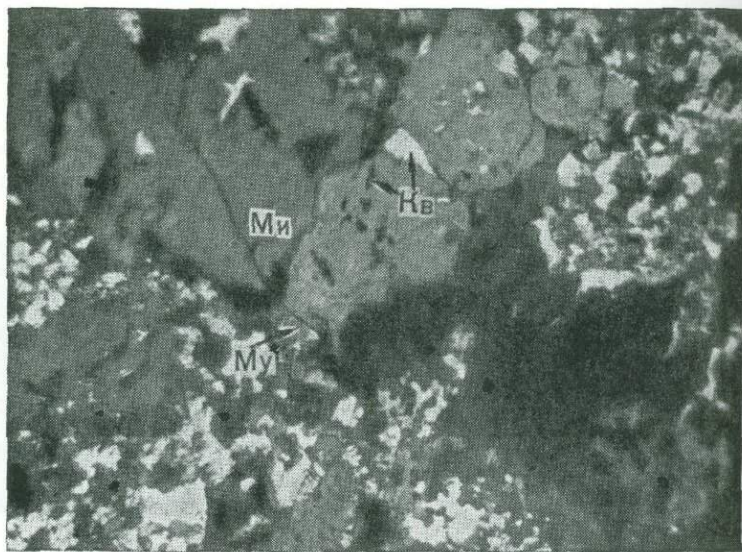


Фиг. 43. Кристаллы топаза. $\times 40$. Месторождение Этыкинское.

полевых шпатов на фоне мелкозернистой массы биотита, кварца и небольшого количества рутила, апатита и соссюрита выделяются более



Фиг. 44. Касситерит (Кс) замещает сланец (1). Кварц (Кв).×46.
Ник. ||. Месторождение Увальное.



Фиг. 45. Микроклин (Ми) заполняет трещинки в грейзене, а кварц (Кв) проникает по спайности микроклина. Мусковит (Му).×46. Ник. +. Месторождение Молодежное.

крупные (1 мм) изометричные листочки мусковита, которые обычно образуют небольшие скопления, состоящие из 3—4 листочков. В них заметны реликты полевых шпатов, по которым они образовались. Темноцвет-

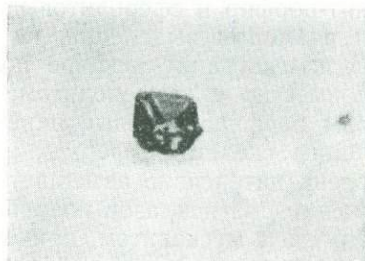
ные нацело превращены в агрегат актинолита, биотита и кальцита. Актинолит и биотит позже в свою очередь замещаются хлоритом. Таким образом, по составу грейзен, образующийся за счет порфирита, относится к кварц-мусковит-биотитовому с примесью актинолита и сфена.



Фиг. 46. Кристаллы флюорита (Фл), микроклина (Ми), циннвальдита (Цн), арсенирита (черное) в кварцевом (Кв) грейзене. $\times 46$. Ник. ||. Месторождение Баджиряевское.

Грейзенизация кварцевого порфира (месторождения Алдакачанское и Шумиловское).

Под влиянием минерализаторов в начале процесса грейзенизации полевые шпаты кварцевого порфира приобретают розовую окраску, а кварц — темносерую. В первую очередь замещается плагиоклаз мусковитом и кварцем. Микроклин в эту стадию обогащается большим количеством мельчайших газовой-жидких включений, причем из него выделяются мельчайшие зернышки гематита, придающие ему розовый цвет. Биотит замещается хлоритом и мусковитом. В кварце в эту стадию также появляются цепочки газовой-жидких включений. Они заполняют тончайшие трещинки. Дальнейшее развитие процесса грейзенизации приводит к образованию типичных грейзенов. В эту стадию появляются топаз, флюорит, вольфрамит и касситерит. По минералогическому составу среди грейзенов, образующихся за счет кварцевых порфиров, преобладают мусковит-кварцевые грейзены. При увеличении содержания топаза или мусковита появляются мусковит-топазовые и кварц-мусковитовые грейзены, не имеющие широкого распространения. В общем процесс грейзенизации протекает так же, как и в гранитах.



Фиг. 47. Бипирамидальный кристалл касситерита. $\times 15$. Месторождение Шумиловское.

Заканчивается процесс грейзенизации кристаллизацией кварца, образующего мелкие линзы в грейзене. Вместе с кварцем кристаллизуются местами топаз, флюорит, вольфрамит, касситерит бипирамидальной формы (фиг. 47) и сульфиды. Граница между грейзеном и кварцевыми линзами отчетлива в том случае, если в зальбандах этих линз присутствует мусковит, и сливается, становится неясной и извилистой при его отсутствии. В грейзенах много пор и пустот различного размера.

Грейзенизация плагиогранит-порфира и сферолитового порфира (месторождение Этыкинское).

На Этыкинском месторождении грейзенизация плагиогранит-порфира и сферолитового порфира сказалась прежде всего в топазизации этих пород. Интенсивность процесса замещения полевых шпатов топазом убывает по мере удаления от рудных жил, причем отдельные выделения топаза располагаются все реже и реже и размеры их становятся все крупнее. Если у контакта топаз нацело замещает поименованные породы, то в некотором удалении от него он располагается группами и, наконец, исчезает. Замещению топазом подвергаются полевые шпаты как порфировых выделений, так и основной массы. Полевые шпаты часто также замещаются агрегатом флюорита, томсенолита, циннвальдита и серицита. Таким образом, калий, натрий, кальций и алюминий полевых шпатов связываются в процессе грейзенизации в указанных минералах. Не исключена возможность, что часть щелочей, освобождающихся при разложении полевых шпатов, выносятся и входит в состав калишпата и альбита, которые заполняют трещинки в плагиогранит-порфире или в близко расположенных грейзенах.

В других случаях, в зоне контакта с жилой, наряду с топазом, основная масса упомянутых пород почти нацело замещается агрегатом циннвальдита, томсенолита и флюорита, а фенокристы плагиоклазов остаются почти неизменными. Еще далее от контакта топаз и флюорит спорадически рассеяны по породе и встречаются все реже и реже. Процесс образования циннвальдита либо предшествует флюоритизации породы, либо происходит одновременно с образованием флюорита. Флюорит же образуется позже топаза, потому что проникает не только в плагиогранит-порфир и сферолитовый порфир, образуя в нем различные по форме и размерам выделения, но и по спайности топаза и замещает его. В плагиогранит-порфире полевые шпаты обычно замещены флюоритом совместно с томсенолитом, циннвальдитом и серицитом. В сферолитовом порфире полевые шпаты замещаются чаще всего топазом, образующим скелетные формы, и реже флюоритом. Кварц в обеих породах очень интенсивно замещается топазом и слабее флюоритом. При разложении плагиоклазов появляется вторичный кварц. Биотит обычно нацело замещен мусковитом, причем выделяются мелкие иголки рутила.

Среди грейзенов, образующихся по плагиогранит-порфиру и сферолитовому порфиру, по минералогическому составу можно выделить топаз-циннвальдит-мусковитовый и топаз-флюоритовый грейзены.

Грейзенизация аплитов (месторождение Спокойное).

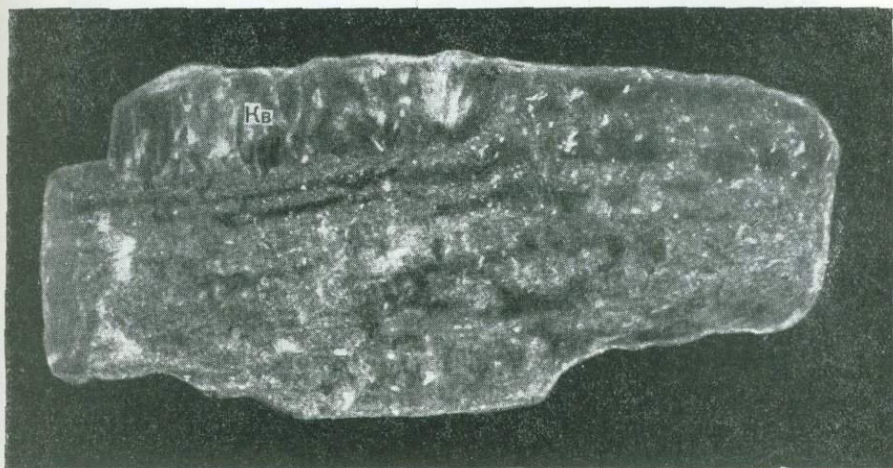
В результате грейзенизации аплиты превращаются в белый, очень плотный мелкозернистый мусковит-кварцевый грейзен, в котором кварц резко преобладает над остальными минералами. Общий минералогический состав грейзена следующий: главные — кварц и мусковит, второстепенные — монацит, флюорит, касситерит, гюбнерит, гранат, арсенипирит, пирит, молибденит, халькопирит и шеелит, реликтовые — плагиоклаз, кварц, циркон и апатит.

Последовательность и характер изменения минералов аплита такие же, как и в граните (см. выше).

Аналогичное изменение претерпевают жильные гранит-порфиры. Они тоже превращаются в плотный мусковит-кварцевый грейзен с порфировой структурой.

Грейзенизация пегматитов (месторождения Шумиловское и Спокойное).

У грейзена, образующегося по пегматиту на контакте с рудными жилами, иногда полосчатое строение, как это наблюдается на месторождении Спокойном (фиг. 48). Трещины, вдоль которых происходит грейзенизация пегматитов, расположены очень близко друг к другу, поэтому и

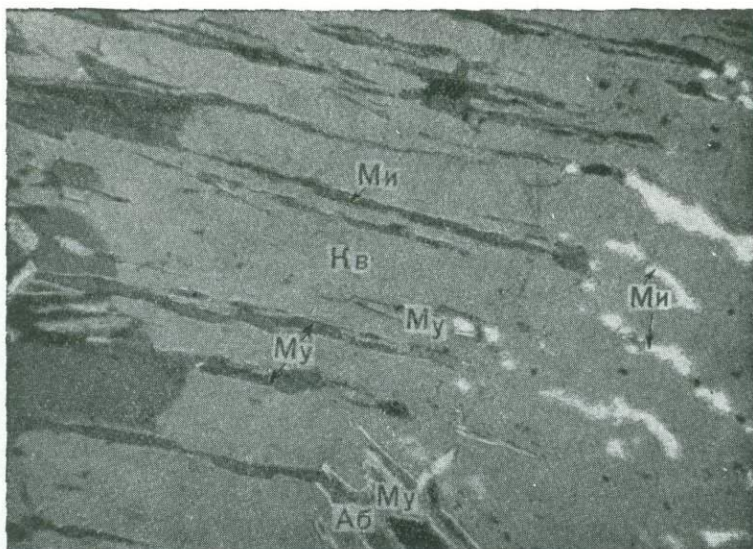


Фиг. 48. Полосчатый грейзен. Полосы гюбнерита (черное) с бериллом и мусковитом чередуются с полосами кварца (Кв). $\frac{3}{4}$ нат. вел. Месторождение Спокойное.

грейзены имеют тонкополосчатое строение. Полосы то мелко-, то крупночешуйчатого зеленого мусковита сменяются кварцевыми, кварц-мусковитовыми, кварц-полевошпат-мусковитовыми, кварц-мусковитовыми с бериллом и гюбнеритом, иногда с небольшим количеством сульфидов. Границы полос всегда неровны, слегка извилисты. Мощность полос не постоянна и колеблется в пределах от нескольких миллиметров до 5—8 см.

В начале процесса грейзенизации микроклин замещается кварцем, в то время как пертитовые вроски альбита (фиг. 49) в нем замещаются мусковитом. В результате получается тонкое чередование полос кварца с полосами одинаково ориентированных листочков мусковита. Оба минерала образуют псевдоморфозы по микроклину. Кроме того, в некоторых случаях процесс замещения микроклина мусковитом и кварцем на одних гранях монокристалла идет более интенсивно, чем на других (фиг. 50). Иногда в двойниках микроклина один кристалл почти нацело замещен кварцем и мусковитом (фиг. 51), а другой остается свежим. Вдоль двойниковых швов проникают мелкие кристаллы арсенипирита. Помимо совместного замещения микроклина кварцем и мусковитом, нередки случаи, когда кварц и мусковит порознь замещают кристаллы микроклина. Сначала кварц проникает по спайности и двойниковым швам в микроклин, образуя тончайшие полосы; в результате возникают графическая

(фиг. 52) и полосчатая (фиг. 53) структуры замещения микроклина. Процесс замещения идет неравномерно и захватывает весь кристалл или только часть его. Постепенно нарастая, процесс грейзенизации приводит



Фиг. 49. Полосчатый грейзен. Кварц (Кв) замещает микроклин (Ми), а мусковит (Му) замещает альбитовые (Аб) вроски в микроклин. $\times 32$. Ник. +. Месторождение Спокойное.



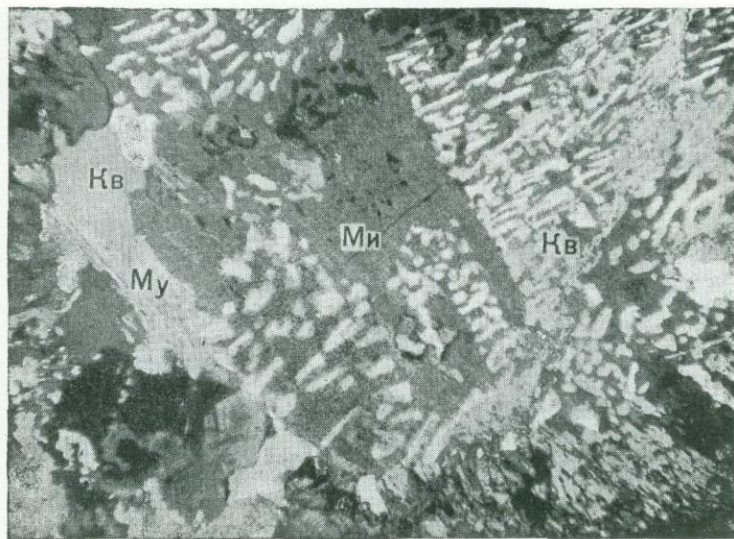
Фиг. 50. Кварц (серое и черное) замещает микроклин (белое) по спайности, сохраняя его строение. $\times 8$. Месторождение Спокойное.

к образованию псевдоморфоз кварца по микроклин с сохранением структуры микроклина (фиг. 54). Кварц при этом приобретает пластинчатое строение (фиг. 55).

При еще более длительном процессе метасоматоза кварц все более и более вытесняет микроклин, начинают зарождаться и оформляться

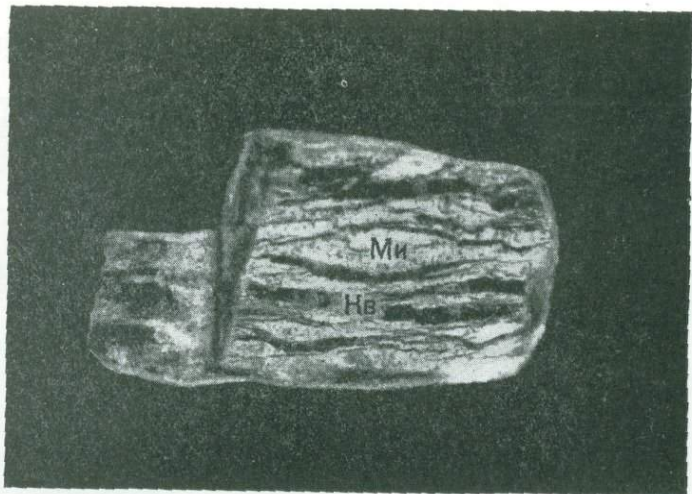


Фиг. 51. Микроклин (Ми) замещается кварцем (Кв) и мусковитом (Му).×72. Ник.+. Месторождение Спокойное.



Фиг. 52. Кварц (Кв) и мусковит (Му), замещающие микроклин (Ми), сегрегируются в скопления и образуют графическую структуру замещения.×76. Ник.+. Месторождение Спокойное.

кварцевые линзы (фиг. 56) и прожилки (фиг. 57), в них появляются берилл, гюбнерит, мусковит, редко топаз, флюорит и сульфиды. Очертания микроклина не сохраняются.

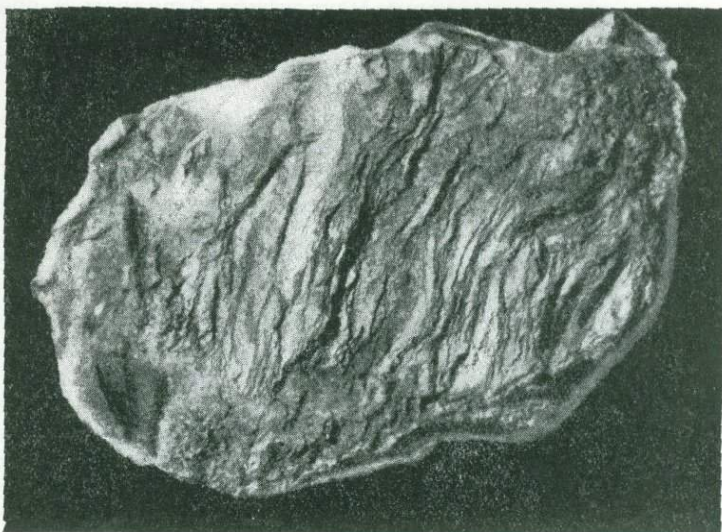


Фиг. 53. Кварц (Кв) проникает по спайности в микроклин (Ми) и замещает его, образуя прожилки. Нат. вел. Месторождение Спокойное.

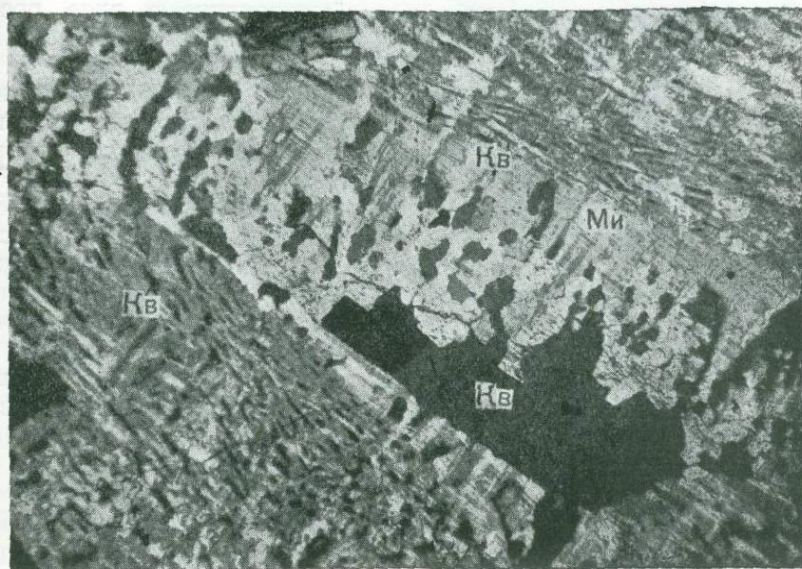


Фиг. 54. Кварц (серое) замещает микроклин (белое) и сохраняет его двойниковое строение. $\times 8$. Месторождение Спокойное.

Некоторые крупные кристаллы микроклина разбиты целой серией трещин скалывания, по которым происходили микросмещения и замещение микроклина мусковитом и кварцем. В результате образовалась



Фиг. 55. Кварц замещает микроклин и сохраняет его спайность.
Нат. вел. Месторождение Спокойное.



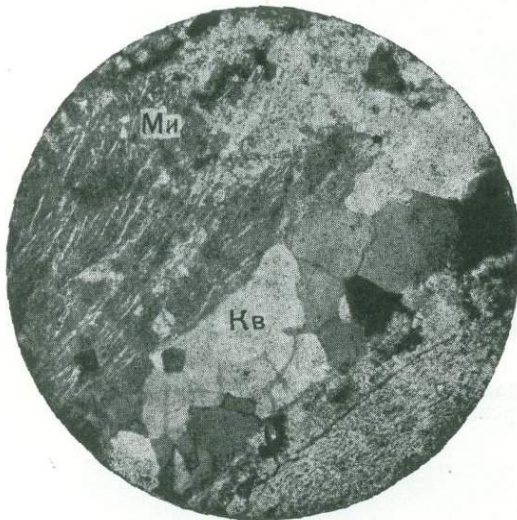
Фиг. 56. Замещение микроклина (Ми) кварцем (Кв) и образование лиз кварца в процессе замещения. $\times 38$. Ник.+. Месторождение Спокойное.

«елочная структура» замещения. Мусковит и в этом случае замещает или только пертитовые вроски альбита в микроклин, или весь кристалл в целом. В последнем случае также можно наблюдать образование

псевдоморфоз мусковита по микроклину с сохранением структуры микроклина (фиг. 58). Несколько позже, в результате частичной перекристаллизации, появляются гнезда более крупночешуйчатого мусковита или берилла, а в кварцевых обособлениях встречаются пирит и гюбнерит.

Реже можно видеть замещение микроклина бериллом и проникновение гюбнерита по спайности микроклина, причем сохранившийся между пластинками гюбнерита полевой шпат частично замещается зеленым мусковитом.

Альбит-олигоклаз № 10, наблюдаемый очень редко в виде включений в микроклине, также замещается кварцем и мусковитом, как и микро-



Фиг. 57. Образование кварцевых (Кв) прожилков в процессе замещения микроклина (Ми) кварцем. $\times 20$. Ник+. Месторождение Спокойное.

клин (фиг. 59 и 60). При этом «ихтиоглипты» кварца проникают из микроклина в плагиоклаз, сохраняя ориентировку (фиг. 61).

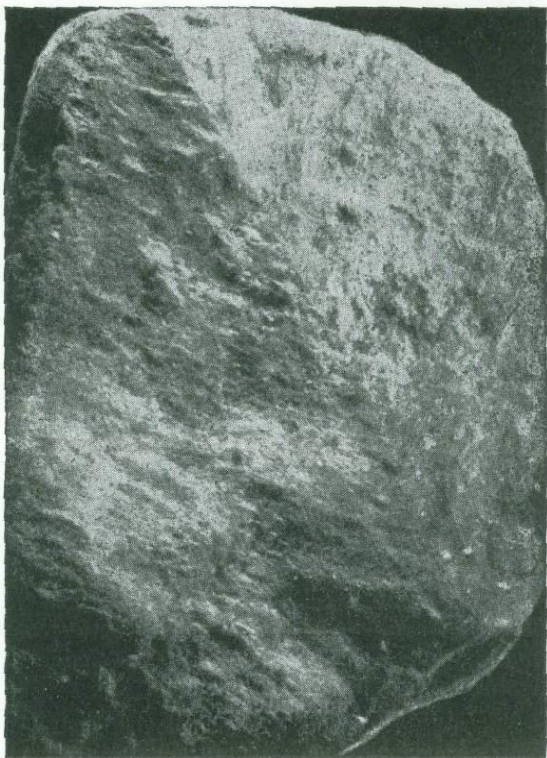
Кварц, образовавшийся по микроклину, отличается от кварца пегматита сетчатым строением и присутствием мелких рассеянных реликтов микроклина и альбита, листочков мусковита, мелких кристаллов гюбнерита. Сетчатое строение — результат неполного замещения микроклина кварцем, когда сохраняются тончайшие (доли миллиметра) реликты микроклина в виде прерывистых полос с неровными очертаниями. Серый сливовой кварц в грейзене образует прожилки, линзы, которые сменяют мусковитовые полосы по простиранию. Мощность таких полос кварца достигает 5—8 см. В них обычно присутствуют

берилл, гюбнерит и бенжаминит, редко — другие минералы. Кварц содержит большое количество газово-жидких включений. Значительно более низкотемпературный кварц нарастает мелкими полупрозрачными кристаллами на стенки пустот и трещин в грейзене. Мусковит, кроме микроклина и плагиоклаза, замещает также и биотит и сам замещается кварцем. Таким образом, период образования мусковита был довольно длительным.

На Шумиловском месторождении пегматит на контакте с рудными жилами также подвергается грейзенизации. Крупные выделения микроклина замещаются мелкозернистым агрегатом кварца и зеленоватой мелкочешуйчатой слюдой. В некоторых участках микроклин приобретает розовую окраску. Биотит нацело замещается мусковитом, появляется светлозеленый берилл, который встречается среди кварца, микроклина и мусковита. Размер его кристаллов достигает 0,5 см в поперечнике. В наиболее грейзенизированных участках пегматитовая и пегматоидная структуры в пегматите исчезают.

Таким образом, за счет пегматитов могут образоваться полосчатые, мелкозернистые и крупноравномернозернистые грейзены. По составу

это главным образом кварц-мусковитовые грейзены, иногда с большим содержанием берилла. Для них характерно наличие именно зеленоватого мусковита и зеленоватого берилла, в которых обнаружено спектральным анализом железо в виде очень сильных линий. Повидимому, присутствием железа в трехвалентной форме и обусловлена зеленая окраска этих минералов. Источником железа явился микроклин, по которому они развиваются и в котором содержание железа определяется линиями выше средних.



Фиг. 58. Псевдоморфоза мусковита по микроклину. Мусковит ориентирован по спайности и сохраняет двойниковое строение микроклина.
Нат. вел. Месторождение Спокойное.

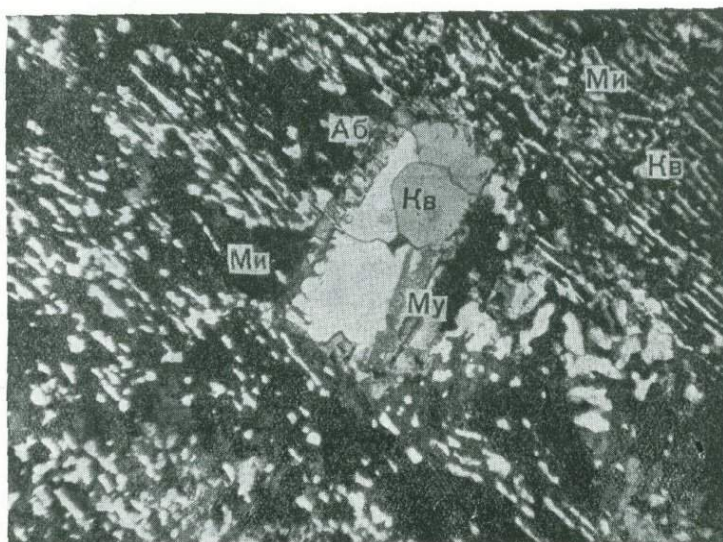
Заканчивая описание изменения минералогического состава жильных пород в процессе грейзенизации, можно сделать следующие выводы.

1. За счет жильных пород, как и за счет гранитов и пород песчано-сланцевой толщи, на контакте с рудными жилами образуются грейзены разного состава, и все слагающие их минералы подвергаются изменению, вплоть до полной переработки породы.

2. За счет жильных пород диоритового типа (спессартитов, керсантитов и порфиритов) образуются грейзены, содержащие хлорит и слюды железо-магнезиального типа — биотит и циннвальдит. Иногда образуется актинолит. Такие особенности грейзенов вполне закономерны, потому что исходные породы сами содержат достаточное количество железа и магния.



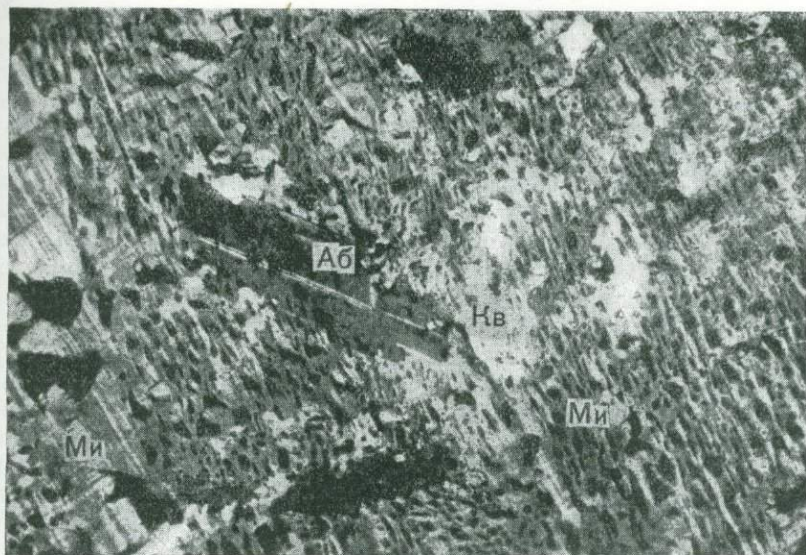
Фиг. 59. Графическая структура замещения альбита (Аб) и микроклина (Ми) кварцем (Кв) и мусковитом (Му). $\times 32$. Ник. +. Месторождение Спокойное.



Фиг. 60. Параморфоза кварца (Кв) и мусковита (Му) по альбиту (Аб). Графическая структура замещения микроклина (Ми) кварцем. $\times 38$. Ник. +. Месторождение Спокойное.

3. За счет жильных пород гранитного типа (кварцевых порфиров, плагногранит-порфиров, аплитов и пегматитов) образуются грейзены, главным образом кварц-мусковитового или топаз-мусковитового состава. Наличие в них мусковита и топаза также обусловлено особенностями состава исходных пород — большим количеством глинозема.

4. Появление фтор- и литийсодержащих гидросиликатов или гидроалюмосиликатов обусловлено в каждом отдельном случае привнесом фтора, лития и воды. Так, без привноса лития за счет пород диоритового типа образуется биотит, с привнесом же лития образуется циннвальдит.



Фиг. 61. Кварц (Кв) замещает микроклин (Ми) и альбит (Аб). $\times 72$.
Ник. +. Месторождение Спокойное.

При привносе фтора, наличии кремния и недостатке калия за счет жильных пород гранитного типа образуется топаз, а не мусковит. Берилл же возникает только при привносе бериллия. Наличие в грейзенах минералов, содержащих металлогенные элементы, обусловлено привнесом этих элементов вместе с летучими компонентами и гидротермами в процессе грейзенизации и образования жил.

IX. КРАТКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ГРЕЙЗЕНОВ

Для полноты представления о разнообразии грейзенов, образующихся за счет различных пород, считаем необходимым дать краткое описание их минералогического состава с перечнем всех минералов, которые в них встречаются, тем более, что в литературе сводные описания отдельных минералогических типов грейзенов очень редки. Все грейзены можно разбить на три группы в зависимости от интенсивности воздействия на исходные породы послемагматических растворов и последовательности их образования.

В первую группу входят наиболее ранние биотит-кварцевые, биотит-мусковит-кварцевые, циннвальдит-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые, гранат-мусковит-кварцевые, микроклин-мусковит-кварцевые грейзены.

Во вторую группу входят грейзены, образующиеся обычно позже описанных выше, часто за счет них. Это кварц-мусковитовые, кварц-хлорит-мусковитовые, кварц-циннвальдитовые, кварц-мусковит-биотитовые, турмалин-хлорит-мусковитовые грейзены.

В третью группу объединены грейзены, свидетельствующие о глубокой переработке исходных пород и ранее образованных грейзенов. К ним относятся кварц-топаз-циннвальдитовые мусковит-топаз-кварцевые, кварц-мусковит-альбитовые, кварц-альбитовые, мусковит-топазовые, циннвальдит-топазовые, мусковитовые, топаз-циннвальдит-мусковитовые, топаз-флюоритовые, топазовые, кварц-топазовые и кварцевые грейзены.

1. Описание первой группы грейзенов

Биотит-кварцевые грейзены. а) Биотит-кварцевый грейзен, образующийся за счет гранитов (месторождение Молодежное), представляет собой неравномернозернистую породу темнозеленого цвета, состоящую из темнозеленого биотита, темносерого кварца, реликтовых зерен розового микроклина, берилла, циркона, вольфрамита, молибденита. Биотит-кварцевый грейзен на этом месторождении встречается только на контакте с одной жилой, в тех местах, где состав ее существенно полевошпатовый. Там же, где жила состоит главным образом из кварца, образуется мусковит-кварцевый порфирированный грейзен. Существует и промежуточный тип грейзенов — биотит-мусковит-кварцевый. Биотит-кварцевый грейзен образуется обычно за счет гибридных разностей гранитов, богатых темноцветными минералами в краевых зонах гранитных массивов. В грейзене легко различаются две разновидности кварца: реликтовый и кварц, образовавшийся при разложении полевых шпатов. Они отличаются друг от друга размерами и количеством газовой-жидких включений. По трещинам в реликтовые зерна кварца проникает биотит или биотит нарастает на кварц. Газово-жидкие включения располагаются по тончайшим трещинкам полосами и пятнами. В мелкозернистом кварце, образовавшемся при разложении полевых шпатов, встречается большое количество мелких реликтовых зерен микроклина. Литийсодержащий темнозеленый биотит образует разнообразные по размерам листочки. Наибольшие из них достигают 1,5—2 мм. По спайности крупных листочков биотита проникает вольфрамит или последний счет листочки биотита. Мелкочешуйчатый биотит нарастает на вольфрамит и корродирует его и берилл. Биотит в грейзене иногда образует тонкие, короткие просечки, располагающиеся параллельно контакту с жилой, или небольшие скопления до 2—3 см в поперечнике. Количество биотита в грейзене ближе к контакту с жилой увеличивается, и листочки его становятся крупнее. По составу биотит грейзенов аналогичен биотиту из рудных жил. Биотит замещается желтым мусковитом. Берилл встречается в виде включений в кварце и биотите и корродируется последними. Вольфрамит приурочен к скоплениям биотита и редок в кварце. На вольфрамит нарастают и его корродируют мелкочешуйчатый биотит и кварц. Приуроченность вольфрамитов к биотиту говорит о том, что при его образовании, как и при образовании биотита, закисное железо и марганец заимствовались из вмещающих пород. Текстура породы неравномернозернистая, иногда пятнистая. Необходимо отметить, что минералогический состав жил часто соответствует минералогическому составу околожилных грейзенов.

б) Биотит-кварцевый грейзен, образующийся за счет алевролитов и филлитовидных сланцев (месторождение Ангатуйское), представляет собой неравномернозернистую породу, состоящую в основном из кварца и биотита. Кроме того, в нем встречаются хлорит, серицит, мусковит, эпидот, циркон, турмалин и арсенибит. Биотит образует не только мелкие (сотые и тысячные доли миллиметра), рассеянные листочки, но и более крупные (до 1 мм) лапчатые, скелетные кристаллы или неболь-

шие скопления и прожилки. Он окрашен в зеленый и коричневый цвета. Биотит нередко нарастает на арсенопирит, замещается хлоритом и мусковитом. Эпидот встречается часто в виде агрегатов мелких зерен. Очень редки циркон и турмалин. Обломки кварца обычно сохраняются, но теряют угловатые очертания, корродируются с периферии хлоритом, серицитом и другими минералами и, принимая овальную или округлую форму, окаймляются слюдами. В результате образуется «микроочковая» структура. Помимо реликтового кварца, часто присутствует гидротермальный кварц, который кристаллизуется в порых грейзенов, вместе с арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, флюоритом, хлоритом и биотитом. Цемент вмещающих пород различен в разных участках, и поэтому наблюдается частая смена минералогического состава грейзенов. Необходимо отметить также, что вещественный состав вмещающих пород в свою очередь влияет на минералогический состав рудных жил и прожилков. Так, появление биотита и хлорита в участках жил, прилегающих к биотит-кварцевым грейzenам, несомненно указывает на такую взаимосвязь.

Биотит-мусковит-кварцевые грейзены представляют собой промежуточный тип грейзенов между биотит- и мусковит-кварцевыми грейzenами. Отличие их от указанных разновидностей грейзенов заключается в том, что среди слюд в равной мере встречаются и биотит и мусковит.

Циннвальдит-мусковит-кварцевые грейзены образуются за счет глинисто-углистых и песчаных сланцев и алевролитов (месторождение Баджираевское). Минералогический состав грейзена: кварц, мусковит, циннвальдит, флюорит, микроклин, апатит, касситерит. Структура грейзена пойкилитовая, благодаря тому, что на фоне крупных зерен кварца выделяются менее крупные (до 0,2 мм) листочки циннвальдита, мусковита и флюорита. Циннвальдит и флюорит часто образуют сростания друг с другом. Весьма редко в сростании с флюоритом встречается апатит. Флюорит корродирует кварц, округлые зернышки которого нередко встречаются во флюорите. В некоторых участках можно видеть, как, с одной стороны, кварц рудного прожилка совершенно сливается с кварцем грейзена в единые крупные зерна, а с другой — образуется тонкая оторочка микроклина, отделяющая прожилок от грейзена. Циннвальдит местами образует цепочки, близко расположенные друг к другу и пересекающие границы зерен кварца. Ближе к контакту с жилой в некоторых местах циннвальдит-мусковит-кварцевый грейзен переходит в мусковит-кварцевый. Флюорит в этом грейзене, повидимому, самый поздний, так как замещает почти все перечисленные минералы.

Мусковит-кварцевые грейзены образуются за счет как изверженных, так и осадочных и метаморфических пород.

а) Мусковит-кварцевый грейзен, образующийся за счет биотитовых гранитов и кварцевых порфиров, широко распространен. Минералогический состав грейзенов: кварц, мусковит, редко топаз, флюорит. Из рудных минералов обычны касситерит, вольфрамит, пирит, арсенопирит, бенжаминит, молибденит, халькопирит и весьма редок галенит. Из реликтовых минералов встречаются биотит, циркон, апатит, монацит, редко полевые шпаты.

Кварц реликтовый, крупнозернистый, часто разбит трещинками и поэтому неровно угасает. Трещинки иногда заполняются мусковитом. В некоторых зернах кварца много мелких газовой-жидких включений. Они располагаются цепочками и, очевидно, заполняют тончайшие трещинки.

Кварц, образующийся при разложении полевых шпатов, мелко- или крупнозернистый и иногда уступает по количеству первичному кварцу. Он нарастает на реликтовый кварц, увеличивая размеры его зерен.

Мусковит образуется по биотиту и по полевым шпатам в виде крупных (до 1 мм) редких листочков или группируется отдельно от кварца, окаймляя его зерна. Крупночешуйчатый мусковит содержит довольно много лития, олова и ванадия.

Такие минералы, как касситерит и вольфрамит, образуются и в этих грейзенах в ранние высокотемпературные стадии минералообразования рудных жил. Сульфиды появляются в грейзенах позже, в связи с наложением гидротермальной, более низкотемпературной стадии минералообразования.

Структура грейзена порфировидная, если процесс грейзенизации останавливается на первых стадиях, когда минералы, слагающие гранит и кварцевый порфир, изменены нацело, но перекристаллизация еще не ступевала первичной структуры породы.

Более глубокое изменение исходных пород приводит к образованию более или менее равномерной структуры, весьма напоминающей паналлотриноморфнозернистую.

б) Мусковит-кварцевые грейзены являются крайней степенью изменения глинисто-углистых и песчаных сланцев (месторождение Баджираевское). Они состоят из кварца, мусковита, серицита, флюорита, арсенопирита, касситерита. Мусковит и кварц почти нацело замещают ранее образованный альбит. Флюорит образует частые, тонкие параллельные полосы, к которым приурочен арсенопирит. Вокруг них мусковит крупнее и ориентирован в том же направлении, что и полосы флюорита. Скопления касситерита, состоящие из весьма мелких кристаллов, приурочены к выделениям флюорита. Такие полосчатые участки чередуются с участками существенно кварцевыми, обладающими массивной текстурой.

Гранат-мусковит-кварцевые грейзены образуются за счет мусковитового гранита на контакте с рудными жилами (месторождение Дедова Гора). Они состоят из кварца, мусковита, граната, вольфрамита, турмалина, апатита, касситерита, топаза, молибденита, арсенопирита, пирита, халькопирита, висмутина и опала. Из магматогенных, реликтовых минералов встречаются биотит, плагиоклаз и микроклин. Количество мусковита и кварца в грейзене приблизительно одинаково. Биотит в гранат-мусковит-кварцевых грейзенах сохраняется очень редко внутри некоторых листочков мусковита. К периферии биотит из черного переходит в коричневый, затем в мусковит.

Мусковит, образующийся по биотиту, легко отличить от мусковита, образовавшегося при разложении полевых шпатов, во-первых, по его более крупным размерам и, во-вторых, по наличию в нем мелких, нацело разложившихся кристаллов монацита и циркона, вокруг которых еще сохранились слабые плеохроичные ореолы. Мусковит, образовавшийся при разложении полевых шпатов, часто нарастает на мусковит, заместивший биотит. Кроме того, мусковит образует прожилки в грейзене, каемки вокруг полевых шпатов и лучистые агрегаты среди кварца.

Кварц в грейзене реликтовый или вторичный, образовавшийся за счет разложения полевых шпатов в процессе грейзенизации. Последний кварц нередко нарастает на реликтовый кварц с той же оптической ориентировкой, и в этом случае их бывает трудно различить. В кварце грейзена много мелких газовой-жидких включений, располагающихся вдоль трещин. Кварц сечется апатитом. В кварце и отчасти в мусковите иногда

сохраняются реликты полевых шпатов неправильной формы и прихотливых очертаний.

На месторождении Дедова Гора отчетливо можно проследить влияние всех трех стадий минералообразования рудного процесса на бывший мусковитовый гранит. Сначала гранит был превращен в мусковит-кварцевый грейзен. Несколько позже, в связи с образованием минералов первой стадии в рудных жилах, в грейзене появляется вольфрамит. Он сечет мусковит, проникает по спайности его. В вольфрамите грейзена, в отличие от вольфрамита жил, в виде примесей содержатся колумбит и касситерит. Помимо вольфрамита, в небольшом количестве образуются турмалин, топаз, апатит и касситерит.

В момент кристаллизации минералов второй стадии в жилах ранее образовавшиеся, упомянутые выше минералы в грейзене подвергаются замещению гранатом, часто настолько интенсивно, что грейзен из мусковит-кварцевого превращается в гранат-мусковит-кварцевый. Гранат проникает по трещинам и спайности в мусковит, апатит, вольфрамит, в сохранившиеся полевые шпаты и биотит и частично или нацело замещает их, иногда образуя даже по ним псевдоморфозы. Гранат образует гнезда и прожилки в грейзене. По внешнему виду гранат из грейзена ничем не отличается от граната из жил, но по химическому составу гранат (спальмандин) из грейзена отличается от граната из жил значительно большим содержанием кальция, магния, титана и отсутствием олова. Эти элементы, очевидно, заимствуются им из минералов гранита, которые он замещает. Черные точечные включения в гранате, вероятно, принадлежат рутилу.

В связи с проявлением третьей стадии минералообразования в грейзене проникают сульфиды, молибденит, арсенопирит, пирит, халькопирит и висмутин.

Микроклин-мусковит-кварцевые грейзены образуются за счет ороговикованных глинисто-углистых и песчаных сланцев, а также алевролитов (месторождение Баджираевское) в непосредственном контакте с рудными жилами. Структура такого грейзена пойкитовая: на фоне крупных (3 мм) зерен кварца выделяются значительно более мелкие, часто идиоморфные кристаллы микроклина, образующие включения в кварце, а также флюорита, мусковита и редко касситерита. Кварц грейзена и кварц жилы сливаются, и границу между ними можно провести только благодаря тому, что кварц грейзена содержит включения мусковита и микроклина, а в кварце жил их нет. В непосредственном контакте с жилой кварц преобладает над микроклином, количество которого, как и мусковита, увеличивается по мере удаления от контакта. Листочки мусковита ориентированы почти перпендикулярно к контакту и располагаются цепочками на расстоянии 6 мм, а затем сменяются мономинеральной мусковитовой полосой с иной ориентировкой мусковита. Скопления микроклина, образующие оторочку в зальбанде жил, тесно связаны с микроклином грейзена, являясь продолжением его. К микроклину обычно приурочен касситерит, который кристаллизуется позже микроклина. Касситерит образует бипирамидальные мелкие (0,2 мм) кристаллы, ограниченные в вершинах пинакоидом. Такие кристаллы иногда сростаются в параллельные двойники. Касситерит встречается также в виде неправильных зерен размером до 0,4—0,5 мм. В касситерите наблюдаются небольшие включения рудного минерала, вокруг которого касситерит окрашен в коричневый цвет. В узкой полосе контакта 0,5—1,5 мм, наряду с мусковитом и микроклином, образуется в небольшом количестве и циннвальдит.

Таким образом, общий минералогический состав микроклин-мусковит-кварцевого грейзена следующий: кварц, мусковит, микроклин, циннвальдит, флюорит, касситерит.

2. Описание второй группы грейзенов

Кварц-мусковитовые грейзены образуются за счет как биотитовых гранитов, кварцевых порфиров, так и песчано-сланцевых пород, близких по химическому составу к гранитам.

а) Кварц-мусковитовые грейзены образующиеся за счет мусковит-кварцевых грейзенов, представляют собой следующую стадию изменения биотитовых гранитов и кварцевых порфиров в результате углубления процесса грейзенизации. В эту стадию происходит перекристаллизация минералов гранитов и ранее образовавшихся грейзеновых минералов. Черты гранита исчезают, и грейзены приобретают равномернoзернистую, пятнистую или полосчатую текстуру. Исчезает разница в размере чешуек мусковита, образовавшегося по полевым шпатам и биотиту. Кварц гранита и кварцевого порфира расчленяется на мелкие зерна и, очевидно, также участвует в построении слюды, потому что количество его уменьшается. Расчленение зерен кварца начинается с периферии по тонким трещинкам, в которые проникает мусковит. Сначала эти отчлененные зерна продолжают сохранять связь с ненарушенной центральной частью зерна кварца и имеют одинаковую с ним оптическую ориентировку; постепенно они все более и более разобщаются и становятся все мельче и мельче, а местами вовсе исчезают. Вдоль трещин и около пор в грейзене мусковит становится крупночешуйчатым (до 1—2 см), количество его увеличивается, и кварц в таких участках или отсутствует, или очень редок. Листочки мусковита вследствие обогащения литием приобретают розовый цвет и ориентируются параллельно стенкам трещин.

Ниже приводится описание различных по текстуре кварц-мусковитовых грейзенов.

Пятнистые кварц-мусковитовые грейзены (месторождения Шумиловское и Молодежное) состоят из мусковита, кварца, флюорита, топаза, вольфрамита, касситерита, рутила, хлорита, бенжаминита и шеелита. Из первичных минералов сохраняются в них циркон, апатит и монацит.

Скопления мусковита в грейзене имеют овальную или округлую форму и соединяются тонкими трещинками, по стенкам которых также развивается крупночешуйчатый литийсодержащий мусковит. Эти участки придают грейзену пятнистый характер. Иногда под микроскопом в них можно наблюдать реликты мусковит-кварцевого грейзена.

Полосчатые кварц-мусковитовые грейзены (месторождение Спокойное) состоят из мусковита, кварца, альбита, берилла, гипнерита; в резко подчиненном количестве присутствуют бенжаминит, топаз, пирит, арсенопирит, халькопирит, гранат. Полосчатая текстура обусловлена чередованием полос, не одинаковых по мощности (но не больше 8 см) и минералогическому составу. Отдельные полосы отличаются также количественным соотношением и расположением минералов в пределах полосы. Никакой закономерности в чередовании полос различного состава подметить не удается. В одних местах полосы гипнерита чередуются с полосами мусковита, мощность полос неодинакова и не превышает 1,7 см. Контакты между полосами не резки, но отчетливы. Полосы мусковита ветвятся, когда мусковит проникает между зернами кварца. В некоторых зернах кварца встречаются реликты микроклина и

большое количество газово-жидких включений, располагающихся по зонам роста.

В кварц-мусковитовых, смешанных полосах кварц местами имеет пластинчатое строение и перемежается с мусковитом, вместе с которым замещает полевые шпаты. Гюбнерит приурочен к полосам мусковита. В других местах полосы мелкозернистого альбита с гюбнеритом чередуются с полосами кварца и мусковита или с полосами кварца с гюбнеритом и лучистым бериллом. В третьих — тонкие (4—5 мм мощности) полосы мусковита чередуются с более мощными (2 см мощности) полосами кварца. Кристаллы кварца нарастают гранями призмы на мусковит и ориентированы параллельно полосчатости. Помимо них, местами встречаются гнезда мелких кристаллов кварца, тесно срастающихся друг с другом.

Несколько позже рудный кварц проникает между листочками мусковита, замещает грейзен, образуя линзы, прожилки и жилы, согласные с направлением полосчатости. К этим выделениям кварца приурочены крупные лучистые агрегаты зеленого полупрозрачного берилла. Необходимо отметить, что гюбнерит, берилл и бенжаминит появляются тогда, когда процесс метасоматического замещения гранита зашел довольно далеко и появились пути для рудных растворов, которые образуют рудные кварцевые прожилки и линзы.

Весьма редок в грейзене гранат. Он имеет округлые очертания. Мелкие зерна его с периферии и по трещинкам замещаются бесцветной слюдой. Флюорит окаймляет небольшие гнезда гюбнерита, кристаллизующиеся на границе кварцевых и мусковитовых полос.

б) Кварц-мусковитовые грейзены, образующиеся за счет ороговикованных алевролитов (месторождения Баджираевское, Ангатуйское и Спокойное) состоят из мусковита, кварца, флюорита, топаза, касситерита, гюбнерита, монацита, апатита, турмалина, граната, арсенопирита, пирита, халькопирита, бенжаминита. В ороговикованных алевролитах в цементе много альбита, и цемент преобладает над обломочным материалом. В алевролите, вдали от контакта с жилой, листочки мусковита мелкие и среди них еще встречается альбит, но по мере приближения к жилам количество мусковита увеличивается, листочки его укрупняются, ориентируются параллельно контактам жил и, наконец, срастаются с оторочкой мусковита в зальбандах жил. Обломки кварца перекристаллизовываются, принимают округлую форму, корродируются мусковитом, а обломки полевых шпатов нацело замещаются мусковитом. В этих грейзенах часто встречаются сравнительно крупные выделения апатита и очень редок турмалин. Флюорит образует частые, тонкие, параллельные полосы, к которым приурочен арсенопирит. Касситерит нередко образует тесные сращения с гюбнеритом, и они распределяются неравномерно вдоль контакта жил. К ним присоединяется арсенопирит, реже пирит, халькопирит и бенжаминит. Помимо них, но значительно реже, встречается монацит.

Кварц-хлорит-мусковитовые грейзены образуются за счет как алевролита (месторождение Ангатуйское), так и керсантита (месторождение Шумиловское).

а) Кварц-хлорит-мусковитовые грейзены, образующиеся за счет алевролита, представляют собой светлосерую породу с массивной или полосчатой текстурой. С увеличением хлорита порода становится более темной. Грейзены состоят в основном из кварца, мусковита, хлорита и альбита. Под микроскопом на фоне их выделяются более крупные и редкие отдельные кристаллы или небольшие скопления биотита,

турмалина, апатита, флюорита, актинолита, эпидота и сульфидов. Структура породы лепидо- и микрогранолепидобластовая.

Скопления мусковита, биотита, хлорита и флюорита с сульфидами придает породе пятнистый вид. Помимо этого встречаются скелетные листочки биотита и мусковита или лучистые агрегаты актинолита и полосы эпидота. Турмалин и апатит распределяются неравномерно в грейзенах и часто кристаллы турмалина, так же как серицит и мусковит, ориентируются под прямым углом друг к другу. Турмалин замещается зеленым хлоритом. В некоторых случаях минералы цемента интенсивно замещаются флюоритом.

б) Кварц-хлорит-мусковитовые грейзены, развивающиеся за счет керсантита, представляют собой зеленовато-серую породу, состоящую из кварца, хлорита, мусковита, кальцита. В подчиненном количестве встречаются магнетит, вольфрамит, касситерит, турмалин, гранат, арсенопирит, рутил. Из реликтовых минералов обнаружены плагиоклаз, биотит, циркон и апатит.

Кварц-циннвальдитовые грейзены образуются за счет спессартитов. В результате грейзенизации спессартиты на контакте с рудными жилами полностью перекристаллизовываются, преобразуясь в мелкозернистый кварц-циннвальдитовый грейзен. Его состав: циннвальдит, кварц, серицит, хлорит, эпидот, флюорит, цоизит, кальцит, магнетит. Структура грейзенов порфировая (реликтовая). Порфиновые «вкрапленники» представлены кварцем или скоплениями темноцветных. «Вкрапленники» кварца имеют округлую форму и достигают 4 мм в поперечнике. Центральная часть их прозрачная, без включений, угасает неодновременно с периферической частью, сложенной мутным кварцем с включениями серицита или агрегатом мелких кристаллов кварца с мозаичной структурой. «Вкрапленники», сложенные вторичными темноцветными — циннвальдитом, магнетитом, хлоритом и эпидотом, — также имеют округлую форму.

Основная масса грейзена сложена циннвальдитом, хлоритом, серицитом, кварцем, заполняющими пространство между «вкрапленниками». Наблюдается обтекание «вкрапленников» мелкочешуйчатым циннвальдитом, который образовался, по видимому, за счет роговой обманки. Процесс изменения спессартитов описан выше.

Кварц-мусковит-биотитовые грейзены образуются за счет порфирита. Они состоят из биотита, мусковита, кварца, апатита, актинолита, хлорита, кальцита, рутила и сфена. Встречаются остатки плагиоклаза. Процесс изменения порфирита в грейзен описан выше.

Турмалин-хлорит-мусковитовые грейзены (месторождение Ангатуйское) представляют собой темносерую, почти черную породу. Они образуются за счет филлитовидных сланцев и обладают тонкосланцеватой текстурой и шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. При увеличении количества мусковита и кварца и уменьшении хлорита и турмалина окраска их становится светлее.

Грейзен состоит в основном из серицита, мусковита, хлорита, кварца, флюорита и турмалина. В меньшей степени в нем присутствуют биотит, эпидот, апатит и сульфиды.

Чешуйки серицита располагаются под углом 90° друг к другу или ориентированы параллельно друг другу, иногда собраны в мелкие складочки. Турмалин значительно более крупнокристаллический (до 1 мм в длину) и ориентирован по-разному. Его особенно много в местах, обогащенных сульфидами. Он образует включения в мусковите, флюорите, срastaется с апатитом, окружен биотитом и хлоритом и редко эпидотом.

Ближе к жилам листочки серицита становятся крупнее и превращаются в мусковит. Мусковит образует полосы вместе с кварцем, которые чередуются с такими же по составу полосами, обогащенными турмалином и сульфидами. Мусковит в различных полосах ориентирован по-разному: в полосах с турмалином все листочки вытянуты параллельно друг другу, а турмалин перпендикулярно к этому направлению. В полосах без турмалина листочки мусковита менее крупны и ориентированы под углом друг к другу. Эти грейзены развиты чаще всего в висячем боку жил.

3. Описание третьей группы грейзенов

Кварц-топаз-циннвальдитовые грейзены, которые образуются за счет встречающихся в граните (месторождение Шумиловское) ксенолитов гранодиоритового состава, имеют неширокое распространение. Их состав и структура непостоянны. В случае преобладания топаза над циннвальдитом структура грейзена неравномернозернистая, когда же циннвальдит преобладает над топазом — равномернозернистая. Флюорит корродирует и топаз и циннвальдит, замещает их и образует довольно крупные выделения фиолетового и лилового цвета, размером до 1 см. Минералогический состав грейзена — топаз, циннвальдит, кварц, касситерит, флюорит, пирит, бенжаминит, ковеллин, базовисмутин. Из реликтовых минералов встречаются плагиоклаз, микроклин, циркон и рутил. Плагиоклаз сохраняется только в том случае, если бывает включен в микроклин. Крупные кристаллы его замещаются крупными же скелетными листочками циннвальдита, топазом, флюоритом и кварцем. Пертитовые вроски альбита в микроклин замещаются хлоритом. Микроклин в первые моменты изменения породы более устойчив, чем плагиоклаз, поэтому реликты его (3—6 мм) встречаются чаще. Он замещается кварцем, топазом, циннвальдитом, флюоритом и хлоритом. Все эти минералы проникают по спайности микроклина, придавая ему иногда сетчатый вид. При разложении микроклина в первую очередь образуется кварц, позже — мелкие листочки циннвальдита и значительно более редко — топаз и флюорит. В микроклин в небольшом количестве присутствуют газовой-жидкие включения. Циркон почти нацело разложен, слабо поляризует и имеет бурую окраску. Циннвальдит в грейзене присутствует в виде двух разновидностей. Наиболее крупные листочки (до 6×2 мм) кристаллизуются раньше топаза. Циннвальдит, очевидно, замещает биотит и образует псевдоморфозы по плагиоклазу. Такие листочки циннвальдита встречаются только в слабо измененных участках, где реликты полевых шпатов еще сохраняются. Наибольшее значение имеет мелкочешуйчатый циннвальдит (доли миллиметра). Он кристаллизуется вместе с топазом и позже него; корродирует топаз, проникает в него по спайности, замещает его. Иногда, наоборот, топаз проникает в циннвальдит по спайности. По спайности в циннвальдит проникает флюорит. Топаз кристаллизуется в виде крупных (до 1—1,5 мм) и мелких зерен с неправильными очертаниями. Он корродирует крупные листочки циннвальдита и сам корродируется и местами замещается мелкими листочками циннвальдита, флюоритом и тонкочешуйчатой зеленоватой слюдой. Топаз интенсивно замещает полевые шпаты и кварц, образовавшийся при их разложении. В топазе по периферии располагаются газовой-жидкие включения. Кварца в грейзене очень мало. Он образуется при разложении полевых шпатов, особенно микроклина, в виде округлых, овальных мелких зерен. Некоторые из них срastaются, образуя более крупные выделения (до

1 мм). Большинство зерен кварца разобщено тонкой полоской микроклина. Позже, при перекристаллизации грейзена, кварц почти полностью идет на построение молекул топаза и циннвальдита, потому что в грейзене кварц почти не встречается. Лишь в некоторых местах наблюдается небольшое количество кварца, заполняющего промежутки между зернами топаза. Этот кварц отличается тем, что не содержит газовой жидких включений. Флюорит кристаллизуется позже топаза и циннвальдита. Он не только образует крупные (до 1 см) скопления между ними, но проникает по тончайшим трещинкам в топаз, циннвальдит, микроклин, плагиоклаз, корродирует и замещает их. Остальные минералы имеют второстепенное значение.

Мусковит-топаз-кварцевые грейзены представляют собой следующую стадию изменения кварц-мусковитовых грейзенов, образующихся за счет биотитовых гранитов (месторождения Шумиловское и Спокойное). Они развиваются в тех местах, где вторая стадия рудной минерализации проявилась в большом масштабе. Количество топаза в грейзене этого типа различно и колеблется в широких пределах. От кварц-мусковитовых грейзенов эти грейзены отличаются обычно большим содержанием касситерита, более крупными листочками мусковита и структурой. Минералогический состав мусковит-топаз-кварцевого грейзена — кварц, топаз, мусковит, вольфрамит, касситерит, флюорит, арсенипирит, пирит, халькопирит, гидромусковит.

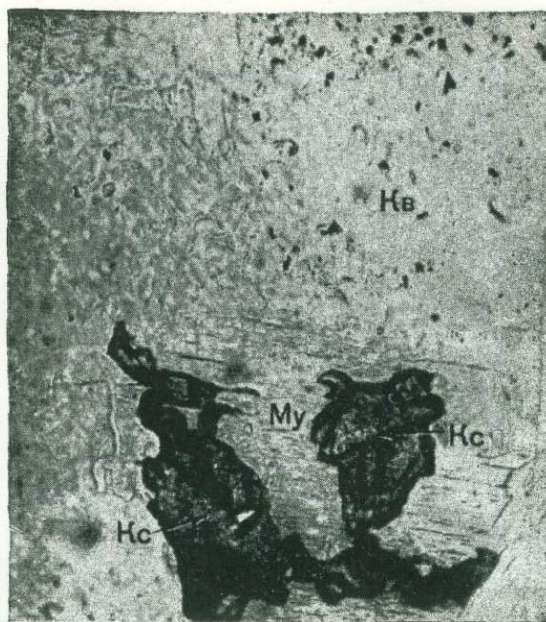
Кварц в составе грейзена обычно преобладает и лишь местами уступает мусковиту или топазу. Сохранившиеся реликтовые крупные зерна кварца расчленяются топазом на все более и более мелкие или образуют вторичным мелкозернистым кварцем, образовавшимся при разложении полевых шпатов. Иногда вторичный кварц отделяется от реликтового узкой оторочкой мусковита. Кварц в небольшом количестве образуется при замещении биотита мусковитом. Перекристаллизованный кварц встречается в виде крупных идиоморфных кристаллов до 0,5 см в поперечнике среди топаза и мусковита или заполняет промежутки между листочками мусковита и зернами топаза.

Топаз на контакте с жилами более крупнокристаллический, чем вдали от них. Он образует длиннопризматические кристаллы (до 0,5—1 мм), обращенные вершинами в сторону жилы. На расстоянии 1—1,5 мм от контакта с жилой топаз становится мелкоигльчатый и часто образует лучистые агрегаты различной формы и ориентировки. Еще дальше от жилы кристаллы топаза имеют различные, но менее крупные размеры и обладают неправильной округлой формой. Топаз развивается по трещинам и границам реликтового кварца, расчленяет его на мелкие или образует короткие прожилки и корродируется кварцем, мусковитом и флюоритом. Очевидно, касситерит и вольфрамит кристаллизуются одновременно с топазом. Лишь иногда можно видеть, как касситерит обрастает топаз и заполняет трещинки в нем. В некоторых случаях касситерит идиоморфен по отношению к топазу. Вольфрамит вместе с мусковитом проникает по спайности топаза. Топаз замещается гидромусковитом и каолинитом.

Мусковит крупными (0,1—0,2 мм) веерообразными листочками нарастает на бывшие зерна плагиоклаза, нацело замещенные серицитом. В других местах очертаний плагиоклаза не сохраняется, и листочки мусковита располагаются беспорядочно. В мусковите, образовавшемся по биотиту, встречаются циркон, апатит, вольфрамит, касситерит (фиг. 62, 63), рутил. На него часто нарастает мелкочешуйчатый мусковит. Муско-

вит нарастает на вольфрамит и корродирует его, проникает по трещинкам в реликтовый кварц. Иногда по спайности мусковита кристаллизуются топаз и касситерит (см. фиг. 63). В мусковите содержатся литий и олово.

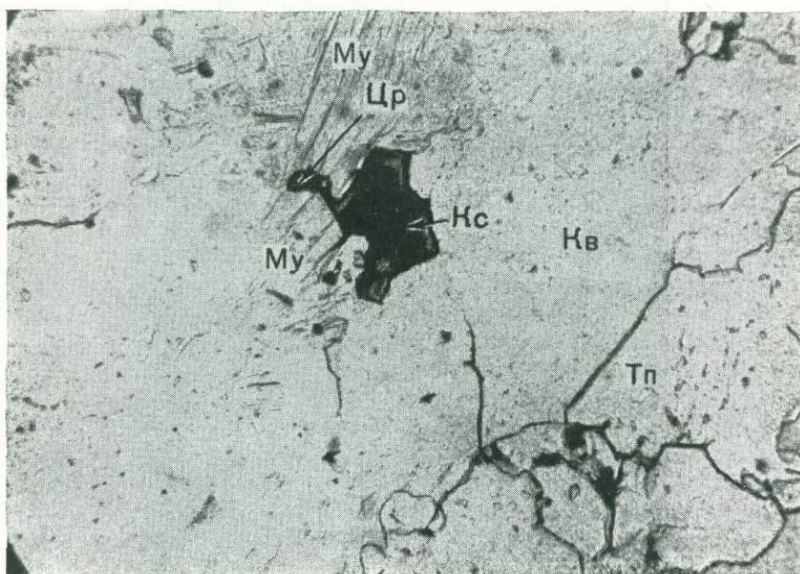
• Флюорит встречается чаще и в более крупных выделениях, чем в мусковит-кварцевых грейзенах. Цвет его фиолетовый. Он корродирует кварц, вольфрамит, топаз, развиваясь по спайности топаза и мусковита.



Фиг. 62. Касситерит (Кс) проникает по спайности в мусковит (Му), образовавшийся по биотиту. Кварц (Кв). $\times 72$. Ник. ||. Месторождение Спокойное.

Кварц-мусковит-альбитовые грейзены (месторождение Баджираевское) состоят из альбита, мусковита и кварца как главных породообразующих минералов и небольшого количества арсенопирита, циркона, апатита и флюорита. Среди кварца можно выделить гидротермальный кварц, как бы пропитывающий породу и обломочный, в значительной мере корродированный альбитом, мусковитом и флюоритом. Мусковит образуется по альбиту относительно крупными (0,1—0,2 мм) лапчатыми листочками. Флюорит, помимо скоплений «кружевного» строения, образует прожилки, в которых встречается арсенопирит. «Кружевное» строение флюорита обусловлено проникновением его между листочками мусковита, зернышками альбита и кварца. Арсенопирит также встречается в грейзене и отдельно от флюорита и часто бывает окружен мусковитом. Дальнейшее изменение приводит к почти полному замещению альбита серицитом и мусковитом. Помимо мусковита, появляются небольшие (0,2—0,3 мм) скопления касситерита, состоящие из весьма мелких кристаллов, приуроченных к выделениям флюорита. Возникновение таких грейзенов возможно только за счет пород, богатых натрием, какими являются алевролиты Баджираевки.

Кварц-альбитовые грейзены (месторождение Ангатуйское) образуются за счет алевролитов. Они представляют собой серого цвета породу с тонкополосчатой или массивной текстурой, обусловленной редкими тонкими (до 1 мм) прожилками кварца или биотита, вокруг которых грейзен осветлен сильнее. Грейзен состоит из кварца и альбита с небольшим количеством серицита, биотита, апатита, рутила, турмалина и арсенопирита, окруженного крупными листочками хлорита, флюоритом или кварцем, заполняющими поры в породе. В некоторых местах биотит



Фиг. 63. Касситерит (Кс) сечет мусковит (Му), образовавшийся по биотиту. Топаз (Тп), кварц (Кв), циркон (Цр). $\times 72$. Ник. ||. Месторождение Спокойное.

и мусковит образуют крупные, редкие лапчатые листочки. К этим же участкам приурочены и выделения цоизита, тоже более крупные, чем альбит.

Мусковит-топазовые грейзены образуются за счет кварц-мусковитовых грейзенов, которые в свою очередь образуются за счет мусковитовых гранитов (месторождение Спокойное). Они имеют крайне неравномернозернистую структуру и пятнистую текстуру. В грейзене наблюдается большое количество пор и пустот. Пятнистость обусловлена обособлением топаза от мусковита, линзами и гнездами серого сливного кварца с гюбнеритом (2—3 мм), скоплениями (до 6×5 мм) арсенопирита и мелкими иголочками бенжаминита. Топаз, слагающий в основном грейзен, окрашен в белый цвет, а топаз, нарастающий мелкими кристаллами (доли миллиметра) на стенки пустот, бесцветен. Основание этих мелких кристаллов топаза сливается обычно с общей мелкозернистой белой массой топаза. В мусковит-топазовом грейзене встречаются крупные кристаллы воднопрозрачного кварца размером до 4—5 см в поперечнике. Топаз корродирует эти кристаллы и проникает

между ними. Мусковит-топазовый грейзен занимает небольшие (в несколько сантиметров) участки среди кварц-мусковитового грейзена. Таким образом, общий минералогический состав грейзена следующий: главные минералы — топаз и мусковит, второстепенные — кварц, гюбнерит, арсенопирит и бенжаминит.

Циннвальдит-топазовые грейзены, образованные за счет песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (месторождение Этыкинское), имеют следующий минералогический состав: топаз, циннвальдит, флюорит, серицит, кварц и рудные минералы — касситерит, вольфрамит, колумбит, пирит, арсенопирит, станнин и сфалерит. Количественные соотношения топаза и циннвальдита непостоянны. В самом контакте с жилой обычно кристаллизуется топаз в виде сплошной мелкозернистой (сотые и тысячные доли миллиметра) массы, почти целиком заместившей вмещающую породу. Непосредственно за указанной полосой сплошного топаза следует полоса, состоящая из более крупных зерен топаза, листочков циннвальдита, касситерита, колумбита и вольфрамита. Еще дальше от контакта количество топаза постепенно уменьшается. Он кристаллизуется в виде идиоморфных и полудиоморфных, разобщенных кристаллов, иногда группирующихся в небольшие скопления. В большинстве метакристаллов топаза сохраняются округлые реликтовые зерна кварца и циннвальдита и углистое вещество. Они отличаются значительно более крупными размерами, чем минералы цемента и обломки. Наоборот, чем дальше от контакта, тем размер рудных минералов меньше. Иногда на контакте с жилами циннвальдит и серицит преобладают над топазом. Это наблюдается в тех местах, где зальбанды жил сложены кварцем или циннвальдитом, а не топазом. К этим участкам приурочены небольшие скопления чрезвычайно мелкозернистого касситерита или флюорита округлой формы. Флюорит появляется несколько позже и замещает не только минералы метаморфизованных осадочных пород, но и топаз и циннвальдит. В отдельных случаях можно наблюдать, как флюорит проникает во вмещающие породы, корродирует топаз и кристаллизуется дальше от контакта с жилами, чем топаз.

В некоторых случаях циннвальдит-топазовые грейзены очень неоднородны: одни участки состоят из циннвальдита, который иногда нарастает на кубики пирита, содержащие касситерит, или обрастает бесцветным флюоритом. Другие участки состоят из очень мелкозернистого топаза, циннвальдита и флюорита. Третьи участки перекристаллизованы слабее и состоят из мелкочешуйчатого циннвальдита и серицита с небольшим количеством флюорита и углистого вещества. В распределении всех трех участков нет особой закономерности. Они образуют чередующиеся микрополосы или пятна. Сульфиды появляются позже, заполняют мелкие поры и тонкие трещинки в грейзенах и рассеяны очень неравномерно. Мощность грейзенов не превышает 1—5 см.

Мусковитовые грейзены образуются за счет как гранитов, так и алевролитов, песчаников и глинистых сланцев.

а) Мусковитовые грейзены, образующиеся за счет переработки биотитовых гранитов (месторождения Шумиловское и Спокойное), возникают не сразу. Им предшествует несколько стадий изменения гранитов и преобразование их в двуслюдяные, мусковитовые граниты и грейзены — мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые и только после этого образуются мусковитовые грейзены, которые состоят преимущественно из беспорядочно ориентированных листочков мусковита размером иногда до 3 мм. Более редко мусковит образует лучистые агрегаты. В мусковитовом грейзене обычно не сохраняется никаких следов гранита. Изредка

только можно наблюдать реликты альбита. Мусковит образует псевдоморфозы по альбиту или развивается вдоль трещин спайности и по двойниковым швам. Полосчатость и пятнистость в мусковитовом грейзене выражены слабо. Отдельные полосы и пятна отличаются друг от друга размером листочков мусковита, их ориентировкой, присутствием или отсутствием берилла, топаза, гюбнерита, кварца и флюорита. Перечисленные выше минералы обычно приурочены к участкам и полосам более крупнокристаллического мусковита.

б) Мусковитовые грейзены, образующиеся за счет алевролитов, песчаников и глинистых сланцев, отличаются некоторым разнообразием.

Так (Ангатуйское месторождение), за счет серицитовых сланцев образуются простые по составу мусковитовые грейзены, которые слагают тонкие зоны, непосредственно прилегающие к рудным телам. Листочки мусковита имеют изометричную форму. К этим узким зонам мусковитового грейзена приурочены мелкие выделения арсенопирита и касситерита.

На Баджираевском месторождении мусковитовый грейзен образуется обычно путем преобразования более ранних кварц-альбитовых грейзенов. В частности, можно проследить все переходы от кварц-альбитового до мусковитового грейзена. Так, среди мусковитового грейзена иногда наблюдаются сохранившиеся кварц-альбитовые участки, не замещенные мусковитом. Мусковит образует в них полосы и пятна, в которых отдельные чешуйки ориентированы приблизительно одинаково. Нередко среди мусковита можно встретить арсенопирит, окруженный флюоритом. В арсенопирите в виде включений встречается циннвальдит. Флюорит и вторичные минералы по арсенопириту располагаются среди мусковита полосами и линзами и придают породе полосчатую текстуру. Мусковитовый грейзен сечется тонкими (0,2 мм) кварцевыми прожилками, ориентированными под углом к сланцеватости. От прожилков кварца отходят тончайшие апофизы, имеющие согласное простирание с полосами мусковита и флюорита. В этих тонких апофизах, помимо кварца, в зальбандах образуется микроклин. Наконец, в еще более измененных участках, где количество арсенопирита и флюорита увеличивается, появляется мелкокристаллический желтовато-коричневый касситерит в виде небольших (0,3 мм) линзовидных скоплений.

Дальнейшее изменение приводит к тому, что только кое-где можно обнаружить среди мусковита мелкие отдельные зерна альбита. Листочки мусковита в этом мусковитовом грейзене более крупны и ориентированы под углом друг к другу, что придает породе массивную текстуру. Касситерит и арсенопирит образуют полосы в этом грейзене мощностью до 4 мм, в которых количество касситерита достигает 20—30%. Кроме того, оба минерала более крупнокристаллические (1,5 мм), чем в первом случае. Касситерит или образует включения в арсенопирите, или нарастает на него и сам содержит включения арсенопирита.

В наиболее сильно метаморфизованной части возникает почти мономинеральная мусковитовая порода, состоящая из относительно (0,2—0,3 мм) крупных листочков мусковита с полосами и гнездами флюорита и редкими, рассеянными кристаллами арсенопирита. В отдельных местах вместе с флюоритом и арсенопиритом встречаются апатит и касситерит. Флюорит, апатит и сульфиды заполняют промежутки между листочками мусковита, корродируют их, проникая по спайности. Поры и трещинки в мусковитовом грейзене заполнены гидротермальным кварцем. Контакты его с мусковитовым грейзеном не резки вследствие того, что он

проникает между ближайшими к контакту листочками мусковита и включает их.

В других случаях (месторождение Спокойное) мусковитовый грейзен образуется за счет сланцев и песчаников. Вначале песчаники и сланцы превращаются в мусковит-кварцевые, затем кварц-мусковитовые и только потом уже в мусковитовые грейзены. Мусковитовый грейзен, таким образом, крайний член в ряду измененных пород. В нем в редких случаях обнаруживаются реликты сланцеватой текстуры. Этот грейзен развит непосредственно на контакте с кварцевыми жилами и прожилками; мощность полосы грейзена колеблется от нескольких миллиметров до 1—2 см.

В мусковитовом грейзене наблюдаются три разновидности мусковита. Один — крупнокристаллический, образуется в результате сегрегации серицита. Затем по трещинам в такой грейзен проникают крупные удлиненные ориентированные вдоль трещин листочки мусковита второй разновидности. Третья разновидность мусковита, представленная длинными тонкими листочками, пересекает кристаллы мусковита первого и второго типов.

Кроме мусковита, в мусковитовом грейзене содержатся касситерит, флюорит, топаз, гюбнерит, монацит.

Топаз-циннвальдит-мусковитовые грейзены образуются за счет плагиогранит-порфира и сферолитового порфира (месторождение Этыкинское). Они состоят из топаза, циннвальдита, мусковита, флюорита; редки томсенолит, рутил, кварц и кальцит. Из рудных минералов присутствуют касситерит, арсенопирит, пирит. Из реликтовых минералов встречаются плагиоклаз, калишпат, биотит, циркон, апатит, кварц. Обычно грейзен имеет зональное строение: в непосредственном контакте с рудными жилами в грейзене сосредоточивается наибольшее количество мелкозернистого топаза в виде тонкой (0,5 мм) полосы, протянувшейся вдоль зальбанда. Дальше следует полоса более крупнозернистого (мощностью до 1,5 мм) топаза с небольшим количеством циннвальдита и флюорита. Еще дальше от контакта только плагиоклазы-вкрапленники интенсивно корродируются топазом и флюоритом, а в основной массе породы топаз, циннвальдит и флюорит сосредоточиваются лишь в отдельных участках небольшими пятнами. Мощность такой полосы 6 мм.

В других случаях такой зональности не наблюдается. Основная масса породы почти нацело замещена агрегатом циннвальдита, топаза, томсенолита и флюорита, а фенокристы плагиоклазов остаются почти неизменными.

Таким образом, структура грейзена бластопорфировая, если изменение пород сравнительно слабое, и полосчатая при сильном изменении и полном преобразовании плагиогранит-порфира и сферолитового порфира.

Топаз-флюоритовые грейзены образуются также за счет плагиогранит-порфира и сферолитового порфира (месторождение Этыкинское) и представляют собой результат более глубокого изменения этих пород, чем описанные выше грейзены. Флюорит замещает топаз, циннвальдит, мусковит и реликты полевых шпатов. Минералогический состав грейзена сходен с описанным выше, но отличается от него количественным соотношением главных минералов, т. е. в описываемом грейзене преобладают флюорит и топаз, остальные минералы имеют резко подчиненное значение.

Структура грейзена пятнистая вследствие неравномерного замещения флюоритом других минералов, слагающих грейзен.

Топазовые грейзены образуются и за счет гранитов, и за счет аркозовых алевролитов и глинисто-углистых сланцев.

а) Топазовые грейзены, образующиеся за счет гранитов, являются крайними продуктами изменения последних. Они образуются там, где жилы и мусковит-кварцевые грейзены подверглись наибольшему дроблению и где вторая стадия минерализации (на Шумиловском месторождении) проявилась наиболее сильно. Топаз заполняет трещинки и проникает в мусковит-кварцевый грейзен по мельчайшим порам, границам зерен слагающих его минералов, замещая их частично или нацело.

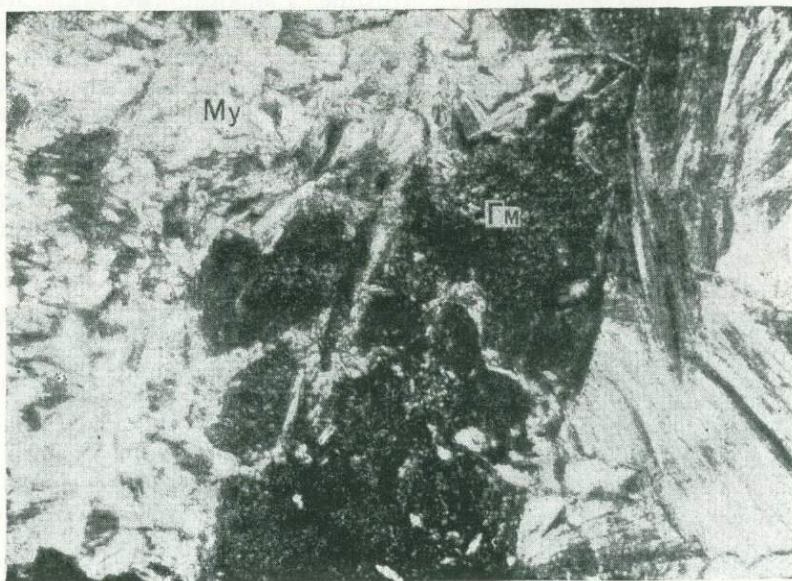
Описываемый грейзен представляет собой мелкозернистую породу белого, голубовато-серого или желтоватого цвета вследствие замещения топаза вторичными минералами — мусковитом и гидромусковитом. В нем много крупных и мелких пор и пустот, местами встречаются реликты мусковит-кварцевого грейзена; мощность топазового грейзена достигает 0,2 м.

Минералогический состав топазового грейзена — топаз, касситерит, колумбит, вольфрамит, циркон, флюорит, арсенопирит, пирит, сфалерит, халькопирит, станнин, галенит, мусковит, гидромусковит, хлорит. Из гипергенных минералов — каолинит, ковеллин, бедантит и др.

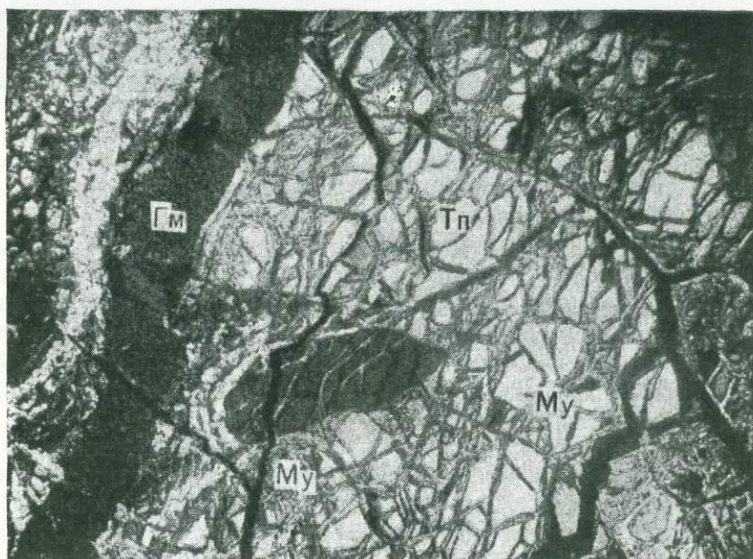
Топаз, развивающийся вдоль трещин и пустот, более крупнокристаллический, полупрозрачный, бесцветный или голубовато-серый; при замещении вторичными минералами топаз становится мутным и непрозрачным. Вдали от трещин и пустот топаз белый, мелкозернистый (доли миллиметра), образует плотные агрегаты. Форма зерен неправильная, часто округлая или длиннопризматическая, нередко наблюдаются лучистые скопления; в этих случаях параллельно с ним иногда кристаллизуется и вольфрамит. Очень редко встречаются зональные кристаллы топаза. В топазе много газо-жидких включений, располагающихся по обоим направлениям спайности, причем иногда отдельные вакуоли соединяются тончайшими каналами; размер вакуолей измеряется в микронах. Пузырек газа в большинстве из них занимает небольшую долю (10—20%) пространства вакуоли и только в редких — до 80%. Первые из них вторичные, вторые — первичные, образовавшиеся в момент кристаллизации топаза. Топаз замещается мусковитом и гидромусковитом, причем мелкозернистый топаз замещается сильнее, чем крупнокристаллический. В начальные стадии изменения топаза вторичные минералы, особенно гидромусковит, образуют псевдоморфозы по нему, а при более глубоком изменении очертания топаза исчезают и весь он целиком превращается в агрегат мусковита и гидромусковита (фиг. 64). Структура замещения топаза петельчатая (фиг. 65). На основании спектральных анализов можно сделать вывод, что изменение топаза происходит под влиянием щелочей, которые воздействуют на топаз и преобразуют его в ряд новых минералов, богатых литием и отчасти калием. Необходимо отметить также, что чем глубже изменение топаза, тем больше лития в образующихся по нему минералах.

Касситерит обычно заполняет промежутки между зернами топаза и редко корродируется топазом или идиоморфен к нему и образует включения в нем. Иногда касситерит сростается с вольфрамитом и содержит его включения. Скопления касситерита в топазовом грейзене окаймляются местами желтоватым флюоритом, мусковитом и гидромусковитом (фиг. 66). Главная масса касситерита на Шумиловском месторождении связана именно с топазовыми грейзенами.

б) Топазовые грейзены, образующиеся за счет песчаников, алевролитов и сланцев, представляют собой плотную, светлосерую породу.

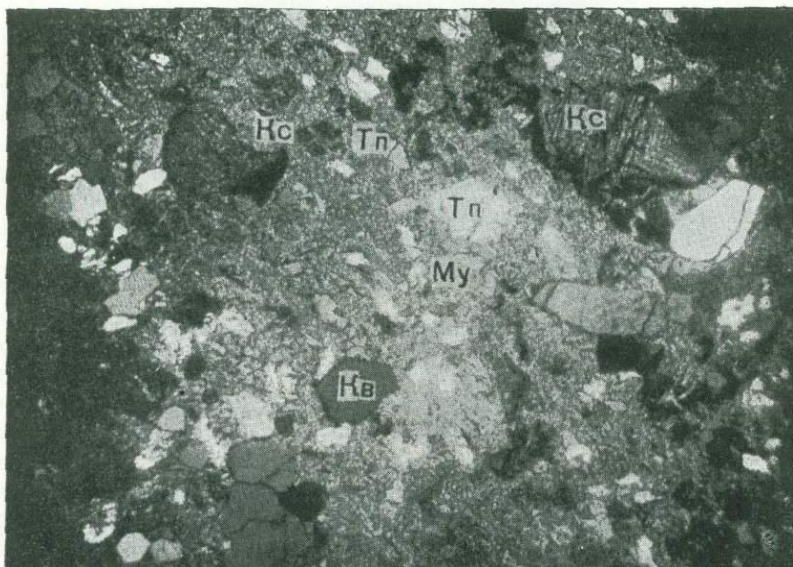


Фиг. 64. Топаз замещен мусковитом (Му) и гидромусковитом (Гм), причем вначале топаз замещается мусковитом, а затем гидромусковитом. $\times 90$. Ник. +. Месторождение Шумиловское.



Фиг. 65. Петельчатая структура замещения топаза (Тп) мусковитом (Му). Гидромусковит (Гм). $\times 20$. Ник. +. Месторождение Шумиловское.

При грейзенизации в сланцах исчезает сланцеватая текстура и заменяется массивной. Они становятся плотными, крепкими, местами полосчатыми или пятнистыми, с раковистым изломом. Замещению подвергается вся порода одновременно. В алевролитах и песчаниках в первую очередь изменению подвергается цемент. Полевые шпаты замещаются серицитом, топазом, флюоритом и циннвальдитом. Обломки кварца интенсивно корродируются и замещаются топазом и флюоритом. Главный минерал указанных грейзенов — топаз. Кроме него, в их составе встречаются кварц, полевой шпат, циннвальдит, флюорит, касситерит, колумбит, вольфрамит, магнетит, турмалин, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, молибденит, кальцит.



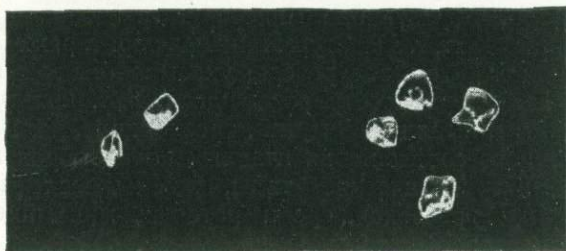
Фиг. 66. Зональный касситерит (Кс) в топазовом грейзене. Топаз (Тп) замещается мусковитом (Му). Кварц (Кв). $\times 20$. Ник. +. Место-рождение Шумиловское.

Топаз окрашен в белый цвет, часто полупрозрачен. Вблизи контакта с жилами он образует сплошные скопления, состоящие из мелких (доли миллиметра) неправильных зерен. Кристаллы топаза представляют собой комбинацию ромбических призм. Топаз очень интенсивно замещает минералы песчаников, алевролитов и сланцев и содержит в большом количестве реликты округлых овальных зерен кварца, оставшихся незамещенными.

Помимо кварца в топазе встречаются углистое вещество и редко листочки циннвальдита, иногда располагающиеся в виде тонких зон. Многие кристаллы топаза корродируются с периферии и по спайности флюоритом, кварцем, сульфидами, окаймляются циннвальдитом. От жильного топаза топаз грейзенов отличается присутствием магния, титана и щелочей, значительно меньшим содержанием железа, воды и кальция. В грейзенах топаз мелкозернист, образует правильные кристаллы и более прозрачен. Остальные минералы встречаются вместе с топазом в разных соотношениях. Кристаллы касситерита в этих грейзенах дипирамидальные (фиг. 67).

Кварц-топазовые грейзены образуются за счет песчаников (месторождение Этыкинское). Кварц в этих грейзенах сохраняется в виде реликтовых угловатых или округлых овальных зерен, включенных в топаз. Разновидности песчаника и алевролита, где обломочный материал преобладает над цементом, нередко перекристаллизованы в типичный топаз-кварцевый грейзен. Большая часть кварца осадочных пород замещена топазом или флюоритом. По количеству в грейзенах кварц значительно уступает топазу.

Топаз — один из главных породообразующих минералов этих грейзенов. Кристаллы топаза часто имеют скелетную форму. В неполностью измененных участках сланцев топаз иногда имеет нерезкие, неотчетливые очертания. Этот грейзен встречается главным образом в сильно дробленных зонах.



Фиг. 67. Дипирамидальные кристаллы касситерита в грейзенах. $\times 20$. Месторождение Этыкинское.

Кварцевые грейзены встречаются редко, являясь конечными продуктами изменения биотитовых гранитов, а также алевролитов, песчаников и глинистых сланцев. Они образуются в непосредственном контакте с рудными жилами. Чаще всего кварцевые грейзены встречаются на более низких горизонтах месторождений. Кварц образуется, во-первых, за счет привноса кремнезема гидротермальными растворами, во-вторых, за счет разложения полевых шпатов и других минералов. Помимо новообразованного кварца присутствует еще и реликтовый кварц, который по мере увеличения степени изменения породы теряет свой первичный (магматогенный или обломочный) характер, перекристаллизовывается и становится неотличимым от гидротермального. В грейзене встречаются дипирамидальные кристаллы касситерита. Текстура грейзена массивная.

Кроме описанных выше грейзенов, которые охарактеризованы главным образом по собственным материалам, считаем необходимым привести краткую справку о составе других разновидностей грейзенов по литературным данным.

Слюдяно-полевошпатовые грейзены встречены Г. Н. Щербой (1949) на Южном Алтае и представляют собой продукты метасоматического изменения эндоконтактовых плагиоклазитов. В их составе: светлая слюда — 15—20%, плагиоклазы (альбит-олигоклаз и вторичный альбит) — 80%. Кроме того, они содержат еще турмалин, графит, флюорит, топаз и рудные минералы.

Графит-кварцевые грейзены, по данным Г. Н. Щербы (1949), образуются за счет пород, богатых углистым веществом (Алтай), которое переотлагается в виде графита.

Слюдяно-флюоритовые грейзены выделены О. Н. Лебедевой (1947). Они состоят из светлых слюд и флюорита с подчиненным количеством других минералов. Эти грейзены образуются за счет гранитов.

Турмалин-кварцевые грейзены отмечаются Г. Н. Щербой и О. Н. Лебедевой. В их составе главное значение имеют кварц и турмалин, подчиненное—топаз; иногда графит. Эти грейзены образуются за счет гранитов.

Кроме того, другими авторами отмечаются еще топаз-мусковит-гематит-кварцевые, пирит-мусковит-кварцевые, пирит-кварцевые и вольфрамит-гематит-кварцевые грейзены.

Заканчивая на этом краткое описание минералогического состава и порядка образования минералов отдельных разновидностей грейзенов, необходимо сделать следующие выводы.

1. Главные породообразующие минералы грейзенов — кварц, мусковит, биотит, циннвальдит, топаз, турмалин, флюорит, реже гранат, микроклин, хлорит, альбит. В литературе еще указывается графит. Из рудных минералов в грейзенах распространены касситерит, вольфрамит, молибденит, пирит, гематит, шеелит, висмутин, арсенопирит, халькопирит. Исходя из количественного соотношения главных породообразующих минералов, выделены минералогические типы, являющиеся закономерными в генетическом ряду грейзенов, среди которых мономинеральные разновидности представляют собой конечные продукты грейзенизации. Устанавливается тесная зависимость состава грейзенов от состава пород, подвергающихся грейзенизации, от состава привносимых компонентов и длительности процесса грейзенизации. В зависимости от того, на какой стадии прекратилась грейзенизация, находятся состав и структура грейзена. Рудные минералы нецелесообразно вводить в название грейзена или вернее в классификацию грейзенов, потому что они встречаются во многих разновидностях грейзенов. Лучше их упоминать при названии грейзена в конце, т. е., например, кварц-топазовый грейзен с касситеритом, кварц-мусковитовый грейзен с касситеритом и вольфрамитом и т. п.

2. Большая часть материалов указывает на прямую связь и взаимозависимость минералогического состава рудных жил от вещественного состава околожильных пород. Обычно те минералы, которые развиваются в околожильных измененных породах, встречаются и в жилах. Например, если грейзен кварц-мусковитовый, то в жиле мы находим кварц и мусковит. Если же грейзен циннвальдит-топазовый, то и в жилах много топаза и циннвальдита и т. д. Другая, но обратная зависимость наблюдается в содержании грейзенами рудных минералов. Так, если в рудных жилах и прожилках есть касситерит, то он есть и в околожильных грейзенах. То же можно сказать и о других рудных минералах. Если в первом случае минералогический состав жил зависит от выноса соответствующих компонентов из вмещающих пород в полость трещины и, конечно, от привноса вещества, то образование рудных минералов в грейзенах зависит исключительно от привноса компонентов и именно тех, которые имеются в рудной жиле. Состав же породообразующих минералов грейзенов зависит и от выноса и от привноса соответствующих компонентов послемагматическими растворами.

3. В настоящее время устанавливается некоторая закономерная связь оловорудных жил месторождений касситерит-кварцевой формации с грейзенами, в которых преобладающую роль играют топаз, микроклин, турмалин, циннвальдит, мусковит и флюорит. Вольфрамитовые жилы

чаще всего ассоциируются с кварц-мусковитовыми или мусковит-кварцевыми грейзенами, касситерит-вольфрамит-кварцевые жилы — с теми и другими.

Х. ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД (ГРАНИТОВ, ПЕГМАТИТОВ, АПЛИТОВ, КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ, АЛЕВРОЛИТОВ, ПЕСЧАНИКОВ И УГЛИСТО-ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ И ДР.) В ПРОЦЕССЕ ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

Теоретические основы как околотрещинного — диффузионного, так и инфильтрационного метасоматоза разработаны Д. С. Қоржинским (1946, 1951). В свете этих теоретических положений интересно рассмотреть фактический материал по грейзенизации околожильных пород в месторождениях касситерит-кварцевой формации Забайкалья. Приведенные нами выше схемы околожильной зональности показывают, что воздействие на околотрещинные породы послемагматических растворов всюду проявляется в образовании метасоматической зональности с одно-временным существованием целой серии в разной степени замещенных исходных пород. На этих схемах видно, что по мере проникновения в глубь пород упомянутых растворов зоны околотрещинного метасоматоза разрастаются, замещая друг друга, и существуют одновременно.

Изменение химического состава околожильных пород под влиянием послемагматических растворов происходит следующим образом.

1. Изменение химического состава гранитов

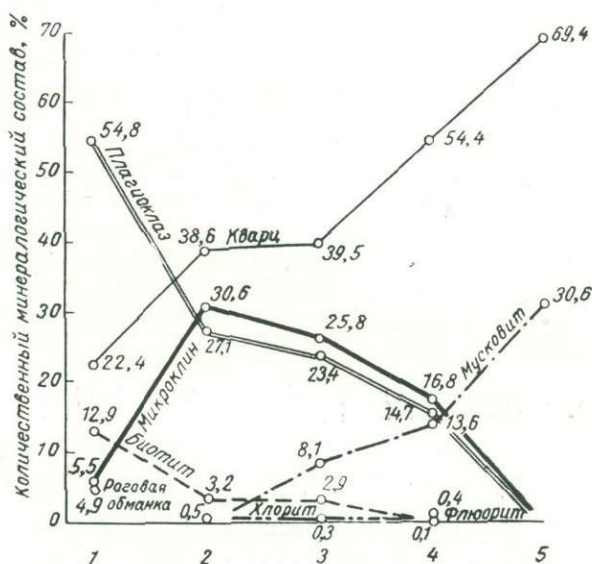
Проникающие по трещинам послемагматические растворы вызывают метаморфизм гранитов, причем в первую очередь увеличивается содержание в породе воды. Изменения начинаются с гидролиза минералов; содержание в породе других компонентов на этом этапе еще не изменяется. В наиболее удаленной от трещины зоне (в зоне двуслюдяных гранитов) происходит метаморфизм с незначительным изменением состава породы; число минералов здесь наибольшее. В дальнейшем на стадии образования мусковитовых гранитов послемагматические растворы начинают выносить из породы и вносить в нее некоторые компоненты при одновременном разложении одних минералов (биотита, плагиоклаза и микроклина) и образовании других (серпичита, мусковита, хлорита и вторичного кварца). В силу различной подвижности компонентов зоны выноса и привноса каждого из компонентов разрастаются с разной скоростью. Например, зона натрия, в связи с его быстрым и ранним выносом, разрастается быстрее зон других компонентов. Натрий и кальций на этом этапе изменения гранитов выносятся, и их содержание в породе резко падает. Одновременно наблюдается увеличение содержания калия и алюминия и продолжается привнос воды, окисного и закисного железа.

В период преобразования мусковитового гранита в типичные грейзены — в мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые, мусковитовые, топазовые и другие наблюдается опять-таки резкий вынос натрия, вынос калия, частично алюминия и значительный привнос кремния, а также привнос воды и летучих компонентов — фтора, бора, лития и металло-генных элементов, таких как олово, вольфрам, молибден, бериллий и др.

Возникшие метасоматические зоны в граните около трещин характеризуются тем, что каждая более внутренняя зона отличается от соседней, более внешней, большим числом подвижных компонентов и в соответствии с этим — меньшим числом минералов. В нашем случае за счет

гранитов около жил образуются или мономинеральные грейзены—мусковитовые, топазовые, кварцевые, или, что чаще, двуминеральные грейзены, например мусковит-кварцевые или состоящие из большего числа минералов топаз-мусковит-кварцевые (фиг. 68, 69).

Изменение содержания химических элементов в гранитах в связи с процессом грейзенизации характеризует диаграмма, составленная по кислородному методу (фиг. 70), и вариационные диаграммы (фиг. 71, 72). Из этих диаграмм и ряда химических анализов неизменных и метасоматически измененных гранитов и грейзенов можно сделать следующие



Фиг. 68. Изменение минералогического состава биотитовых гранитов в процессе грейзенизации. Месторождение Молодежное:

1 — роговообманково-биотитовый гранит (среднее из 20 шлифов); 2 — биотитовый гранит (среднее из 16 шлифов); 3 — двуслюдяной гранит (среднее из 23 шлифов); 4 — мусковитовый гранит (среднее из 23 шлифов); 5 — мусковит-кварцевый грейзен (среднее из 3 шлифов).

выводы о ходе химических изменений в исходных породах. Количество кремнезема или остается без изменений, или увеличивается за счет привноса. Многочисленный материал показывает, что процесс грейзенизации приводит в конечной стадии к интенсивному окварцеванию пород, причем это обогащение кварцем происходит как за счет разложения минералов первичной породы, так и путем привноса кремнезема извне послемагматическими растворами.

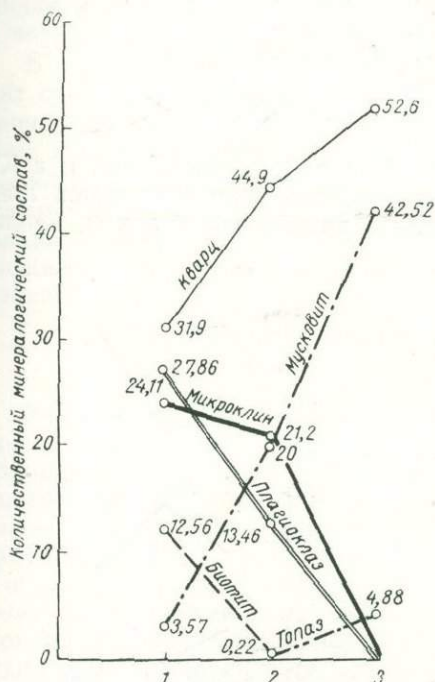
Источник кремнезема, окварцевающего грейзены, нередко вызывает споры. Так, например, Н. И. Наковник считает, что источником кремнезема является только сама порода, из которой выносятся остальные элементы и остается один кремнезем в виде кварца. Н. И. Наковник считает, что вследствие выноса значительного количества элементов из первичной породы и сравнительно незначительного привноса вещества флюидами (фтора, серы, углекислоты, металлов) вновь образовавшаяся порода становится весьма пористой и поэтому обычно имеет значительно более низкий объемный вес по сравнению с исходной породой. Таким образом, увеличение содержания кремнезема в грейзенах в отдельных

случаях показывает, по Н. И. Наковнику, лишь кажущееся увеличение по сравнению с исходной породой потому, что обычно не учитываются объемные соотношения вновь образовавшейся пористой породы — грейзена к исходной породе — граниту.

Произведенные нами химические анализы показали, что во всех случаях при грейзенизации наблюдается значительное обогащение метасоматически измененных гранитов кремнеземом, причем в кварцевых разностях грейзенов содержание кремнезема (также и по данным

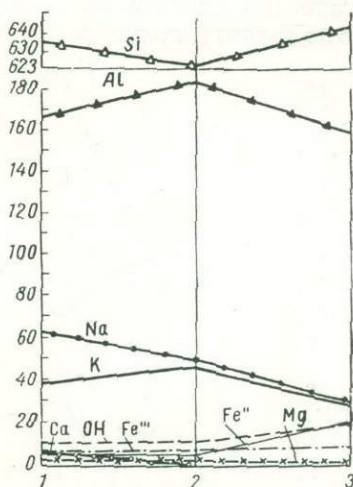
Л. Н. Булак) достигает 96%, что, естественно, не может быть объяснено только разложением минералов первичной породы, и здесь привнос кремнезема несомненен.

По проведенным нами исследованиям пористости и объемных



Фиг. 69. Изменение минералогического состава биотитовых гранитов в процессе грейзенизации. Место-рождение Спокойное:

1 — двуслюдяной гранит; 2 — мусковитовый гранит; 3 — топаз-мусковит-кварцевый грейзен.



Фиг. 70. Изменение химического состава биотитовых гранитов в процессе грейзенизации (диаграмма составлена по кислородному методу):

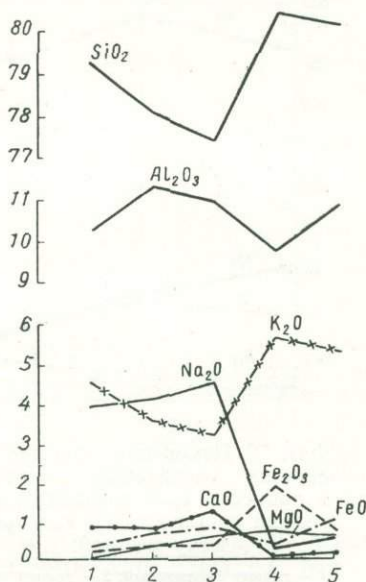
1 — гранит биотитовый; 2 — гранит мусковитовый; 3 — грейзен мусковит-кварцевый.

весов биотитовых гранитов и метасоматически измененных пород выясняется, что при грейзенизации гранитов во всех случаях наблюдается значительное уменьшение пористости. В топазовых грейзенах она уменьшается почти в два раза — с 4,62% в биотитовых гранитах до 2,46% в топазовом грейзене; в мусковит-кварцевом грейзене почти в полтора раза, т. е. до 3,56% или в два с лишним раза — до 2,01%. Пористость некоторых биотитовых гранитов составляет 3,48, а пористость образовавшегося за счет них биотит-кварцевого грейзена 1,42%. Только мономинеральные грейзены — биотитовые и мусковитовые — дали близкие к гранитам значения пористости (4,43—4,75%). Все промежуточные, метасоматически измененные разности гранитов (двуслюдяные, мусковитовые) характеризуются низкой пористостью: гранит розовый двуслюдяной — 2,97 и 3,44%.

Сопоставление объемных весов первичных неизменных биотитовых гранитов, грейзенизированных их разностей и типичных грейзенов того или иного состава показывает, что во всех случаях наблюдается увеличение объемного веса при грейзенизации:

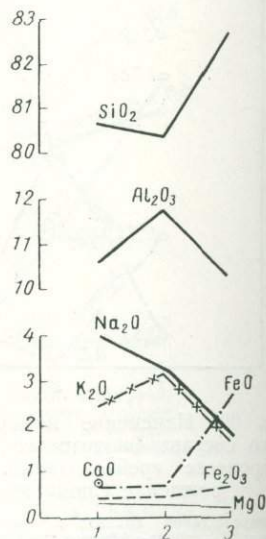
Гранит биотитовый	2,51—2,52
Гранит розовый двуслюдяной	2,56—2,59
Гранит мусковитовый	2,61
Грейзен мусковит-кварцевый	2,61—2,68—2,74
Грейзен мусковитовый	2,64
Грейзен биотитовый	2,86
Грейзен топазовый мелкозернистый с касситеритом	3,28

Все это приводит нас к выводу, что как в Забайкалье, так и в Казахстане (по данным Л. Н. Булак) при образовании всех типов грейзенов по граниту, по которым производились химические анализы, наблю-



Фиг. 71. Изменение химического состава биотитовых гранитов в процессе грейзенизации около жилы № 21 Шумиловского месторождения (вариации окислов в молекулярных процентах):

1 — биотитовый гранит. Устье р. Марфина; 2 — биотитовый гранит в 2 м от всячего бока жилы № 21; 3 — двуслюдяной гранит в 1 м от всячего бока жилы № 21; 4 — мусковитовый гранит в всячем боку жилы № 21; 5 — топаз-мусковит-кварцевый грейзен в лежачем боку жилы № 21.



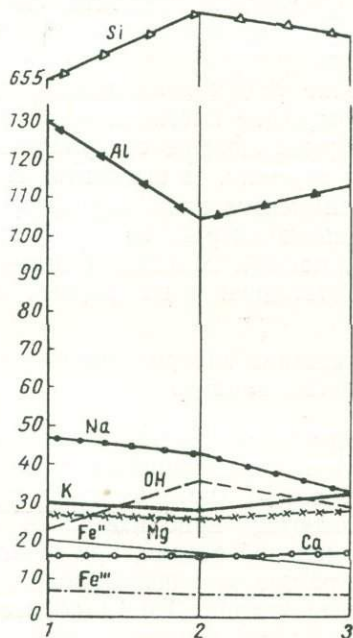
Фиг. 72. Изменение химического состава биотитовых гранитов в процессе грейзенизации в всячем боку жилы № 9 месторождения Молодежного (вариации окислов в молекулярных процентах):

1 — биотитовый гранит в 1 м от всячего бока жилы № 9; 2 — мусковитовый гранит в 0,1 м от всячего бока жилы № 9; 3 — мусковит-кварцевый грейзен в всячем боку жилы № 9.

дается привнос кремнезема. Это хорошо видно на диаграмме, составленной по кислородному методу (фиг. 70), и легко обнаруживается при сопоставлении анализов гранитов и грейзенов. Так, например, в муско-

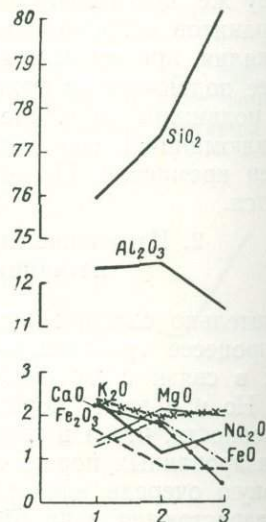
прямо за счет грейзенизированного обломочного материала или, в присутствии достаточного количества кальция, образуются топаз-флюоритовые грейзены. В связи с привнесом лития образуется или литий-содержащий мусковит, или, при наличии магнезиально-железистой среды, литийсодержащий биотит или циннвальдит.

В основном грейзенизация песчано-сланцевых пород, как и гранитов, совершается под влиянием послемагматических растворов, содержащих фтор, бор, литий, кремнезем и металлогенные элементы—олово, вольфрам, молибден и др. Наиболее подвижные компоненты из



Фиг. 73. Изменение химического состава песчаников, алевролитов и глинистых сланцев в процессе грейзенизации (диаграмма составлена по кислородному методу):

1 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы в 1–1,5 м от рудной жилы; 2 — грейзенизированные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы в 30–50 см от рудной жилы; 3 — грейзены, образующиеся за счет песчаников, алевролитов и глинистых сланцев в непосредственном контакте с рудной жилкой.



Фиг. 74. Изменение химического состава сланцев в процессе грейзенизации около жилы № 16 месторождения Спокойного (вариации окислов в молекулярных процентах):

1 — грейзенизированный кварц-мусковитовый сланец в 1 м от жилы № 16; 2 — грейзенизированный кварц-мусковитовый сланец в 30 см от жилы № 16; 3 — грейзенизированный кварц-мусковитовый сланец с альбитом на контакте с жилкой № 16.

привнесенных — вода, фтор, бор, литий. Вполне подвижный компонент натрий. Менее подвижны алюминий, калий, железо, магний, кальций. К числу подвижных следует отнести и кремний.

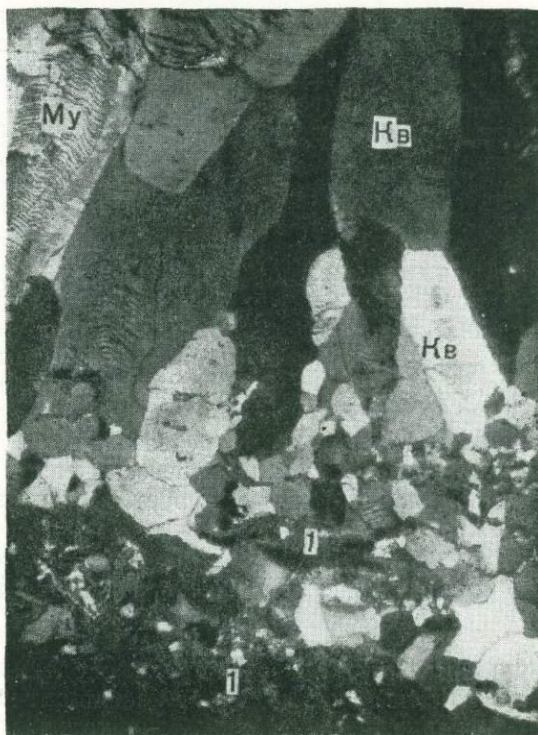
В песчано-сланцевых породах, как и в гранитах, ближе к жиле располагаются зоны со все меньшим числом минералов, иногда вплоть до мономинеральных. В этих породах мономинеральные зоны гораздо разнообразнее — мусковитовые, биотитовые, топазовые, микроклиновые, кварцевые, циннвальдитовые.

Изучение пористости алевролитов и образующихся за счет них грейзенов показало, что в алевролитах она ниже и равна 2,01–2,22%,

а в кварц-топазовых грейзенах выше и достигает 3,24—3,62% (Этыка).

Глинисто-углистый сланец имеет пористость 2,41%, а кварц-топазовый грейзен по нему — от 1,82 до 1,94%. Сопоставление объемных весов показывает, что резких колебаний в объемных весах нет, но в общем объемные веса у грейзенов несколько больше.

Например, алевролит имеет объемный вес 2,71, а образовавшийся за счет него кварц-топазовый грейзен от 2,72 до 2,76. Глинисто-углистый



Фиг. 75. Реликты кварц-мусковитового грейзена (1), образовавшегося за счет глинистого сланца, сохраняются в кварце (Кв) жилы в виде чешуек мусковита (Му) с плейчатой структурой. $\times 10$.
Ник. +. Месторождение Этыкинское.

сланец имеет объемный вес 2,70, а кварц-топазовый грейзен, образующийся по нему, — 2,80—2,82.

В качестве общих выводов из рассмотрения изменения химического состава гранитов и пород песчано-сланцевой толщи в процессе грейзенизации необходимо сделать следующие выводы.

1. Различного состава грейзеновые зоны образуются и разрастаются одновременно, причем внутренние надвигаются на внешние, начиная с жильного выполнения (фиг. 75). Иногда жильные минералы замещают внутренние мономинеральные грейзены. Это возможно только при вполне подвижном состоянии всех компонентов трещинного раствора.

2. Чаще всего на месторождениях к жильному телу примыкают зоны грейзенов с двумя или тремя минералами. Это дает нам основание пред-

полагать, что растворы трещин легко насыщались менее подвижными химическими элементами околотрещинных пород и переставали их выносить, в то время как более подвижные компоненты раствора еще продолжали реагировать с боковой породой. Только в этом случае могла появиться такая метасоматическая зональность без мономинеральных внутренних зон, где число минералов в самой внутренней зоне отвечает числу малоподвижных компонентов. В нашем случае растворение минералов околожилльных пород и выпадение их в жиле шло, видимо, одновременно.

3. На тех горизонтах, на которых мы могли изучать грейзены, трещинные растворы, повидимому, были уже достаточно насыщенными некоторыми компонентами (кремнеземом, иногда глиноземом), которые они приносили с более низких горизонтов. Поэтому не исключена возможность, что частные подмеченные факты о том, что в более высоких горизонтах распространяются топазовые грейзены, ниже их мусковит-кварцевые или кварц-мусковитовые и еще ниже кварцевые грейзены, являются звеньями существующей единой вертикальной метасоматической зональности.

4. В качестве предположения, по очень неполным данным, можно высказать мысль, что альбитизация и грейзенизация — очень тесно сопряженные явления. В частности, не исключена возможность, что выносимый в процессе грейзенизации на определенных горизонтах в первую очередь натрий двигается растворами вверх и производит альбитизацию калиевых полевых шпатов и других минералов. На эту альбитизацию накладывается затем грейзенизация. Таким образом, альбитизация, являясь сама следствием грейзенизации, всегда на определенных (верхних) горизонтах предшествует грейзенизации.

XI. СХОДСТВО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРЕЙЗЕНОВ И РУДНЫХ ЖИЛ КАК ФАКТОР, ОТРАЖАЮЩИЙ ВЗАИМОЗАВИСИМОСТЬ В ИХ ОБРАЗОВАНИИ

Сопоставление минералогического состава околожилльных грейзенов и рудных жил тринадцати месторождений касситерит-кварцевой и касситерит-вольфрамит-кварцевой формаций Забайкалья показало их полное сходство в отношении как нерудных, так и рудных минералов. Отличие заключается только в количественном соотношении отдельных минералов. Так, если в околожилльном грейзене, образовавшемся за счет гранитов, развивается мусковит, то мы его встречаем и в зальбандовой, и даже в центральной частях жил. Содержание его закономерно меняется от малоизмененного (мусковитового) гранита, где количество мусковита достигает 10%, через кварц-мусковитовые грейзены, где его содержание равно 49%, до почти мономинеральных мусковитовых грейзенов с содержанием мусковита до 92,5%, а в мономинеральных зальбандовых оторочках жил содержание мусковита достигает 100%. То же самое можно сказать и о кварце, содержание которого также возрастает от малоизмененного гранита в сторону жилы. В мусковитовом граните содержание его колеблется от 34 до 56%, а в мусковит-кварцевом грейзене — от 60 до 73,5%. В рудной жиле содержание кварца доходит до 95% и более. Другие, менее распространенные минералы тоже ведут себя, как кварц и мусковит. Так, содержание граната в мусковитовом граните иногда доходит до 1%; в мусковит-кварцевом грейзене — до 2%; в зальбанде жилы количество его еще больше. То же самое можно сказать и о турмалине, топазе, флюорите и апатите. Например, содер-

жание апатита, по данным искусственных шлихов, заметно возрастает от мусковитового гранита (0,5%) к грейзену (свыше 5%) и к призальбандовой части жилы, где он слагает мономинеральные оторочки. Рудные, высокотемпературные минералы касситерит и вольфрамит также встречаются в зоне контакта. Но касситерит всегда проникает в измененные граниты и грейзены дальше от жилы, чем вольфрамит. Главная масса касситерита распространяется до 30 см от жилы и в виде единичных зерен встречается в слабо измененных гранитах. Вольфрамит же встречается только в узкой контактной зоне на расстоянии до 10 см от жилы. Далее содержание его резко падает, и в слабо измененных гранитах его нет совсем. Молибденит же показал несколько противоречивые данные, т. е. в одних месторождениях он встречается в единичных чешуйках — и в грейзенах и в рудных жилах, а в других — в грейзенах он встречается в тех же ничтожных количествах, а в жилах его нет совсем. Но в общем молибденит образуется только в связи с рудным процессом, и распространение его ограничено грейзенами и рудными жилами.

Такие сульфиды, как пирит, халькопирит, арсенопирит и другие, присутствуют в грейзенах главным образом в зоне контакта и в самих жилах в небольшом количестве. Главная масса их появляется в связи с наложением более низкотемпературных, гидротермальных стадий минералообразования на более ранние высокотемпературные.

Изучение минералогии околожилых грейзенов, образующихся за счет алевролитов, песчаников и глинистых сланцев, и минералогии рудных жил, прилегающих к указанным выше грейzenам, показали те же закономерности, что и в зонах контакта гранитов и рудных жил.

Так, если за счет алевролитов образуется кварц-топазовый или топазовый грейзен, то и рудная жила, примыкающая к этому грейзену, имеет состав или кварц-топазовый, или топаз-кварцевый, а иногда сплошь топазовый, причем возрастание содержания топаза идет в сторону жилы. Если же за счет песчаников и глинистых сланцев образуются мусковит-кварцевые или кварц-мусковитовые грейзены, то и жилы, к ним примыкающие, имеют кварц-мусковитовый состав. Но в жиле эти минералы часто располагаются полосами, т. е. зальбанд мусковитовый, а центральная часть жилы — кварцевая. Если рудные минералы касситерит, вольфрамит, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит и другие присутствуют в рудных жилах, то встречаются и в околожилых грейзенах. Правда, одно наличие рудных минералов в грейзенах еще не говорит об их промышленном содержании в жилах, а указывает лишь на то, что они есть и в жиле. Но и это является очень важным фактом с поисковой точки зрения.

Наблюдается только разница в поведении калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Она заключается в следующем: в процессе грейзенизации калиевый полевой шпат (преимущественно микроклин) в гранитах разлагается, а в жилах, наоборот, иногда накапливается в результате отложения из растворов. Таким образом, в грейзенах, образующихся за счет гранитов, микроклина как вновь образующегося минерала может и не быть, а в жилах он может встретиться, причем в этих случаях с ним часто ассоциирует касситерит, который проявляется и в околожилном безмикроклиновом грейзене. Когда же микроклин образуется в жилах, прилегающих к грейzenам, возникающим за счет песчано-сланцевых пород, то в этих грейзенах образуется, как правило, и микроклин. В этих случаях микроклинсодержащие грейзены сменяются микроклиновыми зальбандами рудных жил.

катные породы послемагматические растворы или выносят в одних случаях почти все катионы, вызывая в околотрещинной части почти полное окварцевание породы, или производят только частичное выщелачивание и окварцевание. При этом такие рудные минералы, как касситерит и вольфрамит, выпадают в жилах тогда, когда большая часть щелочей удалась из растворов. Например, калий выпал в составе мусковита и микроклина, а натрий вынесен в более высокие горизонты. Повидимому, олово и вольфрам переносятся в кислых растворах и выпадают тогда же, как только раствор становится нейтральным.

Из сказанного вытекают следующие выводы.

1. Грейзеновый процесс и рудоотложение — взаимосвязанные явления, и поэтому грейзены несут на себе все черты соответствующего рудопроявления.

2. Минералогический состав грейзенов и минералогический состав рудных жил сходны в отношении как рудных, так и нерудных минералов, и этот факт можно использовать в поисковых целях, т. е. по ассоциации рудных и нерудных минералов в грейзенах можно судить о типе рудопроявления. Правда, грейзены сопровождаются в одних случаях жильным выполнением, а в других — только тонкими просечками или маломощными линзами. Но это не умаляет значения грейзенов в поисковом отношении.

3. Околотрещинная метасоматическая зональность в более крупных масштабах повторяется в месторождениях и в вертикальном отношении, т. е. окварцевание с глубиной все увеличивается. Поведение оруденения с глубиной еще слабо изучено в связи с малой разведанностью на глубину исследованных нами месторождений.

ХII. ВЫВОДЫ

Подводя итоги сказанному выше о грейзенах и процессе грейзенизации, можно сделать следующие основные выводы.

1. Общая схема геологических условий образования грейзенов рисуется в таком виде. Сначала происходит внедрение магмы и прогрев кровли. В куполовидные выступы интрузий устремляется главная масса летучих и при наличии экранирующего контакта создается благоприятная обстановка для площадной грейзенизации, выражающейся в основном в мусковитизации пород. Наиболее часто вмещающими породами активных гранитных интрузий являются алюмосиликатные породы: граниты, кислые эффузивы и песчано-сланцевые толщи. Дальнейшее остывание гранитных массивов приводит к растрескиванию пород кровли и интрузий. В эти трещины также проникают летучие компоненты и гидротермы и производят метасоматическое замещение окружающих пород, образуя типичные околосильные грейзены и рудные жилы.

2. Устанавливается генетическая связь грейзенизации с кислыми интрузиями биотитовых гранитов, богатыми летучими компонентами. В петрохимическом отношении эти граниты характеризуются следующими особенностями: они пересыщены кремне- и глиноземом и содержат незначительное количество кальция по сравнению со средними гранитами. Вмещающие породы алюмосиликатного состава способствовали, с одной стороны, сохранению кислого характера гранитной магмы и с другой — обогащению гранитов глиноземом. Интрузии биотитовых гранитов по возрасту могут быть в разных районах различны, но всюду имеют черты интрузий средних глубин.

3. Пространственное положение грейзенов, а также рудных тел, и их форма подчинены геолого-структурному физическому и химическому контролю. Как грейзены, так и рудные месторождения обычно располагаются или в куполовидных выступах биотитовых гранитов, или над куполом, в породах кровли. Сами купола гранитов приурочены или к антиклинальным складкам, или к разрывным тектоническим нарушениям. Форма грейзенов находится в строгой зависимости от морфологических особенностей трещинных структур. Химический контроль выражается в том, что грейзены образуются только в алюмосиликатной среде, т. е. за счет кислых пород разного происхождения. В случае карбонатной среды, повидимому, в соответствующих условиях образовались бы скарны.

4. Исходя из представления о происхождении грейзенов за счет не только гранитоидов, но и других разнообразных алюмосиликатных пород различных метаморфизирующих агентов, а также принимая во внимание минералогический состав грейзенов, авторы решили дать новое определение понятия грейзен. Хотя это определение, по общим представлениям о происхождении грейзена, и не расходится с определением грейзена, данным Н. И. Наквником, оно все же с нашей точки зрения более рационально.

Грейзен — это метасоматическая горная порода, состоящая преимущественно из кварца, слюд (мусковита, биотита, циннвальдита) и реже из турмалина, топаза и флюорита, часто в ассоциации с рудными минералами: касситеритом, вольфрамитом, молибденитом и др. Грейзен может состоять из одного, двух или нескольких минералов. Грейзен образуется в куполовидных выступах гранитных интрузивов за счет гранитов, их жильных дериватов, кислых эффузивов и осадочно-метаморфических песчано-сланцевых пород под воздействием высокотемпературных послемагматических растворов.

5. Процесс грейзенизации пород происходит под влиянием газовых или насыщенных газами растворов в несколько стадий и этапов. О большой роли в процессе грейзенизации летучих компонентов свидетельствуют минералы, содержащие такие летучие элементы, как фтор, бор и литий. Трудно сказать, в каком виде участвовала вода, в виде ли газа или сильно нагретой жидкости, но о том, что она играла большую роль, свидетельствуют химические анализы грейзенов, где содержание ее значительно выше содержания воды в неизмененных породах. На значительную роль газовой фазы в процессе грейзенизации указывает также наличие большого количества газово-жидких включений в реликтовых минералах — микроклине, кварце, биотите и др. Газовая фаза в них занимает от 50 до 90% объема.

В первую стадию обычно образуются грейзенизированные породы, т. е. происходит площадная грейзенизация, а во вторую — происходит в несколько этапов образование околожильных грейзенов.

6. Химизм процесса грейзенизации заключается в том, что летучие компоненты (пары воды, фтор, бор, литий), кремний и металлогенные элементы (олово, вольфрам, молибден и др.) привносятся; глинозем, щелочи (главным образом натрия) и другие элементы выносятся либо фиксируются в составе слюд, топаза в мономинеральных грейзенах, во внутренних околожильных метасоматических зонах или в зальбандах,

или в самих жилах, или в верхних горизонтах месторождений. В результате создается метасоматическая зональность около каждой отдельно взятой жилы, или вертикальная зональность месторождения в целом: внизу — кварцевые грейзены, выше — мусковит-кварцевые и кварц-мусковитовые, еще выше — топазовые или какие-либо другие высокоглиноземистые грейзены (например мусковит-топазовые).

Главная масса касситерита и вольфрамита в рудных жилах выделяется только после того, как выделилась из растворов главная масса щелочей и алюминия, т. е. как только эти элементы вошли в состав выкристаллизовавшихся минералов (топаза, мусковита, микроклина и реже турмалина), сейчас же начинают выпадать и указанные рудные минералы.

7. Всюду устанавливается тесная связь грейзенизации с высокотемпературными рудными жилами, преимущественно редкометалльного характера, и грейзенизация предшествует и сопровождает отложение жил. Эта связь выражается в почти полном сходстве минералогического состава грейзенов и рудных жил в отношении как рудных, так и нерудных минералов в их химической взаимозависимости и обусловленности. Площадная и околожильная грейзенизация — это последовательные звенья единого процесса и могут рассматриваться как благоприятные факторы для поисков на месторождения редких металлов (олова, вольфрама, молибдена и др.).

8. Развитие различных типов грейзенов, отличающихся как по составу, так и по сопровождающему их оруденению, свидетельствует о том, что условия их образования были различны. Среди факторов, влияющих на состав грейзенов, основными являются следующие:

а) состав исходных пород, в нашем случае состав биотитовых гранитов, их жильных дериватов (аплитов, гранит-порфиоров, пегматитов, лампрофиоров, порфиритов, диабазов), осадочно-метаморфических пород: алевролитов, песчаников и глинистых сланцев;

б) состав послемагматических растворов;

в) геолого-структурные особенности того участка, к которому приурочены грейзены и месторождения. Форма трещин и полостей, которые послужили путями проникновения послемагматических растворов.

Все эти факторы находятся во взаимодействии и каждый в той или иной степени влияет на образование той или иной разновидности грейзенов.

Так, первый фактор, т. е. состав исходных пород (алюмосиликатный), оказывает решающее влияние на образование именно грейзена, а не какой-либо другой породы, например скарна. Но различие в составе исходных пород сказывается иногда резко и на минералогическом составе грейзенов. Так, в породах, содержащих много магния и железа, при грейзенизации появляются, при прочих равных условиях, циннвальдит, хлорит и турмалин. Если этих элементов мало, то образуются литийсодержащий мусковит, топаз, микроклин и др.

Состав послемагматических растворов — один из главных факторов, определяющих наибольшее разнообразие грейзенов, встречающихся на площадях распространения месторождений олова, вольфрама и молибдена. Судя по минералогическому составу грейзенов и рудных жил, ясно, что послемагматические растворы содержали такие очень разнообразные элементы, как Sn, W, Mo, Be, Mn, Fe, S, Cu, As, Bi, Pb, Zn, F, B, Li и др. В образовании грейзенов большую роль играют легколетучие соединения; весьма вероятно, что перенос вещества, по крайней мере в начальные стадии, происходил в газообразном состоянии.

Третий фактор, т. е. геолого-структурные особенности участка земной коры и форма трещин и полостей, которые послужили путями проникновения магматических растворов, паров и газов, также оказывал значительное влияние на состав грейзенов. В этом отношении важное значение приобретают куполовидные выступы гранитов, которые при наличии экранирующих вмещающих пород способствуют развитию процесса грейзенизации. При других условиях летучие компоненты рассеиваются. К закрытым трещинам и полостям обычно приурочены те разновидности грейзенов, которые обязаны своим происхождением послемагматическим растворам, богатым минерализаторами, обусловившими привнос ряда элементов, входящих в состав таких минералов, как берилл, касситерит, вольфрамит, топаз, турмалин, висмутин, арсенопирит, флюорит и т. д. Кроме того, более широкие трещины способствуют быстрому протеканию растворов, а стало быть, и быстрому выщелачиванию околотрещинных пород и образованию около жил мономинеральных грейзенов. В более узких трещинах движение растворов замедленное, выщелачивание вмещающих пород более слабое, а, в связи с этим, около таких жил реже образуются мономинеральные грейзены. Таким образом, геолого-структурные особенности влияют на интенсивность процесса, а стало быть, и на минералогический состав грейзенов.

9. Многостадийность и многоэтапность процесса грейзенизации обусловлены развитием геологических структур участка земной коры, которые влияют на пространственное размещение и на форму грейзенов и связанных с ними рудопроявлений. В первую стадию образуются грейзенизированные экзоконтактные роговики и грейзенизированные граниты (двуслюдяные и мусковитовые). Во вторую стадию образуются околожилные грейзены первого этапа и штокверки первого этапа, околожилные грейзены второго этапа, околожилные грейзены третьего этапа и штокверки третьего этапа. На отдельных участках отдельные стадии и этапы могут выпадать.

10. Промышленное значение имеют грейзены с развитием последовательных стадий, потому что первая стадия грейзенизации обычно сопровождается слабым привнесом рудных компонентов. Но поисковое значение имеют любые проявления грейзенизации, в том числе и мусковитизация пород. Таким образом, процессы грейзенизации — один из характерных поисковых критериев для открытия редкометальных месторождений, т. е. месторождений олова, вольфрама, молибдена.

Учитывая размеры интрузии, состав гранитов, характер трещиноватости, крутизну контактов, обилие летучих продуктов, состав грейзенов, — геолог может значительно облегчить себе работу при поисках месторождений редких металлов.

ХIII. НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ГРЕЙЗЕНОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ОЛОВЯННЫХ И ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЗАБАЙКАЛЯ

Полевая и камеральная методика изучения метасоматических образований и, в частности, грейзенов довольно разнообразна и нуждается хотя бы в кратком описании. Методических руководств по исследованию этих образований до сих пор нет, а необходимость изучения грейзенов все возрастает в связи с большим значением их для поисковой практики.

Основная особенность полевой и камеральной методики исследования грейзенов заключается в ее комплексности. Она состоит из геолого-

структурного анализа того участка, к которому приурочены грейзены и месторождения с ними связанные; из детального петрохимического и петрографического исследования интрузивных пород, с которыми генетически связаны эти образования; из химического и минералогического исследования исходных гранитов и песчано-сланцевых пород, за счет которых образуются грейзены; из изучения самих грейзенов как продуктов разных стадий метасоматического изменения исходных пород; из детального структурного, минералогического и генетического изучения рудных тел как конечных продуктов всего процесса рудообразования, являющихся наиболее важными в промышленном отношении послемагматическими телами. Мы не имеем в виду разъяснять те методики, которые применяются при геологическом, петрографическом и минералогическом исследованиях, потому что они общеизвестны и изложены в различных методических пособиях, но считаем необходимым остановиться на тех принципах и перечнях методов, которые мы применяли для выяснения тех или иных геологических закономерностей, характерных для зон грейзенов. Перейдем к последовательному их изложению.

1. Как мы указали выше, общей характерной чертой грейзенов и связанных с ними месторождений для Забайкалья и других районов является их тесная пространственная и генетическая связь с материнскими интрузиями биотитовых гранитов, гранит-порфиров и амазонитовых гранитов. Они либо расположены непосредственно в зоне контакта гранитов с вмещающими песчано-сланцевыми породами или кислыми эффузивами, зачастую пересекая контакт, либо удалены на незначительное расстояние от контакта в породы кровли, либо, наконец, расположены в узкой зоне эндоконтакта. Эта особенность геологического положения грейзенов и месторождений с ними связанных является определяющей в процессе их формирования. Структурные взаимоотношения активных интрузивных пород и вмещающих песчано-сланцевых пород полностью контролируют генетический, структурный, минералогический и морфологический тип грейзенов и месторождений. Ими же в конечном счете определяется промышленная ценность самих грейзенов и месторождений. Геолого-структурное положение грейзенов и месторождений в разных районах несколько различно.

В Центральном Забайкалье (в Чикойско-Даурском рудном районе) геолого-структурные факторы полностью контролируют положение грейзенов, рудных узлов и отдельных месторождений в пределах района, а следовательно, определяют направление и методику поисковых работ на олово и вольфрам. В этом районе наблюдается несогласный характер мезозойских гранитных интрузий, которые внедрились по мощным зонам расланцевания северо-восточного простирания со сравнительно пологими ($30-50^\circ$) углами падения на ЮВ. Зачастую зоны внедрения гранитов совпадали с замками антиклинальных структур палеозоя или составляли с ними острый угол, что при асимметричном характере складчатости обусловило резко асимметричную форму интрузивных тел. Вскрытые эрозией огромные поля гранитов вынуждают искать благоприятные для локализации грейзенов и оруденения структуры внутри гранитных интрузивов, главным образом сохранившиеся куполовидные выступы, и, следовательно, основой поисков зон грейзенизации и месторождений с ними связанных должно быть изучение прототектоники и трещиноватости гранитных массивов. Таким образом, здесь большую роль может сыграть структурный метод по исследованию трещинной тектоники.

В Агинском рудном районе, сложенном палеозойскими песчано-сланцевыми породами, наблюдается развитие мощных зон дробления, большей частью надвигового характера, с надвиганием южного крыла на северное. Основное направление этих зон северо-восточное и восточно-северо-восточное, причем они, как правило, лежат на продолжении мезозойских антиклинорий Восточного Забайкалья. С основными разломами, которые прослеживаются на десятки километров, сопряжены более мелкие разрывы северо-западного и меридионального простирания. Мезозойские интрузии в виде небольших по площади массивов биотитовых гранитов приурочены к зонам разлома. Массивы биотитовых гранитов обычно имеют характер штоков или небольших резко асимметричных интрузий с пологим юго-восточным и очень крутым северо-западным контактами. Даже беглое рассмотрение основных геолого-структурных особенностей района указывает на то, что характер и методика поисковых работ на олово и вольфрам и сопровождающие месторождения этих металлов преизены в его пределах должны быть иными, чем в Даурско-Чикойском районе. Основным фактором, определяющим локализацию рудоносных интрузий и связанных с ними грейзенов и месторождений, является здесь наличие мезозойских разломов. Следовательно, основной упор при специализированных исследованиях района должен быть сделан на изучение наложенной мезозойской разрывной тектоники: зон интенсивной сланцеватости, надвигов и сопряженных с ними сбросов и сбросо-сдвигов, к которым и приурочены куполовидные выступы часто грейзенизированных биотитовых гранитов.

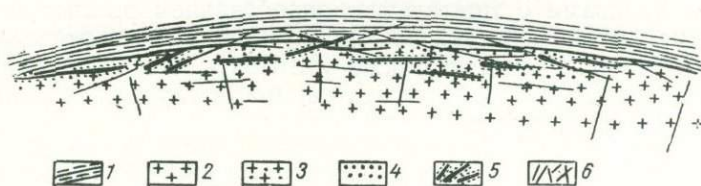
Основная черта геологического строения района Восточного Забайкалья — это развитие морских ниже- и среднеюрских терригенных отложений в геосинклинальных фациях. В конце средней юры на юге района развиваются грубокластические толщи, говорящие о начавшихся поднятиях. Здесь наблюдается широкое распространение крупных согласных среднеюрских интрузий биотитовых гранитов. Согласный характер интрузий определяет их структурное положение: они обнажаются исключительно в ядрах антиклинальных структур. Указанные геолого-структурные особенности обуславливают методику и направление поисковых работ на месторождения редких металлов и сопровождающие их грейзены. Основой поисков должен быть анализ юрских складчатых структур, причем наиболее интересные участки — это не сильно эродированные, часто унаследованные от палеозоя антиклинории, а центральные антиклинальные поднятия в ядрах синклинальных складок, в пределах которых гранитные интрузии лишь начинают вскрываться.

Таким образом, приведенные различия в геологическом строении рудных районов вызывают необходимость в различных методах специализированных геологических исследований при поисках зон грейзенов и связанных с ними оловянно-вольфрамовых месторождений. При этом основным фактором, определяющим своеобразие грейзенов и рудных месторождений в рудном районе, является геологическое положение рудоносных интрузий биотитовых гранитов, гранит-порфиров и амезонитовых гранитов.

2. В пределах рудных районов грейзены и месторождения распределены тоже неравномерно. Основным фактором, определяющим их локализацию, является наличие выступов поверхности интрузивных массивов. По соотношению с вмещающими породами контакты могут быть согласными и несогласными.

Для участков пологих согласных контактов характерны грейзеновые и рудные тела, выполняющие пологие трещины разрыва и скальвания

в теле рудоносных интрузивов. Широкое развитие при этом имеют грейзены, залегающие непосредственно близ контакта (фиг. 77). В участках магматической инъекции и гибридации магмы в жилах развивается калиевый полевой шпат. Как следствие этого грейзеновые и рудные тела



Фиг. 77. Схема размещения рудных тел в зоне пологого согласного контакта:

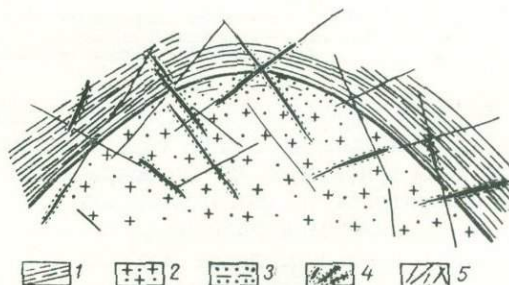
1 — сланцы, вмещающие гранитную интрузию; 2 — биотитовые граниты, I стадия; 3 — грейзенизированные (двуслюдяные, мусковитовые) граниты; 4 — грейзены, II стадия; 5 — рудные жилы, сопровождаемые грейзенами; 6 — основные направления трещиноватости.

должны лучше всего вскрываться рельефом, и поиски их следует направлять в условиях резко расчлененного рельефа по линиям наибольшего рельефа — по линиям, перпендикулярным к выходу контакта интрузива. Поиски слепых грейзеновых тел и рудных жил следует вести вертикальными буровыми скважинами. Зоны грейзена в этих условиях редко имеют самостоятельное промышленное значение, но важны как источник образования россыпей касситерита.

Для участков крутых согласных контактов обычны более или менее крутопадающие тела, простирающие которых параллельно простирацию длинной оси интрузива, а падение направлено в сторону гранита (фиг. 78). Соответственно, поиски нужно вести по линиям вкрест вытянутости интрузива. Зоны грейзена в куполовидных перегибах контактов могут иметь самостоятельную промышленную ценность.

В участках согласных контактов, которые имеют падение под интрузив, рудные жилы и грейзеновые тела, с ними связанные, имеют крутое до вертикального падение и простираение, грубо перпендикулярное к направлению контакта (фиг. 79). Отсюда и поиски должны быть направлены по линиям, параллельным контакту интрузива, во вмещающих его породах и в узкой зоне эндоконтакта.

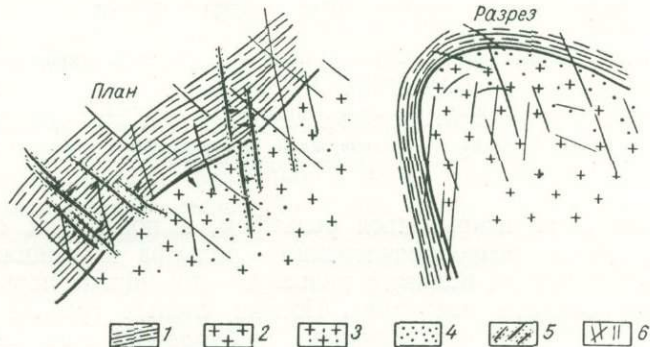
При наличии несогласных контактов с широко развитыми явлениями проплавления и грейзенизации вмещающих пород поиски в значительной части случаев могут оказаться безрезультатными, но тем не менее следует тщательно проверять минерализацию трещин в зоне экзоконтакта, особенно тектонических трещин и зон разрыва, имеющих падение в сторону интрузива.



Фиг. 78. Схема размещения рудных тел в зоне крутого согласного контакта:

1 — сланцы, вмещающие гранитную интрузию; I стадия; 2 — грейзенизированные (двуслюдяные и мусковитовые) граниты; 3 — грейзены с рудными прожилками, II стадия; 4 — рудные жилы, сопровождаемые грейзенами; 5 — основные направления трещиноватости.

Когда же рудоносные интрузии внедряются по тектоническим зонам, следует прежде всего изучать минерализацию этих зон и оперяющих их трещин. Эта минерализация прежде всего сказывается в ороговиковании и грейзенизации вмещающих пород. Поиски должны носить линейный характер, причем сама зона должна вскрываться сплошными магистральными канавами с тщательным опробованием рыхлых отложений. Очень рекомендуется разведка зон на глубину наклонными скважинами колонкового бурения. Следует также учитывать, что уничтоженные эрозией части сетчатых и прожилковых зон могут служить источником богатых россыпей касситерита.



Фиг. 79. Схема размещения рудных тел в зоне контакта с падением под интрузию:

1 — сланцы, вмещающие гранитную интрузию; 2 — биотитовые граниты; I стадия; 3 — грейзенизированные (двуслюдяные и мусковитовые) граниты; 4 — грейзены. II стадия; 5 — рудные жилы, сопровождаемые грейзенами; 6 — основные направления трещиноватости.

Во всех перечисленных случаях совершенно обязательно тщательное структурное картирование участков проявления грейзенизации и рудного поля в целом, если оно вскрыто эрозией с внимательным изучением трещиноватости и прототектоники, явлений метаморфизма и грейзенизации, а также минералогии рудных тел, о чем речь будет ниже.

3. Во всем комплексе исследований явлений грейзенизации и связанных с ними месторождений немаловажное место занимали петрохимические исследования гранитов и пород песчано-сланцевых толщ — алевролитов, песчаников и глинисто-углистых сланцев, особенно изучение петрохимических изменений, происшедших в них в связи с ассимиляцией гранитной магмой вмещающих пород при внедрении, и изменений, происшедших в послемагматическую стадию, в процессе грейзенизации. В связи с этими исследованиями необходимо выполнять большой объем петрографических наблюдений над гранитами и песчано-сланцевыми породами. Необходимо делать петрографические разрезы вкрест контактов с вмещающими породами, а также в центральных частях массивов. Одновременно со шлифами и образцами необходимо брать протоочки, от которых отделять навески на химические анализы, а из оставшейся части протоочки отмывать шлик. В сочетании с петрографическими разрезами, сделанными в гранитах и песчано-сланцевых породах около рудных жил, все полученные материалы — образцы горных пород, шлифы и шлихи из них, а также химические и спектральные анализы позволяют выяснить довольно полно те петрохимические и минералогические изменения, которые возникли в гранитах и во вмещающих

породах в момент внедрения гранитов и в послемагматическую стадию, т. е. в процессе грейзенизации.

Если по химическим анализам и шлифам можно проследить химические и минералогические изменения в валовом составе горных пород, происшедшие как при контактовом метаморфизме, так и в процессе грейзенизации, то по шлихам протолок и спектральным анализам горных пород можно проследить происшедшие изменения в содержании акцессорных минералов и химических элементов. А в целом это дает возможность выявлять очень важные поисковые критерии: участки грейзенизированных пород и грейзенов, распространение в них рудных минералов или просто металлогенных элементов, т. е. ореолы рассеивания и концентрации этих элементов.

4. Не менее важно изучение околожильных грейзенов. В полевых условиях особое внимание необходимо уделять наблюдениям над изменениями качественного и количественного минералогического состава и некоторых физических свойств околожильных горных пород, за счет которых образуются грейзены (например степени кристалличности, пористости, трещиноватости). Установлено, что за счет песчано-сланцевых пород образуются грейзены мелкокристаллические, а за счет гранитов—средние и крупнокристаллические. Одновременно с этими наблюдениями необходимо делать достаточное количество петрографических разрезов в околожильных породах на разных горизонтах вкрест простирания жилы. Количество разрезов определяется разнообразием петрографического состава исходных пород и грейзенов и минералогией рудных тел. При проведении этих исследований необходимо брать не только шлифы, применительно к отдельным исходным породам и зонам грейзенов на разных горизонтах жилы, но и пробы весом до 15 кг, от которых также путем квартования должны отделяться навески на химические и спектральные анализы, а остальная масса пробы промываться до серого шлиха для минералогического исследования. Таким образом, собранный материал даст возможность детально выяснить химические и минералогические изменения, происшедшие в околожильных породах в процессе грейзенизации, т. е. установить зависимость состава грейзенов от состава исходных пород и состава привнесенных компонентов. Кроме того, это исследование помогает определить химическое влияние вмещающих пород на осаждение металлогенных элементов. Проведенное таким образом исследование на различных горизонтах даст возможность установить не только околотрещинную диффузионную метасоматическую зональность, возникающую в процессе грейзенизации, но и вертикальную инфильтрационную зональность, которая, по мнению Д. С. Коржинского (1951), поможет геологу при поисковых и разведочных работах на основании изучения метасоматических явлений на поверхности делать заключение о том, как будет выражен метасоматоз и, в частности, оруденение на некоторой глубине.

5. Особое внимание нужно уделять изучению минералогии рудных тел, тесно связанных с грейзенами. При этом изучении необходимо выделять парагенетические комплексы минералов, выявлять последовательность выделения минералов и зависимость минералогического состава жил от вещественного состава околожильных пород. Установление связи и взаимозависимости минералогического состава жил и грейзенов требует от исследователя кропотливой работы по изучению минералогии этих образований как по простиранию, так и по падению, т. е. нужно изучать и минералогию жил на том или ином участке или горизонте, и минералогию сопряженных с ними грейзенов. Только такое изу-

чение позволяет выяснить генетические и минералогические особенности месторождения и сопровождающих их грейзенов. Мы знаем много примеров, когда минералогия жил и грейзенов меняется по простиранию в зависимости от смены вещественного состава околожилных пород и по падению в связи с наличием инфильтрационной зональности. Есть случаи, когда вскрытые слепые жилы и грейзены на глубине, в связи с наличием инфильтрационной вертикальной зональности, имеют иной минералогический состав. Это свидетельствует о различной подвижности отдельных элементов на разных горизонтах. Подвижность элементов зависит от скорости движения растворов, а последняя зависит от размера трещин.

б. Камеральная обработка материалов сводится в основном к микроскопическому изучению горных пород и рудных штуфов, к изучению их под бинокляром с применением микрохимического анализа, к микроскопическому изучению шлифов неизмененных и грейзенизированных горных пород и грейзенов с количественным подсчетом их минералогического состава, а также к изучению минералогии рудных тел, к изучению под бинокляром искусственных шпихов, с применением микрохимического анализа. Одновременно изготавливаются и обрабатываются химические и спектральные анализы горных пород и минералов. Очень большую помощь оказывает в выявлении типоморфных химических свойств горных пород и минералов спектральный анализ. Также обрабатывается материал трещинной тектоники и петротектоники. И только на основании всестороннего изучения материала можно делать выводы о явлениях грейзенизации и перспективности оруденения, с ними связанного.

ЛИТЕРАТУРА

- Берг Г. — Геохимия месторождений полезных ископаемых. ОНТИ НКТП СССР, 1937, стр. 247—256.
- Булак Л. Н. — Породы пневмато-гидротермального метаморфизма в некоторых гранитных массивах Центрального Казахстана. Рукопись, Фонды ВСЕГЕИ, 1950.
- Гольдшмидт В. М. — О метасоматических процессах в силикатных породах. Сб. Основные идеи геохимии, 1933.
- Готман Я. Д. — Интрузии оловорудных провинций. «Геология олова». Тр. ИГН, вып. 82, сер. рудн. месторождений (№ 8). Изд. АН СССР, 1947, стр. 215—247.
- Григорьев Ив. Ф. — О характерных признаках оловоносных гранитов в районе Ононского, Ималкинского и Зун-Ундурского оловянных месторождений Восточного Забайкалья и сравнение их с оловоносными гранитами других районов СССР. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1940, т. 20, 199—204.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И., Роненсон Б. М. и Дехтерева Н. А. — Геология и минералогия Шумиловского и Молодежного оловянно-вольфрамовых месторождений в Западном Забайкалье. Рукопись в 4 томах. Фонды ИГН АН СССР, ВСГУ, Читинское геол. упр. и ГУГФ, 1949.
- Заварицкий А. Н. — О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всес. мин. об-ва, 2-я серия, ч. 76, вып. I, 1947.
- Коржинский Д. С. — Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилы. Зап. Всерос. мин. об-ва, 2-я серия, ч. 75, вып. 4, 1946.
- Коржинский Д. С. — Дифференциальная подвижность компонентов и метасоматическая зональность при метаморфизме. Международный геологический конгресс. Доклад на 18 сессии в 1948 г., Лондон, 1950.
- Коржинский Д. С. — Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 6.
- Куликов П. А. — Условия образования вольфрамовых россыпей в Центральном Казахстане. Сов. геология. Сб. № 31, 1948.
- Лебедева О. Н. — О явлениях грейзенизации в месторождениях олова, вольфрама и молибдена. Рукопись. ГУГФ, 1947.
- Левицкий О. Д. — Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторождения редких и малых металлов СССР, т. II. Изд. АН СССР, 1939.

- Левицкий О. Д. — Месторождения касситеритово-кварцевой формации (типы оловяносных грейзенов). «Геология олова». Тр. ИГН, вып. 82, сер. рудн. месторождений (№ 8). Изд. АН СССР, 1947, стр. 118—130.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. — Петрография. ГОНТИ, 1931.
- Лучицкий В. И. — Петрография. Т. II, Госгеоллиздат, 1949.
- Наковник Н. И. — Вторичные кварциты и связь их с другими метаморфизованными породами. Сов. геология, 1938, т. VIII, № 11.
- Наковник Н. И. — Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1947.
- Наковник Н. И. — О метасоматическом минералообразовании и законе равных объемов. Зап. Всес. мин. об-ва, 2-я серия, ч. 78, вып. 4, 1949.
- Николаев В. А. — О процессе отделения летучих соединений магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.
- Никольский А. П. — Гранитоиды Алтая и Калбы. Сов. геология, 1948, № 31.
- Розенбуш Г. — Описательная петрография. Горгеонефтеиздат, 1934, стр. 117—118.
- Смирнов С. С. — Современное состояние учения о рудных месторождениях. Матер. по геологии и полезным ископаемым Сев.-Востока СССР, вып. 1, 1945, Магадан, стр. 17.
- Смирнов С. С. — Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер., геол., 1946, № 5.
- Смирнов С. С. — О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всерос. мин. об-ва, 2-я серия, ч. 76, вып. 1, 1947.
- Сыромятников Ф. В. — К вопросу о газовом переносе кремнекислоты. Тр. Совещ. по эксп. мин. и петр. 26—28 апреля 1934 г., Изд. АН СССР, 1935.
- Соболев В. С. — Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского гос. ун-та, 1949.
- Стрелкин М. Ф. при участии Дубровой И. В. — Околожильные изменения в оловянно-вольфрамовых месторождениях Калбы. Рефераты н.-и. работ за 1945 г. Отд. геол.-геогр. наук, изд. АН СССР, 1947.
- Ферсман А. Е. — Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1939.
- Ферсман А. Е. — Геохимия, т. IV, 1933, стр. 204.
- Хитаров Н. И. и Иванов А. А. — Экспериментальные данные по характеристике водных растворов в области критических температур (в приложении к вопросам геологии). Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса, М., 1937.
- Чухров Ф. В. — Восточно-Коунрадское месторождение как представитель кварцево-молибденовой формации Центрального Казахстана. Сб. Сов. геология, 1948, № 31.
- Щерба Г. Н. — Заметки о грейзенах Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 70, вып. 11, 1949, стр. 87—97.
- Щербина В. В. — Геохимия. Изд. АН СССР, 1939, стр. 229—230.
- Jones W. R. — Tinfields of the world. London, 1925.
- Ferguson H. G. a. Bateman A. M. — Geologie Features of Tin Deposits Econ. Geol., 1912, 7, 210—262.
- Harker A. — The Natural history of igneous rocks, 1908.
- Ottoman J. — Untersuchungen zur Verteilung vom Spurelementen, insbesondere Zinn, in Tiefengesteinen indianigen gesteinsbildungen Mineralien des Harzes. ZS. angew. Min., 1940, 3, H. 2, 142—169.
- Scrivenor J. B. — The Geology of Malayan ore deposits. London, 1928.
- Williams G. — The Genetic significance of some tungsten in Stewart Island, New Zealand Econ. Geol., 1934, № 5.

Е. А. РАДКЕВИЧ, Г. М. ЛОБАНОВА и Ю. С. БОРОДАЕВ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ПРАВОБЕРЕЖНОГО РУДНОГО ПОЛЯ ТЕТЮХЕ
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НЕМ
СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

I. ВВЕДЕНИЕ

Тетюхинские скарново-полиметаллические месторождения, расположенные в пределах третичной металлогенической зоны Южного Приморья, во многих отношениях необычны. Как известно, месторождения эти представлены удаленными от интрузий скарново-полиметаллическими трубчатыми рудными телами в триасовых известняках. Руды Тетюхе замечательны своими текстурными особенностями. Они представлены гигантсферолитовыми агрегатами геденбергита, которым подчинены в своем распределении и сульфиды (галенит, сфалерит и др.). Последние слагают прерывистые концентрические зоны в крупных сферах геденбергита или замещают геденбергитовые сферолиты с сохранением лучистой текстуры. Знамениты руды Тетюхе и обилием прекрасных кристаллов кальцита, кварца и различных сульфидов, кристаллизующихся на стенках крупных пустот в скарновых телах.

Несмотря на уже достаточно длительный (более 50 лет) срок эксплуатации весьма интересные как в практическом, так и теоретическом отношении Тетюхинские месторождения изучены еще далеко не достаточно. Многие основные вопросы геологического строения, морфологии рудовмещающего известнякового горизонта и его положения в общей структуре остаются предметом дискуссии. Недостаточно изучены также морфология и минералогический состав самих рудных тел.

Из обширного комплекса вопросов мы в этой статье остановимся на главных и наиболее острых для дальнейшего развития работ на Тетюхе — на вопросах структуры и закономерностях распределения рудных тел. Данная статья освещает Правобережное рудное поле, где располагаются месторождения 2-й Советский рудник, Восточный Партизан и другие, которые в настоящее время разведываются и частично подготавливаются к эксплуатации.

В настоящей статье текст, касающийся вопросов общей геологии и минералогии, написан Е. А. Радкевич и Г. М. Лобановой, описание месторождений составлено Ю. С. Бородаевым; общая редакция текста принадлежит Е. А. Радкевич.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наличие полиметаллического оруденения в бассейне р. Тетюхе было известно местным жителям еще задолго до присоединения Дальневосточного края к России. Наиболее древние разработки полезных ископаемых принадлежат коренному населению края — тазам. Позднее в районе Тетюхе руду на серебро и свинец добывали китайцы. В начале девятидесятых годов купец Ю. Бринер совместно с немецкой фирмой Гирш организовал акционерное общество, которое, построив узкоколейную железную дорогу и обогатительную фабрику, наладило регулярную добычу руды на руднике Верхнем. Одновременно проводились небольшие разведочные работы и на правобережном участке рудного поля.

В 1925 г. месторождение было сдано советским правительством в концессию английской акционерной горнопромышленной корпорации «Тетюхе», которая вела разведку и эксплуатацию рудника Верхнего. На прилегающих к нему месторождениях корпорация разведочных работ почти не проводила.

В январе 1932 г. договор с корпорацией был расторгнут, и предприятие передано комбинату «Сихали». С тех пор началась детальная разведка на площади всего рудного поля, в том числе и на Правобережном участке, где в 1934 г. О. А. Гвоздицким было открыто месторождение Восточный Партизан.

В этот же период начинается систематическое изучение геологического строения края. В результате геолого-съёмочных работ в течение 1932—1933 гг. в Ольгинском и Тетюхинском районах в масштабе 1:200 000 Г. П. Воляровичем разработана стратиграфическая схема, которая долгое время оставалась общепризнанной и только работами последних лет была в некоторой степени дополнена и уточнена.

Большое значение для выяснения геологии и структуры непосредственно Тетюхинского рудного поля имели исследования В. С. Булыго, работавшего по 1940 г. в качестве главного геолога комбината «Сихали». В. С. Булыго разведаны многочисленные месторождения района, произведена съёмка масштаба 1:10 000 всей площади Тетюхинского рудного поля, уточнена в ряде случаев стратиграфическая схема района, разработанная Г. П. Воляровичем. Данная В. С. Булыго характеристика общей структуры рудного поля в основном справедлива и по настоящее время.

В 1943 г. Тетюхинское месторождение несколько дней осматривал С. С. Смирнов, который за такое короткое посещение сумел справедливо оценить скарновое поле Хрустального Отвода как «крупнейшее месторождение бора».

Очень важными для геологического познания Приморья и, в частности, Тетюхинского района явились работы А. Д. Кипарисовой, изучавшей фауну триаса и твердо установившей карнийский возраст известняков.

Большую работу по дальнейшей разведке месторождений провел Н. В. Анфилов. Собирая в течение длительного времени материал по минералогии Тетюхе, он сделал много очень тонких и интересных наблюдений и высказал некоторые соображения по генезису скарново-полиметаллического оруденения. Н. В. Анфилов возражает против представления о близповерхностном происхождении оруденения и полностью отрицает предполагаемое другими авторами участие коллоидов в образовании рудных тел, рассматривая сферолитовые текстуры геденбергита и других минералов как результат простого замещения известняков.

С 1939 г. изучением геологии, магматизма и рудных месторождений Южного Приморья занималась экспедиция ИГН АН СССР. Непосредственно на месторождении Тетюхе с 1944 по 1947 г. работал Ф. В. Козлов, который изучал процессы скарно- и рудообразования и пришел к выводу о значительной роли коллоидов в формировании рудных тел. В это же время М. А. Фаворская проводила исследования третичных эффузивов и дала стратификацию их для района Тетюхе. Изучением стратиграфии и тектоники, начиная с 1946 г., занимались П. Н. Кропоткин, А. И. Суворов, С. А. Салун. Ими произведено структурное районирование Южного Приморья и в ряде случаев уточнена стратиграфия.

К явно неправильным выводам по стратиграфии и тектонике района Тетюхе пришел геолог треста Дальгеологии А. Ф. Баранов, проводивший съемку (1 : 50 000) в области верхнего течения р. Тадуши и в бассейне р. Тетюхе. По мнению А. Ф. Баранова, кремнистые сланцы, относимые Г. П. Воларовичем и П. Н. Кропоткиным к наиболее древней формации района, являются самыми молодыми (чапаевская свита — T_3-J_1). Таким образом, в схеме А. Ф. Баранова как бы «перевертывается» разрез, и сообразно этому иначе, чем раньше, трактуется структура Тетюхинского рудного поля. Точка зрения А. Ф. Баранова встретила резкие возражения со стороны многих геологов (П. Н. Кропоткина, И. И. Берсенева и др.).

С 1949 г. месторождения Правобережья Тетюхинского рудного поля изучаются Приморским рудным отрядом Восточно-Сибирской экспедиции ИГН АН СССР под руководством Е. А. Радкевич. За это время отрядом было проведено детальное изучение месторождений Партизанской группы, составлены схематические геолого-структурные карты масштаба 1 : 5000 для всего Правобережья и 1 : 1000 для месторождений Восточный и Средний Партизан. Проведенные работы позволили по-новому трактовать структуру рудного поля и выяснить некоторые закономерности локализации рудных тел. Освещению достигнутых результатов и посвящена настоящая статья.

Часть I

ОБЩИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Тетюхинское рудное поле располагается в пределах Кинцухинско-Горбушинской сложной антиклинали, являющейся частью так называемой Срединной антиклинальной зоны. Последняя в свою очередь представляет собой составную часть Главного Сихотэ-Алинского синклинория, вытягивающегося вдоль хребта Сихотэ-Алинь.

В пределах Тетюхинского рудного поля, согласно тектонической схеме, намеченной В. С. Булыго, при движении с северо-запада на юго-восток выделяется шесть структурных единиц второго порядка — три синклинали и три антиклинали, характеризующихся общим северо-восточным простиранием пород. Правобережное рудное поле Тетюхе расположено в северном крыле самой юго-восточной антиклинали — Заречной.

В ядре Заречной антиклинали обнажаются мощные горизонты кремнистых сланцев и песчаников, по аналогии с другими районами относимые к перми. На крыльях же вскрываются толща карнийских известняков и песчанико-сланцевая свита, содержащая прослой известняков и известняковых брекчий (T_3^2). Породы осадочного комплекса смя-

ты в крутые складки с общим моноклинальным падением слоев на северо-запад. Они перекрываются пологозалегающими верхнемеловыми кварцевыми порфирами и их туфами и палеоценовыми андезитами.

Все породы разбиты серией крутопадающих разломов северо-западного и северо-восточного направлений на блоки, и структура представляет собой мозаику чередующихся горстов и грабен.

Массивы изверженных пород, известные на территории Правобережного рудного поля Тетюхе, невелики по своим размерам, но довольно разнообразны. Здесь мы встречаем небольшие массивы кварцевых диоритов, дайки гранитоидных пород, близповерхностные интрузии гранофилов и, наконец, разнообразные дайки — дацитов, лампрофилов, диабазовых порфиритов, фельзитов; наиболее поздние члены магматогенного ряда — скарны, несущие борную и полиметаллическую минерализацию. Ниже мы последовательно остановимся на характеристике осадочных, затем изверженных пород и, наконец, рудоносных скарнов. Особое внимание при этом будет уделено вопросу о закономерностях распределения скарново-полиметаллических рудных тел в зависимости от структурно-тектонических и литологических факторов.

Глава 1

ОСАДОЧНЫЕ И ЭФфуЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ПРАВОБЕРЕЖНОГО РУДНОГО ПОЛЯ

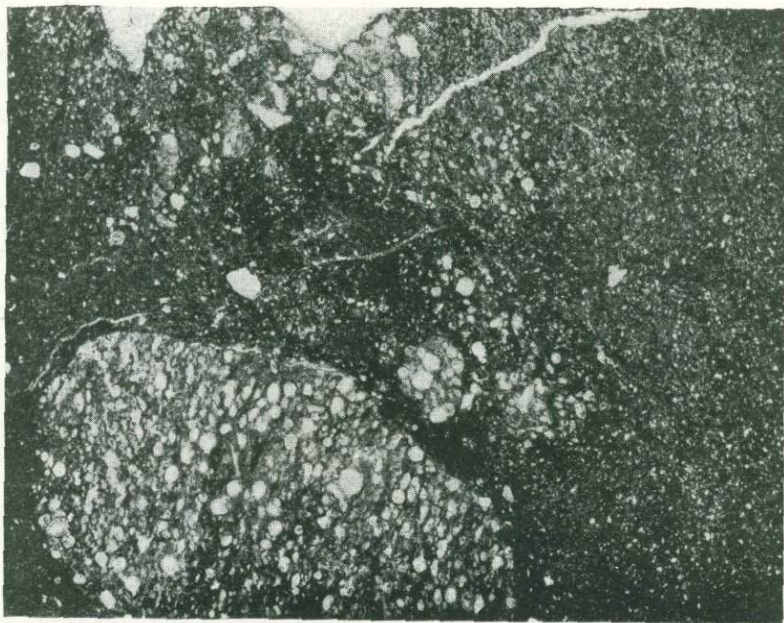
1. СВИТА КРЕМНИСТЫХ СЛАНЦЕВ (P₁)

Наиболее древними породами описываемого участка являются нижнепермские кремнистые сланцы, которые образуют весьма характерные, сильно расчлененные скалистые гребни. Они протягиваются в виде довольно выдержанной полосы мощностью около 200 м в юго-западном направлении от устья ключа Первого до верховьев ключа Больничного и далее скрываются под мощным покровом андезитов.

Кремнистые сланцы представляют собой тонкослоистую плочатую яшмовидную породу плотного сложения, серого, голубоватого и красновато-сургучного цвета. Местами по долине Тетюхе в толще кремнистых сланцев устанавливаются прослои основных лав.

Микроскопическое изучение кремнистых сланцев показало, что эти породы сложены криптокристаллическим агрегатом кварца и халцедона; местами наблюдаются в большом количестве сферические стяжения радиально-лучистого халцедона и реже — остатки скелетов радиолярий. Породы в большом количестве содержат прожилки, выполненные агрегатом мозаичного кварца. Брекчированные разности кремнистых сланцев, помимо мелкого кварцевого материала, в цементе содержат также редкие остатки радиолярий (фиг. 1). Нахождение радиолярий и в цементе можно объяснить растрескиванием пород и цементацией в условиях дальнейшего поступления радиоляриевого материала, что могло возникнуть при временном осушении островов и цементации брекчий новым кремнистым материалом при новых погружениях дна. Отложения кремнистых сланцев сопровождалась подводными излияниями основных эффузивов — именно вулканические явления, вероятно, обогатили морскую воду кремнеземом. Повидимому, здесь имело место, наряду с накоплением кремнеземсодержащих скелетов радиолярий, также и осаждение коллоидного кремнезема в виде геля.

Интенсивная пльчатость кремнистых сланцев свидетельствует о чрезвычайно пластичном состоянии породы в период формирования микро-складок.



Фиг. 1. Брекчия кремнистых сланцев. $\times 46$. Ник. ||.

2. АВВАКУМОВСКАЯ СВИТА (P_2)

Свита полимиктовых песчаников, залегающая с резким несогласием на породах нижней перми, впервые была выделена С. А. Салуном под названием аввакумовской и условно отнесена к верхней перми. Аввакумовская свита прослежена в русле р. Тетюхе, ниже Хрустального Отвода и в верховьях ключей Больничного, Хрустального и Восточного.

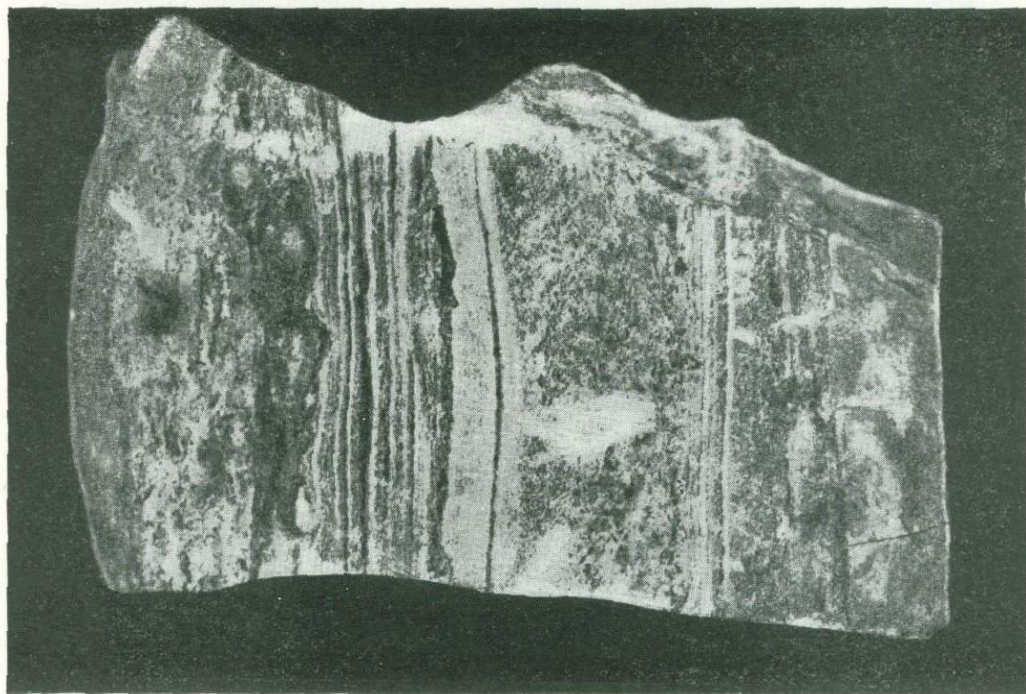
Песчаники верхней перми разнозернистые, преимущественно средне- и мелкозернистые, плотные, серого, темносерого, очень часто желтовато-серого и розоватого цвета. Среди обломочного материала в полимиктовых песчаниках в большом количестве присутствуют обломки кремнистого сланца, кварца и полевого шпата. В последнем случае в зависимости от количества полевого шпата и кварца выделяются песчаники аркозовые и кварцевые. Местами встречаются крупнозернистые разности, переходные к гравийникам и мелкогалечным конгломератам.

3. ТЕТЮХИНСКАЯ СВИТА (T_3^1)

На размытой поверхности пород аввакумовской свиты, часто непосредственно на кремнистых сланцах нижней перми залегают толща известняков карнийского возраста.

В правобережном поле известняки этого возраста занимают значительную площадь. Они протягиваются широкой полосой от Хрустального Отвода на юго-запад и достигают максимальной мощности (до 1 км)

по ключу Больничному; далее к юго-западу эта единая полоса расщепляется на три составляющих, которые прослеживаются вплоть до водораздела ключ Скальный — ключ Темный. Далее к западу известняки полностью скрываются под покровом молодых эффузивов. Вновь после значительного перерыва известняки выходят среди эффузивов в ключах Светлый и Тигровый; это связано, вероятно, с ундуляцией оси основной



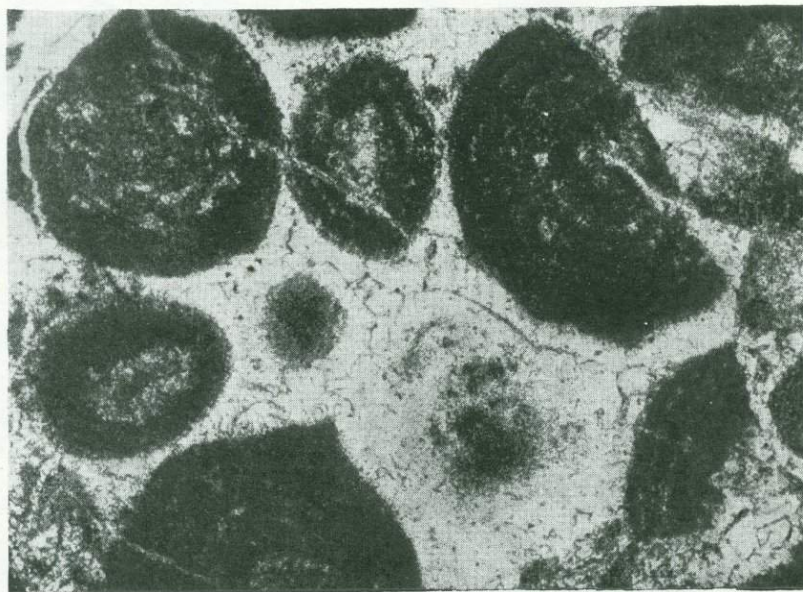
Фиг. 2. Прослой глинистого материала (темные) в известняке (светлый).
Нат. вел.

антиклинальной складки, а также со значительными горстообразными поднятиями вдоль секущих структуру нарушений северо-западного направления.

Толща известняков представлена массивными, неслоистыми породами серого, светлосерого цвета, чрезвычайно мелкозернистыми, не поддающимися микроструктурному анализу. Отсутствие ясной слоистости, а также неправильная форма известняковых блоков и наличие чехлов перекрывающих их брекчий, как известно, считались основанием для отнесения известняков к рифовым образованиям.

Мы предполагаем, что рифообразование, если оно и имело место, то во всяком случае проявлялось лишь локально, на фоне единого известнякового горизонта. Разобщенность же массивов, как нам кажется, не столько следствие развития здесь изолированных рифов, сколько результат пликативных и дизъюнктивных дислокаций, сопровождавшихся перемещением известняков вдоль нарушений. В то же время рифообразование, проявившееся в отдельных участках известнякового горизонта, могло оказать влияние на изменение мощности известняка.

При детальном исследовании известняков Правобережного участка среди них устанавливаются тонкие прослой глинистых сланцев (фиг. 2); имеются признаки слоистости в виде чередования известняка и известняковых брекчий, образованных, возможно, в результате растрескивания известнякового ила при временном осушении дна, хотя во многих случаях наличие брекчий обусловлено тектоническими причинами. В целом ряде известняковых массивов были обнаружены банки пластинчатожаберных и местами встречаются также одиночные кораллы, гастроподы, брахиоподы, фораминиферы, известняковые губки и водоросли.



Фиг. 3. Оолитовые (капрогенные?) образования в тонкозернистом известняке. $\times 46$. Ник. ||.

Первые находки фауны были сделаны Вайгелем (*Gervillea socialis* Quenst). Однако наибольшее значение для определения возраста имели исследования Л. Д. Кипарисовой, которая определила известняки как карнийские. Ею определены *Megalodon* cf. *complanatus* Gumb., *M.* cf. *angusta* Bittn., *Posidonia subwengensis* Kipar., *Pecten tetyuchensis* Kipar., *P.* aff. *serraticosta* Bittn., *Hologyra tetyuchensis* Kipar.

При микроскопическом изучении в известняках обнаруживаются ходы животных, а также устанавливаются разности известняков капрогенного характера (фиг. 3). Эти особенности не оставляют сомнения в органогенном происхождении известняков.

4. ПЕСЧАНИКО-СЛАНЦЕВАЯ СВИТА (Т₃² — J₁²)

Над известняками выше по разрезу залегает мощная песчанико-сланцевая свита. Изучение разреза по штольне Капитальной дает возможность довольно полно охарактеризовать литологический состав свиты и ее внутреннее строение.

Эта свита характеризуется частым переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. В нижней части свиты большое количество линзовидных прослоев грубообломочных пород — гравийников, известняковых и кремнистых брекчий с алевролитовым, песчаным и туффитовым цементом. Верхняя же часть свиты состоит только из тонкопереслаивающихся глинистых сланцев и песчаников. Таким образом, можно выделить в песчанико-сланцевой свите две толщи — нижнюю и верхнюю. Породы верхней толщи развиты главным образом непосредственно в долине р. Тетюхе. Общее простирание отложений песчанико-сланцевой свиты СВ 50—60° при моноклиальном падении на СЗ под углом 45—70°. В основании нижней толщи песчаников и сланцев, там где она залегает на размытой поверхности известняков, обычно есть горизонт известняковых брекчий с тонким глинистым цементом. Выше по разрезу постепенно совершается переход к брекчиям с песчаным цементом, далее к гравийникам и, наконец, к нормальным песчаникам и алевролитам.

Горизонты брекчий и известняков, мощностью обычно не более 15 м, встречаются также и выше, переслаиваясь с мощными пачками рассланцованных алевролитов, глинистых сланцев и разнозернистых песчаников. Здесь в брекчиях, наряду с обломками известняка, присутствуют и крупные обломки кремнистых сланцев, нередко содержащих остатки радиолярий (фиг. 4). Песчаники включают остроугольные или очень слабо окатанные обломки кварца, полевых шпатов, кремнистого сланца и реже известняка.

Чрезвычайно слабая окатанность обломков, плохая сортировка материала и пестрота состава толщи свидетельствуют о сильно расчлененном рельефе и коротких путях переноса обломочного материала в период отложения. В верхней части нижней толщи есть вулканогенные отложения — туффиты, туффопесчаники и лавы альбитизированных порфиритов с характерной трахитоидной структурой. Вулканогенный горизонт отмечен в правом борту долины Тетюхе, где прослеживается в виде непрерывной полосы от 2-го Советского рудника на западе до устья ключа Клубного на востоке. Эти вулканогенные породы имеют ограниченное площадное распространение и в других местах почти не встречаются. Возможно, что здесь было местное обогащение вулканогенным материалом в непосредственной близости к вулканическому центру.

Верхняя толща состоит из чередующихся пластичных глинистых сланцев и разнозернистых песчаников. Прослои известняково-кремнистых брекчий полностью отсутствуют. Вследствие различной компетенции переслаивающихся пород эта толща имеет своеобразную структуру так называемого тектонита. При интенсивной дислокации пласты более жестких песчаников разбиваются на отдельные линзы, которые обжимаются пластичными тонкорассланцованными глинистыми сланцами.

Все описанные выше породы смяты в крутые складки и перекрываются пологозалегающими покровами кварцевых порфиров и третичных андезитов. Ниже приводится краткая характеристика этих эффузивных пород.

5. КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ (Cr₂)

Верхнемеловой вулканический цикл на Правобережном поле, как и в других участках, представлен эффузивными кварцевыми порфирами и их туфами. Кварцевые порфиры верхнего мела широко развиты в западной части рудного поля на левом борту ключа Темного и в ключе Светлом, перекрывая породы перми, триаса и юры.



Фиг. 4. Известняково-кремнистая брекчия. Известняк (И), кремнистый сланец (Кс), кварц (Кв). $\times 10$. Ник. ||.

Кварцевые порфиры — породы кремово-желтого или светлосерого цвета, в которых макроскопически различимы вкрапленники кварца и полевого шпата. Под микроскопом видно, что основная масса представлена частично раскристаллизованным стеклом.

В нижней части эффузивного комплекса преобладают туфовые разновидности этих пород, наряду с ними встречаются туфолавы и туфобрекчии. Туфолавы и туфобрекчии включают в себе обломки кислых эффузивных пород, а также зерен кварца и калиевого полевого шпата. Весь материал сцементирован небольшим количеством кислой основной массы. Туфы кварцевых порфиров состоят из обломков осадочных пород, кварцевых порфиров, порфиритов, а также из мелких обломков кварца, альбита, калиевого полевого шпата и хлоритизированного стекла.

6. ТРЕТИЧНЫЕ АНДЕЗИТЫ

Нижнетретичные эффузивы в районе Тетюхе представлены андезитами и их туфами, а также жерловыми фациями андезитового покрова. Андезиты имеют развитие в южной части нашего участка, где они слагают наиболее высокие точки рельефа. Мощность их до 500 м.

Андезиты залегают почти горизонтально. Это хорошо видно на карте (фиг. 27), где нижний контакт почти совпадает с горизонталью 500 м. Но местами в них по прослоям межформационных лавобрекчии устанавливаются углы падения до $25-30^\circ$, отражающие, возможно, естественный уклон поверхности вулканических конусов. Наряду с этим, на участке Западный Партизан намечаются и несомненные признаки пологой складчатости андезитового покрова.

Андезитовый покров также затронут дизъюнктивными нарушениями, по которым происходили значительные вертикальные перемещения. Результатом этих перемещений явились тектонические «окна», в которых

среди сплошного поля андезитов выступают древние осадочные породы — известняки, песчаники и сланцы (Средний Партизан, ключ Светлый). Вследствие опускания по крупному сбросу в западной части Правобережного поля (устье ключа Светлого) эффузивы появляются в русле р. Тетюхе и ее притоков.

В основании андезитового покрова залегают лавобрекчии с обломками известняков, кремнистых сланцев, песчаников и глинистых сланцев, заключенными в лавовом и туфовом цементе (Восточный Партизан, Средний Партизан).

Андезиты и их туфы микроскопически не отличимы. Это породы серо-зеленого цвета, с ясно видимыми призматическими зернами плагиоклаза и афанитовой основной массой.

Туфы андезитов состоят из обломков основного плагиоклаза и темноцветных минералов, нацело измененных, а также из обломков скрытокристаллической стекловатой лавы. Цементирующим веществом служит слабо раскристаллизованное стекло.

Собственно андезиты характеризуются присутствием вкрапленников зонального плагиоклаза (лабрадор № 52—57, реже андезин № 35—38) и сильно хлоритизированного авгита и роговой обманки, заключенных в темнозеленой основной массе со слабыми признаками раскристаллизации.

Глава 2

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Типы интрузивных пород района довольно разнообразны, отмечая собой несколько периодов магматического внедрения.

Вероятно, наиболее древние интрузивные тела — это гранодиорит-порфировые некки, прорывающие известняки и сланцы верхнетриасовой толщи. Эти некки, возможно, представляют собой подводящие каналы верхнетриасового вулканического комплекса. Они сильно нарушены и пересечены дайками диабазовых порфиритов. Затем, уже в послеверхнемеловое время, внедрились массивы кварцевых диоритов, небольшие неккообразные тела диорит-порфиритов, являющихся, возможно, подводящими каналами андезитового покрова. Наконец, есть и еще более поздние послеандезитовые интрузивные и жильные проявления. К числу их относятся массив гранофилов, вскрытый в ключе Светлом, массив гранит-порфилов за рудником Верхним, дайкообразные тела кварцевых порфилов, фельзитов, а также дайки лампрофилов, дацитов и наиболее молодых и наиболее распространенных диабазовых порфиритов.

Таким образом, магматическая деятельность проявлялась в районе неоднократно, наибольшую интенсивность она получила в верхнемеловое — нижнетретичное время. Однако, поскольку эрозия с того времени продвинулась еще не далеко, крупные интрузивные массивы здесь еще не обнажены; их дериватами являются лишь многочисленные дайки да интенсивно проявленная скарновая минерализация.

Остановимся последовательно на характеристике главнейших интрузивных пород района.

1. ТРИАСОВЫЕ (?) НЕККИ ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВ

Некки гранодиорит-порфилов, вскрывающиеся в русле р. Тетюхе близ 2-го Советского месторождения, в поперечном сечении достигают 30—40 м; они сложены сероватой порфировидной породой, переполнен-

ной разнообразными обломками. Повидимому, эти некки представляют собой денудированные аппараты древних вулканов. Вулканические каналы выполнены пирокластическим материалом с обильными обломками нижележащих пород — кремнистых сланцев, известняков, сцементированных частично раскристаллизованной стекловатой основной массой



Фиг. 5. Оплавленные обломки известняка в породах, слагающих некк. Вид сверху. $1/5$ нат. вел.

В числе обломков встречены трахитоидные разности пород, слабо раскристаллизованное стекло, породы типа альбитизированного порфирита, обломки крупнокристаллической основной породы, а также обломки кремнистых сланцев и известняка. Последний встречается в виде крупных оплавленных линз, мраморизованных в периферической части (фиг. 5).

Описанные тела сопровождаются тонкими межслоистыми инъекциями в песчано-сланцевой толще, что позволяет говорить об их эруптивной природе. Они интенсивно дислоцированы и перемещены по тектоническим нарушениям.

Порфиновые выделения породы представлены сильно измененными полевыми шпатами, основная же масса, тоже интенсивно измененная, имеет лишь слабые признаки раскристаллизации. Порода условно определена как гранодиорит-порфир. Внешне эти эруптивные гранодиорит-порфиры обнаруживают сходство с порфиритовыми и туфовыми про-слоями, развитыми по соседству в песчанико-сланцевой толще, что и

позволяет предполагать, что здесь мы имеем корни триасовых эффузивов.

Значительно более широко и интенсивно проявлен третичный магматизм. Представителями его являются массивы кварцевых диоритов, небольшие гипабиссальные интрузии гранофилов, а также обильные и разнообразные дайки дацитов, лампрофилов, диабазовых порфиритов, фельзитов и кварцевых порфилов.

2. КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ

Кварцевые диориты слагают массив по ключу 27 и небольшое интрузивное тело по правому борту ключа Больничного. Последний массив, возможно, приурочен к одному из продольных разрывов, ограничивающих на юге известняковый блок Правобережного рудного поля.

Кварцевые диориты — породы зеленовато-серого цвета, состоящие из плагиоклаза (лабрадор), калиевого полевого шпата, кварца, авгита и роговой обманки. Повидимому, эти породы носят гибридный характер.

М. А. Фаворская на основании отсутствия признаков метаморфизма в залегающих выше них андезитах говорит о «доандезитовом» возрасте диоритовых интрузий.

3. ТРЕТИЧНЫЕ ДИОРИТ-ПОРФИРИТЫ (ЖЕРЛОВЫЕ ФАЦИИ)

Третичные (?) диорит-порфириты, образующие нежки и жилы — корни андезитового покрова, встречены на водоразделе ключ Скальный — ключ Темный и в ряде других мест. Диорит-порфириты представляют собой серо-зеленую породу с призматическими вкраплениями плагиоклаза. Под микроскопом видно, что порода состоит из сильно измененного плагиоклаза (андезина?) и нацело хлоритизированных темноцветных. Основная масса представлена микролитами плагиоклаза, мелкими зернами кварца и хлоритизированным стеклом.

Сильное изменение породы затрудняет точное сопоставление ее с эффузивными разностями андезитов; поэтому определение этих малых тел как подводящих каналов третичных эффузивов пока условно.

4. ГРАНОФИРЫ

К молодым (послеандезитовым) интрузиям мы относим прежде всего гранофиры, прорывающие андезитовый покров в ключе Светлом.¹

Массив гранофилов расположен в центре рудного поля Светлого Отвода, имеет площадь сечения около 30 000 м², сопровождается обильной серией фельзитовых даек и вызывает интенсивную мраморизацию известняков.

Гранофиры ключа Светлого — серовато-зеленоватые мелкозернистые породы; под микроскопом в них обнаруживаются порфировые выделения альбита, калиевого полевого шпата и кварца, заключенные в скрытокристаллической или гранофировой основной массе. Последняя состоит из тесно примыкающих друг к другу сферолитов, которые в свою очередь сложны и состоят из кварца и полевого шпата, образующих тонкие прорастания.

¹ Участок ключа Светлого, который расположен в 1 км к юго-западу от ключа Темного, находится вне приложенной к статье геолого-структурной карты (фиг. 27).

В периферических частях массива основная масса гранофира почти не раскристаллизована, и наблюдаются переходы к фельзитовым разновидностям. Широко развитые в ореоле интрузии дайки флюидалных фельзитов, повидимому, представляют собой ее апофизы.

Известняки в контакте с гранофирами мраморизованы на довольно широкой площади. Сами же гранофиры в контакте с известняками обогащены эпидотом и цоизитом.

Вокруг массива гранофира и частично в самих гранофирах располагаются геденбергит-сульфидные рудные тела. Возможно, рудоносные растворы поступали из глубинной части массива после застывания ее периферической зоны.

5. ДАЦИТЫ

Дацинты встречены в районе Хрустального Отвода, где они образуют небольшие тела неправильной формы, приуроченные к трещинам северо-восточного простирания. Выходы их в большинстве случаев не оконтурены; возможно, отдельные, на первый взгляд изолированные тела представляют собой части даек, разбитых на отдельные блоки поперечными тектоническими нарушениями.

Эти плотные мелкозернистые породы голубовато-зеленого цвета часто содержат большое количество миндалин до 3 см в диаметре, выполненных лучистым агрегатом зерен клиноцоизита травяно-зеленого цвета. Под микроскопом видно, что дациты представлены порфирированными породами с вкрапленниками плагиоклаза — андезина № 34 и разрушенных темноцветных. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, роговой обманки и пироксена.

В качестве аксессуарных встречены апатит и сфен, единичные зерна кварца. Структура породы — порфирировая, основной массы — диабазовая.

Дайки дацитов в контакте со скарнами в значительной степени осветлены. В этих зонах осветления зерна плагиоклаза нацело замещены кварцем либо кальцитом, причем сохраняется зональная структура, которая выявляется благодаря скопленню мельчайших зерен пироксена вдоль бывших зон основного плагиоклаза. Структура основной массы обычно сохраняется, но порода сложена уже исключительно вторичными минералами — кварцем, кальцитом и пироксеном; отмечены также датолит, аксинит, эпидот, цоизит.

Контакт скарна и дацита в большинстве случаев нечеток. Он отмечается скоплением бурого изотропного вещества и мельчайших зерен пироксена; местами наблюдается проникновение в дацитовую дайку небольших жилок скарна, представленных столбчатым геденбергитом и кварцем. Замечено, что в местах интенсивного дробления дайковой породы происходит скопление крупнозернистого датолита.

6. ЖИЛЬНЫЕ ДИОРИТ-ПОРФИРИТЫ КЛЮЧА ХРУСТАЛЬНОГО

Это наиболее свежие породы черного цвета с хорошо макроскопически различимыми зернами плагиоклаза и пироксена. Порода состоит из порфирированных выделений плагиоклаза (лабрадора № 55—60), которые изменены в очень слабой степени вдоль трещин. Из темноцветных в шлифах определен ромбический пироксен, предположительно гиперстен. Зерна его имеют призматическую форму, почти квадратную в сечении. Зерна нацело изменены, наблюдается гомоосевая псевдоморфоза бастита по ромбическому пироксену. Бастит имеет во всех случаях

симметрическое угасание. По баститу в свою очередь развивается хлорит с высокими интерференционными окрасками. Основная масса породы хорошо раскристаллизована, состоит из плагиоклаза (андезина № 40), хлоритизированного моноклинного пироксена и магнетита.

7. ДИАБАЗОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

Диабазовые порфириды распространены очень широко. Они приурочены к трещинам главным образом северо-западного простирания. Местами дайки диабазовых порфиритов следуют по системам сопряженных трещин северо-западного и северо-восточного направлений, образуя сложную сеть тонких жильных инъекций. Такие морфологические особенности даек указывают на внедрение их в момент общего растяжения, связанного с ослаблением сжимающих усилий.

Мощность даек колеблется от 0,2—0,3 до 5—8 м; отдельные иногда маломощные дайки диабазовых порфиритов прослеживаются на расстоянии до 500 м.

Диабазовые порфириды — мелкозернистые породы темнозеленого цвета. Они состоят на 70—75% из плагиоклаза № 50—55, замещенного в значительной степени карбонатом. Темноцветные большей частью замещены хлоритом с сохранением контуров короткостолбчатых кристаллов.

Основная масса породы состоит из беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза, рудного минерала и небольшого количества альбита. Кроме того, в основной массе присутствует большое количество хлорита. Структура породы микродиабазовая.

Интересно отметить, что в западной части Правобережного рудного поля встречаются диабазовые порфириды, переполненные миндалинами розоватого кальцита, составляющего до 70% всей породы.

На участке Хрустального Отвода дайки диабазовых порфиритов интенсивно кальцитизированы. В породе наблюдаются новообразования кальцита неправильной вытянутой, реже прожилкообразной формы, иногда размеры включения достигают 3×2 см. Помимо этого в породе присутствует большое количество миндалин (до 70%), выполненных хлоритом, халцедоном и цеолитом. Порода имеет облик типичного мандельштейна.

8. ФЕЛЬЗИТЫ

Фельзиты, помимо Светлого Отвода, встречены севернее устья штольни Косой на 2-м Советском руднике, где они образуют дайку плотной кремво-белой породы, состоящей из микрокристаллического агрегата калиевого полевого шпата и подчиненного количества кварца. В основной массе встречаются участки перекристаллизованного стекла.

9. ДАЙКИ КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ

Дайки кварцевых порфиров, секущие андезиты, установлены на участках Восточного, Среднего и Западного Партизанов.

Дайка Восточно-Партизанского участка представляет собой светлую кремво-серую породу с крупными, до 3 мм, вкрапленниками водяно-прозрачного кварца и полевого шпата.

Характерная особенность породы — флюиальность. Под микроскопом видно, что порода представлена порфировыми выделениями кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза в плохо раскристаллизованной основной массе. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом № 12.

Зерна олигоклаза, размером до 2,5 мм, сильно серицитизированы. Порфиновые выделения кварца представлены дипирамидальными и неправильной формы зернами размером от 0,01 до 1,8 мм. Кварц местами оплавлен. Калиевый полевой шпат с пертитовыми вростками альбита в некоторых зернах замещается агрегатами кристаллов цоизита. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата и кварца.

Дайка Среднепартизанского участка имеет мощность 8—10 м. Она приурочена к тектонической трещине северо-восточного направления, которая ограничивает горстообразный блок мезозойских осадочных пород, заключенный среди третичных андезитов. В центральной части дайки вскрывается зернистая розовая порода с макроскопически различимыми выделениями кварца и розового полевого шпата. Под микроскопом выявляется, что порода переполнена обломочным материалом — обломками зерен калиевого полевого шпата и кварца. Повидимому, здесь имело место возникновение эруптивной брекчии в момент формирования дайки. В краевых частях последней наблюдается переход к мелкозернистым фельзитовым разностям зоны закалки.

Описанные кислые дайковые породы — фельзиты, кварцевые порфиры, возможно, представляют собой отщепления той же интрузии, которая в своем куполовидном выступе проявилась в гранофирах Светлого Отвода.

Заключая характеристику изверженных пород, следует подчеркнуть, что магматическая деятельность возобновлялась неоднократно: в перми и в верхнем триасе имели место подводные излияния основных лав, сопровождавшиеся отложением кремнистых сланцев. В верхнемеловое — нижнетретичное время широкое развитие получили наземные излияния лав кислого и позже основного состава. Мощность эффузивов, измеряемая километрами, говорит о длительности этого процесса, многократно возобновлявшегося. Отмеченные нами прослои межформационных лавобрекчий подтверждают наличие перерывов в излияниях андезитов, они же позволяют установить угол падения лавовых потоков (25—30°), определяющийся или естественным уклоном вулканических конусов или пологой складчатостью. Тот факт, что верхний покров вмещает оруденение, позволяет с достаточной точностью установить, что глубина верхней границы минерализации не превышала 500 м.

В силу небольшой глубины эрозионного среза на изученной нами площади почти не обнажаются послеандезитовые глубинные интрузии. Однако об их присутствии на глубине однозначно говорят многочисленные дайки жильных пород — фельзитов, микродиоритов, кварцевых порфиров и др. Очень интересно наличие ксенолитов крупнозернистых розовых гранитов, нами обнаруженных в дайках диабазовых порфиритов. Может быть, эти скрытые на глубине граниты и являлись материнской интрузией для дайковых отщеплений и рудоносных растворов.

Рудная площадь Тетюхе, таким образом, является центром неоднократно возобновлявшейся магматической деятельности. Исключительно интенсивная деформация этой части Срединной антиклинальной зоны выразилась в образовании многочисленных разрывных нарушений; последние частично заложены еще до излияния верхнемеловых и нижнетретичных эффузивов и служили каналами для инъекции магмы на поверхность, но в главной своей части эти нарушения развились и частично повторно приоткрылись позднее. По ним следовали многочисленные дайки — дериваты скрытой на глубине интрузии. Именно интенсивная нарушенность и повторное многократное приоткрытие трещин определили внедрение даек различного состава, а также обилие разнообразных послемагматических минеральных месторождений.

Глава 3

СТРУКТУРА ПРАВОБЕРЕЖНОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В вопросе общей структуры Правобережного рудного поля есть еще много неясного, потому что сам стратиграфический разрез еще не достаточно изучен.

Правобережное рудное поле, как отмечалось, находится в северном крыле Заречной антиклинали. Повидимому, это крыло на севере ограничено крупным продольным разломом р. Тетюхе, вдоль которого появляются «чешуи» кремнистых сланцев в толще тонкого чередования песчаников и сланцев, превращенных в «тектониты». Аналогичный разлом востоко-северо-восточного простирания ограничивает рудное поле и на юге. Таким образом, все Правобережное рудное поле представляет собой своего рода тектонический клин, а ограничивающие его продольные разломы контролируют месторождения свинца и цинка. Детали внутренней структуры рудоносного поля сложны, хотя породы однообразно простираются в востоко-северо-восточном направлении и моноклинально падают на северо-запад под углами 60—70°.

Наличие известняковых брекчий как над известняками, так и под ними (Средний Партизан, 2-й Советский рудник) позволяет предполагать местами опрокинутое залегание в изоклинальных складках второго порядка.

Пликативная структура Правобережного рудного поля в значительной степени нарушена дизъюнктивными дислокациями. В изученном рудном поле наиболее ярко выражены поперечные нарушения северо-западного направления, ограничивающие по простиранию блоки известняков. Менее четко проявлены, но, вероятно, имеют не меньшее значение продольные нарушения востоко-северо-восточного простирания, проходящие чаще по границам толщ с различными механическими свойствами. Значительная часть стратиграфических контактов осложнена продольными нарушениями типа крутых надвигов или взбросов.

Подчиненное значение имеют разломы меридионального и широтного направления.

Остановимся на характеристике различных типов этих нарушений.

Продольные нарушения востоко-северо-восточного направления по контактам свит, видимо, широко развиты и характеризуются значительной амплитудой вертикального перемещения. Об этом свидетельствуют «чешуи» пермских (?) кремнистых сланцев, появляющиеся в виде изолированных линз среди грубообломочных терригенных отложений верхней толщи триаса. Вдоль таких разломов, очевидно, местами происходило и «выжимание» известняков с образованием тектонических пластов. Эти взбросы востоко-северо-восточного направления сингенетичны со складчатостью, но они омоложились и позднее.

Два наиболее крупных разлома этого типа — южный (Партизанский надвиг) и северный (Тетюхинский разлом), как отмечалось, ограничивают все Правобережное рудное поле. Они сближаются заметно в восточной части в районе Хрустального Отвода, где получает развитие сплошное скарновое поле, захватывающее массив известняка шириной до 400 м. И можно думать, что отмеченные разломы и сопряженная с ними система трещин сыграли немалую роль в локализации крупнейшего датолитового месторождения Хрустального Отвода.

В то же время эти нарушения контролируют и распределение жильных пород, а также скарново-полиметаллического оруденения. Разломы

востоко-северо-восточного направления, слагающиеся из серии параллельных трещин, представляли собой ослабленные зоны, вдоль которых имели место инъекции магмы в виде неправильных тел и жил кварцевых порфиров, некков третичных диорит-порфиритов. В дальнейшем эти же разломы, как отмечалось, были омоложены, и по ним происходили вертикальные перемещения андезитового покрова. Таков молодой продольный разлом в андезитах на участках Средний Партизан и Западный Партизан, отмечающийся появлением кварцевых порфиров, а также более мелкие нарушения, отмеченные в рудном поле месторождения Средний Партизан.

Разломы северо-западного направления, перпендикулярные к простиранию пород, естественно выражены более отчетливо. При взгляде на карту обращает на себя внимание обилие таких разломов. Одни из них, видимо, обладают значительной вертикальной амплитудой перемещения, другие представляют собой трещины с небольшим смещением; однако вся эта серия нарушений вызывает большой интерес, ибо именно к этим разломам приурочена в основном скарново-полиметаллическая минерализация.

Наиболее крупным нарушением этого типа является Инзинский разлом, ограничивающий на Правобережном участке крупный массив известняка правого борта ключа Больничного. Достаточно ярко выражена серия разломов, ограничивающих известняковый массив 2-го Советского рудника с востока. Эта серия нарушений, приобретающая далее направление, близкое к меридиональному, протягивается до месторождения Восточный Партизан и именуется нами Партизано-Советским рудным разломом. Сопряженные с этим разломом параллельные нарушения обуславливают ступенчатые перемещения известнякового горизонта по правому борту ключа Промежуточного. Серия таких же рудоконтролирующих разломов детально закартирована далее к западу на участке Средний Партизан. Такого же типа нарушения контролируют оруденение Западно-Партизанского участка; далее разлом северо-западного направления устанавливается в устье ключа Светлого, где по нему контактируют верхнемеловые кварцевые порфиры и алевролиты триасового возраста. По этому контакту видно, что среди нарушений северо-западного направления могут иметь место вертикальные перемещения значительной амплитуды.

Таким образом, все обследованное нами поле представляет собой своего рода широкую зону развития параллельных дизъюнктивных нарушений и находится в пределах более крупной региональной тектонической зоны. На Правобережном участке разломы этого типа отмечены скарново-полиметаллической минерализацией, а также мощными и протяженными зонами окварцевания и кальцитизации. Характерно, что значительного смещения в плане горизонты пород в пересечении с нарушениями северо-западного направления не показывают, в то время как признаки значительного погружения и относительного подъема перемещаемых блоков проявлены достаточно отчетливо. Очевидно, это объясняется крутым падением пород и наличием почти исключительно вертикальных движений.

Разломы северо-западного направления обладают обычно крутым падением. Они иногда вертикальны, иногда круто падают как к востоку, так и к западу (2-й Советский рудник, месторождение Средний Партизан). Подобно продольным нарушениям они заложены еще до внедрения андезитов. Однако движения по нарушениям этого направления в основном происходили позднее. В результате этих молодых вертикаль-

ных движений андезитовый покров разбит, как и нижележащие осадочные толщи, на мозаику блоков, причем в тектонических окнах среди молодых эффузивов появляются блоки осадочных пород. Такого типа горсты среди андезитов вмещают на участке Средний Партизан скарново-полиметаллические рудные тела. Такие же блоки представляют собой рудовмещающие известняки Светлого Отвода, вскрывающиеся среди эффузивов.

По трещинам северо-западного направления движения происходили в несколько этапов: первый — отмечает собой общее сжатие и характеризуется образованием крутых взбросов (эта фаза в основном определила современную мозаику блоковой структуры участка); в последующие этапы, проявлявшиеся уже в условиях ослабления тангенциального давления и общего растяжения, образовались нормальные сбросы (Восточный Партизан).

Отмеченная сеть разломов, играющая столь важную роль в формировании структуры и локализации оруденения, как было отмечено, развивалась длительно. По отношению к элементам складчатости отмеченные разломы отвечают продольным трещинам скалывания, параллельным складкам востоко-северо-восточного простирания (70°) и поперечным трещинам разрыва. В начальный период деформация, видимо, происходила на значительной глубине. Известняки, даже кремнистые сланцы, при этом проявляли себя как пластические тела и частично выжимались по разломам с образованием тектонических пластин — «чешуй». Признаки пластической деформации устанавливаются повсеместно; в массиве известняка, расположенного в северной части участка 2-го Советского рудника, наблюдается разрыв и смещение прослоя известняка — ракушняка по трещине, выполненной мелкозернистым же известняком. Подобные выполнения открытой трещины мелкозернистым известняком можно объяснить лишь своего рода «течением» известнякового вещества.

Позднее, после значительной эрозии, нарушения проявились уже на меньших глубинах. Известняки реагировали на эти разломы, как хрупкие тела: дробились, рвались на части и уже не проявляли в этих условиях приповерхностной деформации признаков пластического течения.

Перемещение блоков по трещинам востоко-северо-восточного и северо-западного простирания и обусловили возникновение мозаики горстов и грабенов — отличительной черты общей структуры Правобережного участка.

В пределах Правобережного рудного поля исключительно отчетливо проявляется закономерная приуроченность оруденения к тектоническим нарушениям. Продольные разломы востоко-северо-восточного направления, видимо, представляли собой ослабленные зоны; они явно контролируют распределение жильных изверженных пород и рудных месторождений. Вдоль этих ослабленных зон сосредоточены все известные месторождения. Здесь выделяются две главные зоны: Южно-Партизанская (месторождения Восточный, Средний и Западный Партизаны) и северная — Советская (2-е Советское месторождение). В участке сближения этих зон на востоке, как отмечалось выше, проявляется датолитовое месторождение Хрустального Отвода.

Таким образом, влияние разломов востоко-северо-восточного направления на распределение месторождений очевидно. Однако непосредственно контролируют распределение отдельных рудных тел чаще трещины северо-западного направления. Скарново-полиметаллические месторождения располагаются в пересечении поперечными разломами

северо-западного направления ослабленных продольных тектонических зон. При этом рудные тела развиваются в известняках или, что еще чаще, на контактах известняков и алюмосиликатных пород (песчаников, алевролитов, туффитов), представляя в этих случаях продукт реакционного биметасоматоза.

Эти закономерности распределения рудных тел настолько очевидны, что могут служить твердым критерием для поисков новых рудных тел как на поверхности, так и на глубине. Основное правило поисков — исследовать участки пересечения разломами северо-западного направления контактов известняков с алюмосиликатными породами, а также пересечения трещин северо-западного направления системами трещиноватости северо-восточного направления внутри крупных известняковых блоков.

Рудоконтролирующие дизъюнктивные нарушения проявлены обычно достаточно отчетливо. Они «обрывают» по простиранию полосы известняков (единственных маркирующих горизонтов), вдоль них протягиваются зоны окварцевания, гребнями возвышающиеся в рельефе. Но естественно не все трещины этого типа «продуктивны». Характерным признаком благонадежности разломов северо-западного направления в отношении оруденения является развитие вдоль них зон окварцевания и кальцитизации, несущих сульфидную вкрапленность. Проследивание таких зон по простиранию, вплоть до пересечения благоприятного для концентрации руды известняка, может привести нас к рудному телу (примеры Западного Партизана, Среднего Партизана и 2-го Советского рудника).

Среди эффузивов рудоконтролирующие разломы иногда проявляются в виде зон хлоритизации, несущих местами сульфидную вкрапленность (Западный Партизан, Восточный Партизан). Разведка таких разломов на глубину бурением может привести к открытию месторождения в известняках под эффузивным покровом.

Часть II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРАВОБЕРЕЖНОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Тетюхинский рудный узел получил известность благодаря давно разрабатываемому месторождению Верхнему, расположенному по левому притоку р. Тетюхе. Этому месторождению посвящена специальная статья И. Н. Томсона, публикуемая в настоящем сборнике; мы его касаться почти не будем, как и другого левобережного месторождения — 1-го Советского, и остановимся в основном на описании сравнительно мало изученных, но довольно многочисленных свинцово-цинковых месторождений Правобережного рудного узла.

Вначале мы охарактеризуем скарновое борное месторождение Хрустального Отвода. Это месторождение нами специально не изучалось, но мы все же даем лишь краткое его описание, так как без знакомства с этим интересным материалом представление о минерализации Правобережного рудного поля было бы неполным.

Глава 1

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ХРУСТАЛЬНОГО ОТВОДА

Рудное поле Хрустального Отвода заключено между двумя продольными разломами. Ограниченный этими разломами блок пород, представленных преимущественно известняками, имеет ширину до 400 м. Он нацело скарнирован и превращен в датолит-гранат-геденбергитовый скарн.

Почти полное замещение первоначальных пород скарновыми минералами крайне затрудняет изучение структур этого участка. Лишь редкие ксенолиты известняка и еще более редкие остатки песчаников и алевролитов указывают на первичный состав бывших здесь ранее пород.

Интенсивность процесса скарнообразования на этом участке обусловлена, вероятно, прежде всего значительным дроблением блока известняков, ограниченного двумя сближающимися разломами. Кроме того, вполне возможно, что на Хрустальном месторождении ближе, чем в других местах Тетюхинского рудного поля, залегает активная интрузия. Здесь мы довольно часто встречаем небольшие по сечению неправильные тела светлозеленоватых пород дацитового состава, не известных на других рудных участках района. Может быть, эти небольшие интрузивные тела представляют собой апофизы или дериваты еще скрытого интрузивного массива.

Остановимся на минералогической характеристике Хрустального месторождения, которое по общему масштабу минерализации, по генезису, а также по минералогическим и структурно-текстурным особенностям руд уникально. Как отмечалось, широкая полоса известняков на площади Хрустального Отвода нацело превращена в скарн, состав которого меняется полосами и пятнами. В скарновом поле выделяются крупные блоки геденбергит-датолитовых руд, переходящие местами в чисто датолитовые или датолит-кальцитовые зоны и блоки руды. Полосами проявлен скарн гранатовый и аксинитовый, показывающий отчетливую приуроченность к горизонтам песчаников. Местами встречаются блоки и зоны крупнокристаллического кальцита, а также зоны и «пятна» окварцевания.

Текстуры и весь внешний облик боросиликатных руд весьма своеобразен. В геденбергитовых разностях преобладают крупносферолитовые образования, формы которых наследуются при замещении геденбергита другими минералами — датолитом и гранатом. Вместе с тем широко развита волнисто-полосчатая текстура, обусловленная ритмичным чередованием фестончатых зон датолита, геденбергита, граната (фиг. 6).

Сплошные кальцит-датолитовые руды имеют чаще массивную текстуру; они представлены крупнокристаллическим бледнозеленым датолитом, ассоциирующим с крупнокристаллическим же кальцитом. Местами, как отмечалось, имеют место крупные блоки почти мономинерального агрегата зеленоватого датолита. В плотных разностях датолитовая порода макроскопически трудно отличима от известняка, и именно эта особенность объясняет недооценку размеров месторождения в прошлые годы. Хотя датолит и был известен давно, но даже и приблизительного представления о гигантских запасах его не было, поскольку большая часть плотных датолитовых скарнов раньше принималась за известняки. Истинные масштабы месторождения выявились лишь после посещения месторождения С. С. Смирновым и работ, проведенных затем экспедицией ГИГХС. Необычны по текстуре и гранатовые скарны, пред-

ставленные нередко типично колломорфными, сливными, натечными выделениями граната и почками с радиально-лучистым пористым внутренним строением.



Фиг. 6. Волнисто-полосчатая текстура геденбергит-гранат-датолитового скарна (Хрустальный Отвод).

Следует отметить, что в скарнах Хрустального Отвода проявлены неоднократные повторения генераций одних и тех же минералов — геденбергита, датолита, граната, не говоря уже о кальците, который выделялся непрерывно. Иногда можно наблюдать, как ритмично-полосчатый геденбергит-датолитовый скарн сечется и облекается более поздней зоной того же состава.

Представляя собой образования более или менее параллельные, главные минералы месторождения — кальцит, геденбергит, датолит, гранат — перекрывают и нередко замещают друг друга. Следуя по концентрическим зонам геденбергитового сферолита, поздние минералы — датолит и гранат — замещают геденбергитовые кристаллы, так что местами остаются лишь незначительные реликты (фиг. 7). Вместе с тем поздний геденбергит пересекает полосы сложного геденбергит-датолитового скарна. Следовательно, геденбергит продолжал выделяться и после датолита. Длительно, вплоть до относительно низкотемпературных стадий, выделялся и гранат, который местами встречается в центральных частях кальцитовых жил, секущих скарны по трещинам. Наиболее поздним минералом в полосе скарнов является кварц. Мощные зоны окварцевания, налагающиеся на скарны, часто приурочены к трещинам северо-западного простирания, пересекающим скарнированные породы. С кварцем в этих зонах, достигающих мощности нескольких метров, ассоциирует и поздний кальцит.

Характерной особенностью минерализации Хрустального Отвода является малое количество сульфидов. Правда, галенит и сфалерит изредка встречаются в виде бедной вкрапленности; однако количество их, на-

сколько сейчас известно, ничтожно. Таким образом, поскольку по минералогическому составу скарновое поле Хрустального Отвода существенно отличается от других рудных месторождений Тетюхинского района,



Фиг. 7. Датолит развивается по геденбергиту. $\times 10$. Ник. ||.

постольку мы на характеристике его наиболее типичных минералов остановимся здесь особо.

Геденбергит — один из главных минералов скарнового поля. Он образует крупносферолитовые агрегаты, метасоматически развивающиеся в известняках. Так как по составу и оптическим свойствам геденбергит Хрустального Отвода не отличим от геденбергита скарново-полиметаллических тел, анализов его здесь мы отдельно не приводим.

Как указывалось, геденбергит развивался длительно, причем отмечаются его неоднократные повторные генерации. Местами в центре геденбергитовых мелколучистых розеток удается наблюдать изотропное зеленоватое вещество, которое, возможно, является затвердевшим гелем геденбергитового состава. Эти наблюдения позволяют предполагать, что, наряду с кристаллизацией из истинных растворов, геденбергит формировался и из растворов коллоидных.

Аксинит — довольно распространенный минерал не только в главном скарновом поле, но и за пределами рудных площадей. Так, аксинитовый скарн образует широкую полосу, развивающуюся по аввакумовским песчаникам, ограничивая с юга полосу датолитовых скарнов, заместивших известняки. Аксинит — минерал бутылочно-зеленого цвета с золотистым оттенком в просвечивающих краях, образует кристаллы характерной клиновидной формы, с хорошо выраженной спайностью; размер кристаллов до 1 см.



Фиг. 8. Аксинит с характерным пламенивидным угасанием и мелкозернистый геденбергит. $\times 20$. Ник. +.

Таблица 1

Химические анализы аксинита
(по В. В. Мельницкому и Ф. В. Козлову)

Оксиды	Анализ № 1		Анализ № 2		Анализ № 3	
	% вес.	мол. кол.	% вес.	мол. кол.	% вес.	мол. кол.
SiO ₂	43,27	721	42,54	708	44,66	694
TiO ₂	Следы	—	0,12	001	—	—
Al ₂ O ₃	14,63	143	14,88	146	18,95	186
B ₂ O ₃	5,28	075	7,06	101	5,08	073
Fe ₂ O ₃	1,20	007	5,20	007	2,49	016
FeO	4,04	056	—	056	2,00	028
MnO	7,21	101	7,07	099	9,58	135
CaO	21,14	377	20,96	374	20,80	371
MgO	0,93	023	0,77	019	1,04	026
K ₂ O	Следы	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,26	—	0,05	—
H ₂ O ⁺	2,15	119	0,90	50	—	—
Сумма	99,85	—	99,76	—	104,65	—

Примечание. Анализ № 1 произведен К. И. Аргентовым; анализ № 2 — Г. А. Павловым и Корсаковой; анализ № 3 — ГИГХС.

Под микроскопом у аксинита иногда наблюдается аномальная индигово-синяя интерференционная окраска. Местами волнистое, пламени-видное погасание (фиг. 8). Оптически аксинит отрицательный; плеохроизм не отмечен; $N_g=1,691$, $N_p=1,682$; $N_g - N_p = 0,008 - 0,011$; $2V = -68^\circ$.

По химическому составу и оптике аксинит относится к манганаксиниту, формула которого такова: $(Fe, Mg, Mn) Ca_2Al_2BH (SiO_4)_4$, при отношении $Mn : Fe : Mg = 4 : 2 : 1$.

Аксинит ксеноморфен по отношению к гранату, прениту, геденбергиту и частично замещает последний.



Фиг. 9. Плотный аксинитовый скарн. По стенкам пустот видны копьевидные кристаллы аксинита. Центральная часть пустот выполнена датолитом (белый).

Мономинеральный аксинитовый скарн — порода с большим количеством пустот, выполненных крупнозернистым аксинитом либо датолитом, аксинитом, кальцитом и кварцем, где крупнокристаллический аксинит располагается по стенкам пустот, как бы вырастая из основной массы скарна (фиг. 9).

Датолит на Хрустальном Отводе образует местами мономинеральные массы или составляет значительную часть сложных геденбергит-датолит-гранатовых скарнов. Датолит бледно-голубого, бледно-зеленого, светложелтого цвета, встречен в виде сахаровидных агрегатов.

Под микроскопом датолит бесцветен, имеет резкий положительный рельеф, в зернах его сильно развита трещиноватость. $N_g=1,670 \pm 0,002$; $N_m=1,654 \pm 0,002$; $N_p=1,625 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,045$; $2V = -74 \pm 2^\circ$; $c : N_g = 1 - 3^\circ$ (по данным Г. А. Латановой). Кристаллы датолита с Хрустального Отвода по сравнению с кристаллами из полиметаллических месторождений Тетюхе обычно более бедны формами.

Согласно химическому анализу состав датолита близок к теоретической формуле: $\text{Ca}(\text{OH})(\text{BSiO}_4)$.

Таблица 2

Химические анализы датолита
(по В. В. Мельницкому и С. П. Соловьеву)

Окислы	Анализ № 1		Анализ № 2	
	% вес.	мол. кол.	% вес.	мол. кол.
SiO_2	36,80	613	37,59	626
Al_2O_3	—	—	0,55	005
Fe_2O_3	0,20	001	0,05	—
B_2O_3	21,17	302	20,04	286
MnO	—	—	0,11	001
MgO	—	—	0,10	003
CaO	35,95	641	35,34	631
Na_2O }	—	—	—	—
K_2O }	—	—	—	—
П. п. п.	5,55	—	5,89	—
H_2O^+	—	—	—	—
H_2O^-	1,14	063	0,20	—
Сумма . .	99,89*	—	99,87	—

* Сумма в оригинале не верна.

В существенно датолитовых скарнах датолит в основном развивается как непосредственно по известняку, так и по геденбергиту, причем большей частью по концентрическим зонам и реже вдоль лучей пироксена (фиг. 7). При этом иногда в нем наблюдаются гидроокислы железа в виде лучистых образований как результат замещения геденбергита с остатком скелетных форм его.

По отношению к гранату датолит ксеноморфен. С аксинитом, как сказано выше, датолит тесно ассоциирует, являясь иногда более поздним минералом. Впрочем возрастные соотношения с аксинитом могут определяться и чисто химическими факторами: как отмечалось, аксинит развивается по алюмосиликатным породам, замещая их, датолит же выполняет пустоты в аксинитовых образованиях, выпадая, очевидно, когда алюминий весь израсходован. Неясны взаимоотношения датолита с данбурином. Датолит и данбурит образуют тесные взаимные прорастания, так что трудно сказать, который из них более ранний.

В пустотах между зернами датолита встречается аморфное, гелеподобное вещество буро-зеленого цвета с характерными трещинами усыхания. Кое-где вблизи трещин это вещество слабо поляризует.

Данбурит образует прозрачные кристаллы, внешне очень напоминающие топаз. Это—минерал ромбической сингонии, кристаллы его имеют призматический габитус с очень неясной спайностью и отчетливой штриховкой вдоль граней призмы. В кристаллах наиболее развиты грани призмы (110), (120) и грань третьего пинакоида (001) (по данным Г. А. Латановой). Удельный вес 2,96—2,97.

Под микроскопом данбурит совершенно бесцветен, имеет заметный рельеф и прямое погасание. Оптически отрицателен. $\text{Ng} = 1,636$, $\text{Nm} = 1,633$; $2V = -87^\circ \pm 2^\circ$ (по Г. А. Латановой). Согласно химическим анализам, проведенным в лаборатории ГИГХС, данбурит по составу отвечает формуле: $\text{CaB}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Таблица 3

Химические анализы данбурита
(по В. В. Мельницкому)

Окислы	Анализ № 1		Анализ № 2	
	% вес.	мол. кол.	% вес.	мол. кол.
SiO ₂	48,75	812	48,90	815
Al ₂ O ₃	0,20	002	0,20	002
Fe ₂ O ₃	0,54	003	0,53	003
B ₂ O ₃	26,27	375	26,43	379
MgO	0,54	014	0,56	014
CaO	22,83	408	22,74	406
Na ₂ O)	0,39	—	0,40	—
K ₂ O)				
F	0,06	—	0,1	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—
Сумма . . .	99,58		99,86	

Гранаты, как отмечалось выше, встречаются в кристаллических разновидностях и в виде плотных, сливных, натечных колломорфных агрегатов. Эти разновидности связаны постепенными переходами, и на поверхности почек и натечков колломорфного граната мы обычно видим друзды его прекрасно образованных кристаллов.

Показатели преломления, по данным Ф. В. Козлова, варьируют в пределах 1,764—1,895.

Химический состав гранатов согласно анализам, произведенным в химической лаборатории ГИГХС, следующий:

Таблица 4

Химические анализы гранатов
(по В. В. Мельницкому)

Окислы	Зернистый гранат *		Зернистый гранат **		Сливной гранат ***	
	% вес.	мол. кол.	% вес.	мол. кол.	% вес.	мол. кол.
SiO ₂	36,09	601	36,22	603	37,14	618
TiO ₂	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	2,33	023	1,19	012	13,99	137
Fe ₂ O ₃	27,59	173	28,25	177	12,47	078
FeO	1,15	016	1,23	017	1,21	017
MnO	0,32	004	0,20	003	0,98	014
MgO	—	—	—	—	0,82	020
CaO	31,22	556	32,06	571	33,28	594
Na ₂ O)	0,19	—	0,12	—	0,00	—
K ₂ O)						
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,00	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,05	—
П. п. п.	0,28	—	0,02	—	0,38	—
Сумма . . .	99,17		99,29	—	100,32	

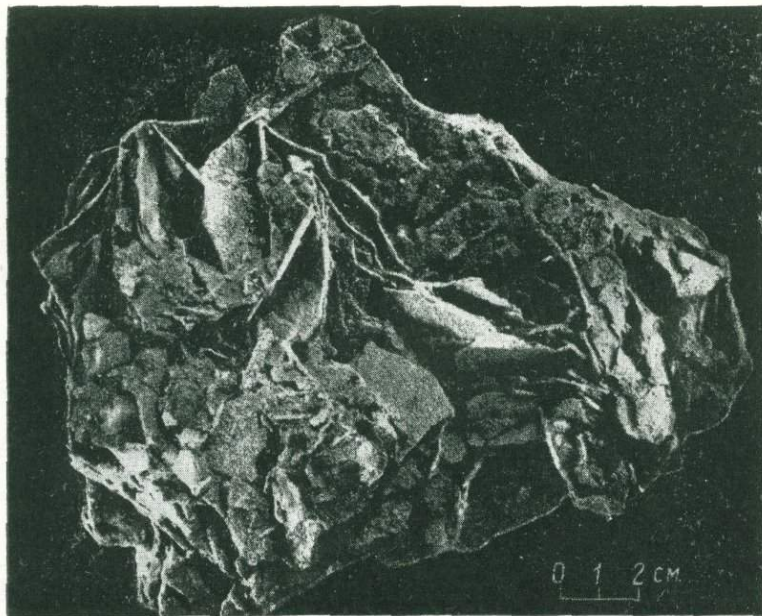
* Андрадит с 10% гроссуляровой молекулы.

** Андрадит с 5% гроссуляровой молекулы.

*** Андрадита — 40%, гроссуляра — 60%.

Гранат в кристаллах часто анизотропен. Под микроскопом наблюдаются его как зонально, так и секториально гаснущие кристаллы. Местами по анизотропии обнаруживается столбчато-волокнистая структура периферических частей гранатовых агрегатов.

Изучение зональных кристаллов показало, что различные зоны имеют разную окраску и различаются по показателям преломления. Так, нередко зональные гранаты характеризуются чередованием изотропных и анизотропных зон нарастания; при этом устанавливается, что изотропные зоны отличаются оливковой окраской и более высоким показателем преломления.



Фиг. 10. Псевдоморфозы кварца по пластинчатому кальциту.
 $\frac{1}{3}$ нат. вел.

Некоторые анизотропные разновидности граната содержат мельчайшие игольчатые (или пластинчатые?) включения неизвестного минерала. Спектральный анализ подобных разновидностей показывает присутствие в них титана (очень сильные линии). Возможно, что эти включения — титанит или рутил.

Гранат, как отмечалось, развивался длительно. Он выделялся и совместно с главными скарнообразующими минералами (геденбергитом и датолитом), и значительно позднее них, образуя вместе с пластинчатым кальцитом прожилки по трещинам, секущим скарн.

Кальцит — один из главных минералов скарнового поля. Он отлагался длительно, начиная с первых этапов скарнообразования, сопровождавшегося перекристаллизацией известняка. Иногда местами при этом возникают своеобразные сферокристаллы диаметром до 1 м, характеризующиеся плавным изгибом плоскостей спайности по шару.

Следующим по времени выделения является пластинчатый кальцит, который слагает зальбанды гранатовых прожилков, секущих скарн. Ме-

стами этот кальцит замещается более поздним кварцем с образованием пластинчатых псевдоморфоз (фиг. 10). Поздние кальцит-кварцевые зоны представляют собой наиболее низкотемпературный этап минерализации.

Кварц — один из самых поздних минералов месторождения, постоянно ассоциирует с поздним кальцитом. Местами встречаются крупные неправильные блоки и зоны окварцевания в скарновом поле. Кальцит-кварцевые зоны нередко следуют по тектоническим трещинам, секущим скарн. Вместе с тем они распространяются и за пределы скарнового поля, обильно проявляясь в его ореоле.

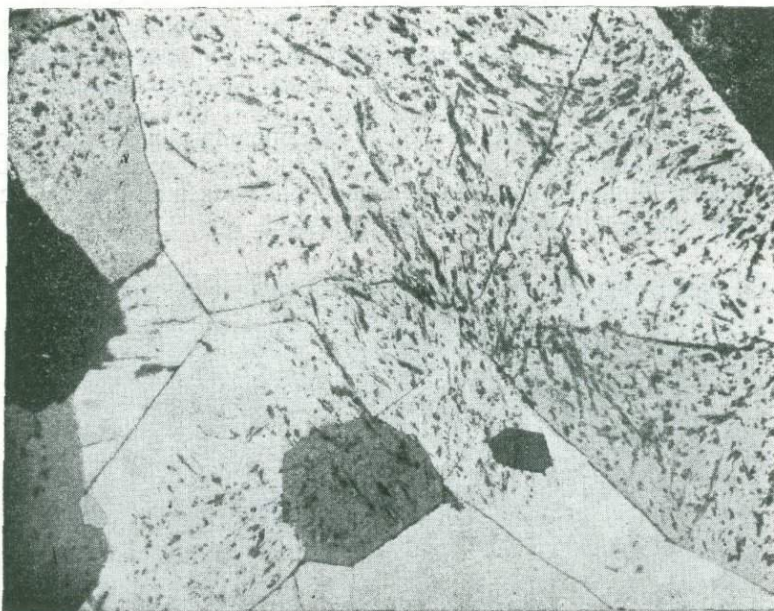


Фиг. 11. Замещение пластинчатого кальцита кварцем. Видно зональное строение кристаллов, отмеченное распределением газово-жидких включений в кварце. $\times 20$. Ник. ||.

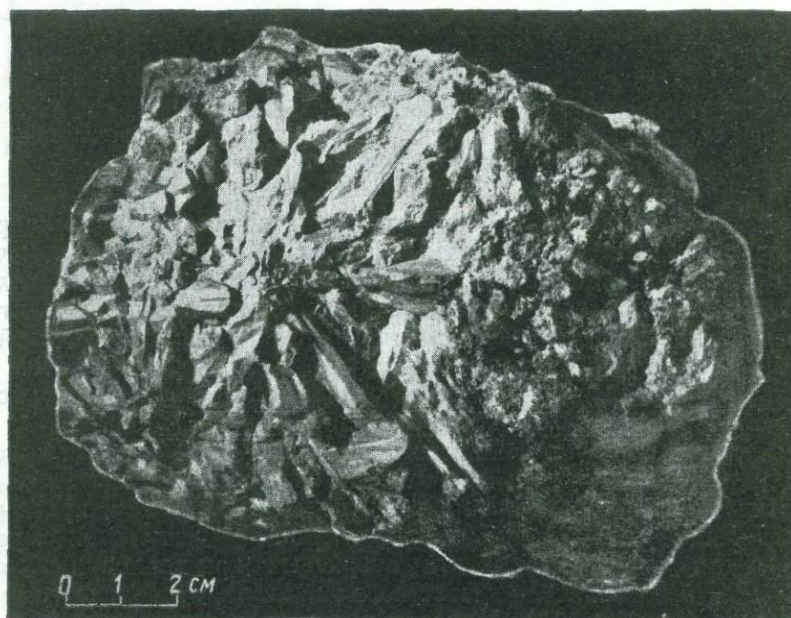
По минералогическим особенностям выделения позднего кварца на этом месторождении весьма разнообразны. Местами, как отмечалось, кварц образует псевдоморфозы по пластинчатым кристаллам кальцита. Характерно, что при образовании таких псевдоморфоз происходит нарастание друз кварцевых метакристаллов перпендикулярно к осевой плоскости бывших кальцитовых пластин. Кристаллы кварца при этом имеют отчетливо выраженное зональное строение, подчеркивающееся распределением обильных газово-жидких включений (фиг. 11).

В скарновом поле Хрустального Отвода часто встречаются кристаллы кварца необычной окраски. Так, в зонах окварцевания встречены друзы призматических кристаллов кварца, окрашенных в бурый и красный цвет и одетых чехлом бесцветной разновидности кварца. Под микроскопом установлено, что эти окрашенные части кварцевых кристаллов переполнены игольчатыми выделениями неизвестного минерала, образующего «метельчатые» агрегаты (фиг. 12). Минерал имеет желтоватый цвет, изотропен.

Обращают на себя внимание также необычные кристаллы пепельно-серого кварца, образующие звездчатые агрегаты в одной из зон



Фиг. 12. Игольчатые включения в кварце. Внешние зоны кварцевых кристаллов свободны от включений. $\times 20$. Ник. +.



Фиг. 13. Звездчатый кварц из зоны окварцевания Хрустального Отвода.

окварцевания ключа Клубного (фиг. 13). По цвету, тусклому блеску в этих кристаллах трудно узнать кварц. Однако микроскопическое изучение показало, что здесь мы имеем все же кварц, но переполненный взвесью посторонних включений, которые составляют до 50% его объема. Эти диспергированные включения оказались неоднородными: небольшая часть их составляет идиоморфные кристаллы граната, главная же масса включений представлена округлыми шариками неизвестного изотропного минерала золотисто-коричневого (в шлифе) цвета, местами с характерной колломорфной концентрически-полосчатой структурой. Показатель преломления этого минерала высокий — 1,786.

Химический анализ кварца, содержащего такие включения, проведенный в химической лаборатории ИГН химиком Е. Ломейко, показал следующее:

SiO ₂	83,06	CaO	6,85
TiO ₂	7,18	H ₂ O	0,33
Al ₂ O ₃	1,42	ZrO ₂	0,06
Fe ₂ O ₃	0,22		
FeO	0,61		
MgO	0,72	Сумма	100,45

Поскольку здесь анализировалась сложная минеральная смесь, состав минерала остается неясным; может быть, здесь имеют место включения сфена. Уже само обилие посторонней взвеси в кварце, образующей твердую равномерно рассеянную дисперсионную твердую фазу, показывает, что кристаллизация совершалась из сложной по составу среды, которая скорее всего представляла собой гель. О колломорфном происхождении этих кварцевых выделений говорит и их звездчатая радиально-лучистая структура, являющаяся, очевидно, результатом раскристаллизации сферических выделений кремнезема.

Характерно, что местами в этих кристаллах наблюдались полосы, свободные от включений и сложенные водянопрозрачным кварцем. Вероятно, полосы возникли при залечивании кремнеземом уже свободным от примесей, трещин усыхания в сложной гелевой массе. Помимо «трещин» наблюдаются и «пустоты», выполненные тончайшим агрегатом кварцевых зерен, напоминающим ноздреватую губку.

Признаки коллоидного образования кварца выражаются в его пламенеvidных формах угасания. Реликты лучистой структуры наблюдаются и в других участках скарнового поля Хрустального Отвода.

Заключая характеристику скарнового поля Хрустального Отвода, следует отметить исключительную интенсивность проявленной в его пределах борной минерализации. Общее количество внесенного бора измеряется миллионами тонн. Минералы бора — аксинит и датолит проявлены и в других рудных участках Тетюхинского района, но нигде они не встречаются в таком изобилии.

Совместно с бором, возможно в летучих комплексных соединениях с ним, выносились из магмы железо, марганец, кремнезем. Эти элементы пропитывали весь блок известняковых пород и обусловили его почти полное преобразование. Энергично протекавшие реакции взаимодействия бороносных флюидов и известняка привели, вероятно, к резкому переисщению флюидов, что явилось причиной появления гелеобразных осадков, выполнивших крупные полости растворения в известняках. Таким образом, могли возникнуть колломорфные разности скарнов, кальцита и более позднего кварца. Значительная роль коллоидных растворов в формировании этого крупного рудного тела бесспорна.

Можно думать, что образование скарнов Хрустального Отвода по времени несколько предшествовало возникновению скарново-полиметаллических тел. Последние отражают уже более поздний этап минерализации, проявившийся в локально ограниченных участках. В то же время они в основной своей части представляют, вероятно, образования и более удаленные от активного интрузивного очага.

Глава 2

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Переходя к характеристике скарново-полиметаллических месторождений Правобережья, следует отметить их существенное отличие от описанных выше скарнов Хрустального Отвода. Здесь мы уже не видим сплошного площадного скарнирования, охватывающего громадные блоки пород и целые горизонты. Оруденение локализовано в виде сравнительно небольших трубчатых тел, приуроченных к пересечению систем тектонических трещин.

Отличен и вещественный состав рудных тел, представленных здесь геденбергит-сульфидной рудной массой, удивительно однотипной во всех месторождениях на широкой площади Тетюхинского рудного поля. В генетическом отношении эти скарново-полиметаллические трубы, значительно удаленные от активных очагов магматизма, также довольно однообразны.

Далее мы приводим описание месторождений в такой последовательности: 2-й Советский рудник, Восточный, Средний и Западный Партизаны и несколько удаленные от Партизано-Советского поля рудные тела Светлого Отвода.

В этих описаниях отдельных месторождений главное внимание уделено структурным особенностям участков. Поскольку вещественный состав рудных тел на всех месторождениях совершенно однотипен, характеристика минералов и их взаимоотношений дана в общем минералогическом очерке в конце главы.

1. МЕСТОРОЖДЕНИЕ 2-й СОВЕТСКИЙ РУДНИК

Месторождение 2-й Советский рудник располагается в крутом, обрывистом правом борту долины р. Тетюхе на водоразделе ключ Больничный — ключ Промежуточный. Оно приурочено к скрещению двух крупных разломов: субширотного Тетюхинского разлома (точнее востоко-северо-восточного направления), ограничивающего с севера Партизанское рудное поле, и субмеридионального Партизано-Советского разлома, протягивающегося от месторождения 2-й Советский рудник до Восточного Партизана на юге. Как и везде, в Тетюхинском районе оруденение приурочено к блоку известняков.

По своей структуре это месторождение наиболее сложно. Породы, моноклинально падающие на северо-запад, по серии разломов северо-западного направления здесь значительно смещены по вертикали. Большую роль, очевидно, играли и подвижки вдоль контактов по разломам востоко-северо-восточного направления.

Характерной особенностью месторождения является широкое развитие среди песчанико-сланцевых отложений согласно-переслаивающихся с ними вулканогенных пород. Сбор и обработка большого количества материала показали, что здесь мы имеем вулканогенную свиту с про-

слоями лав порфиритового состава туффитов, туфопесчаников, переслаивающихся с алевrolитами и грубообломочными известняковыми брекчиями. Вероятно, на данном участке вскрывается ореол вулканогенных отложений, непосредственно примыкающих к эруптивному аппарату. Наряду с эффузивными прослоями лав и туфов можно видеть и подводящие каналы в виде неправильных жиллообразных тел, секущих известняки. К типу подводящих жерловых фаций, возможно, относятся и так называемые некки гранодиорит-порфиоров, секущие песчаники и сланцы. Эти тела исключительно нарушены, деформированы и разорваны тектоническими нарушениями.

В структурном отношении до сих пор не разгадана природа главного известнякового блока 2-го Советского месторождения. На поверхности известняк образует мощный массив шириной до 250 м. На глубине же 120 м от поверхности (горизонт штольни Капитальной) мощность встреченного штольней известняка измеряется всего лишь 10 м.

Таким образом, здесь имеется несоответствие в мощности известняка на поверхности и на горизонте штольни. Что же произошло с известняковым горизонтом? Прежде всего естественно предположить, что на глубине мощность известняка сильно сокращена в результате срезания его разломами. Как это отмечается на горизонте штольни, маломощный клин известняков и известняковых брекчий имеет тектонические контакты с прилегающими к нему вулканогенными и песчанико-сланцевыми породами. Вместе с тем вполне вероятно, что и сами представления о мощности известняков преувеличены. Возможно, что на поверхности лежит горизонтальная плита известняка, которая представляет собой ядро сложной опрокинутой лежащей складки, осложненной чешуйчатыми горизонтальными надвигами. Признаки таких лежащих складок можно заметить, наблюдая прослои сланцев среди известняков (штольня Октябрьская), а также положение мегалодоновых банок, которые в русле долины р. Тетюхе лежат почти горизонтально.

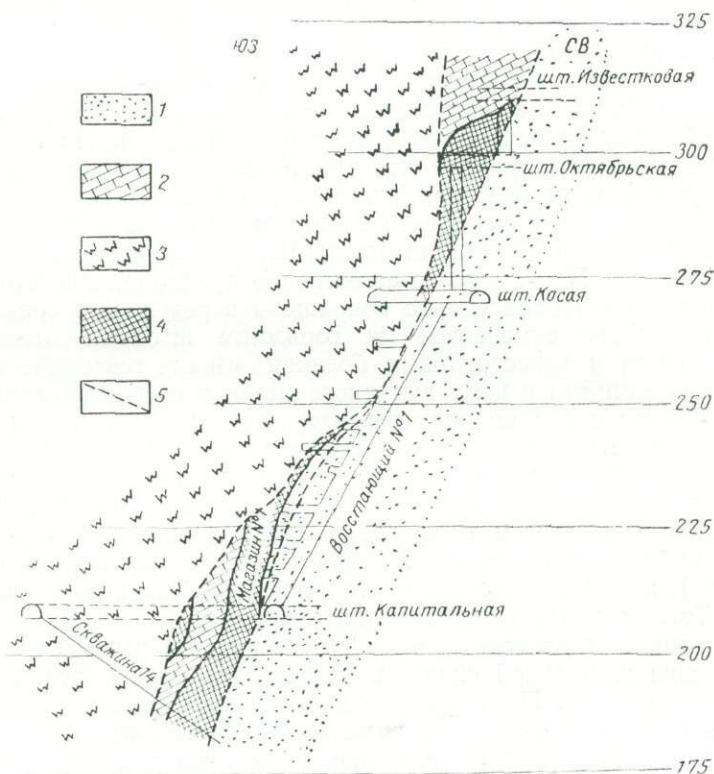
Итак, можно предположить, что здесь мы имеем выжатое и опрокинутое ядро антиклинальной складки, «корень» которой обрезан тектоническими нарушениями. Поскольку оруденение продолжается на глубину без изменения, постольку можно думать, что проводящий его известняковый клин потянется и дальше. Однако для проверки этого предположения нужны буровые работы. Выяснение морфологии известнякового блока 2-го Советского рудника — первоочередная задача ввиду того, что с решением этого вопроса связана оценка возможностей продолжения оруденения на глубину.

На месторождении — пять рудных выходов, вскрытых рядом штолен, шахт и канав. Оруденение главным образом приурочено к карбонатным породам и локализуется вдоль разломов северо-западного направления. Наиболее интересно Главное рудное тело с площадью сечения на горизонте 270 м около 50 м² и на горизонте 200 м — 150 м². Это рудное тело наиболее полно вскрыто системой подземных выработок: квершлагом № 1 на горизонте штольни Капитальной (200 м), штольней Косой на горизонте 270 м и соединяющими эти горизонты восстающими — № 1 и блоковым. Кроме того, рудное тело подсечено большим количеством скважин подземного бурения. Самые высокие горизонты уже с полуокисленной рудой вскрыты штольней Октябрьской и шахтой Пробной. Структура этого рудного тела рисуется нам следующим образом.

В северо-восточном участке квершлага № 1 толща порфиристов срезается крутопадающим разломом северо-западного направления и контактирует с известняком и известняковой брекчией. Последние породы

слагают узкий, очевидно, поднятый блок в виде пластины, срезанной к северо-востоку вторым разломом также северо-западного направления. По этому разлому блок карбонатных пород соприкасается с толщей песчаников (фиг. 14).

Поднятие пластинообразного блока известняковых пород сопровождалось, очевидно, относительным вертикальным перемещением по сопряженным разломам основных толщ порфирита и песчаника, что вызвало



Фиг. 14. Разрез Главного рудного тела месторождения 2-й Советский рудник.

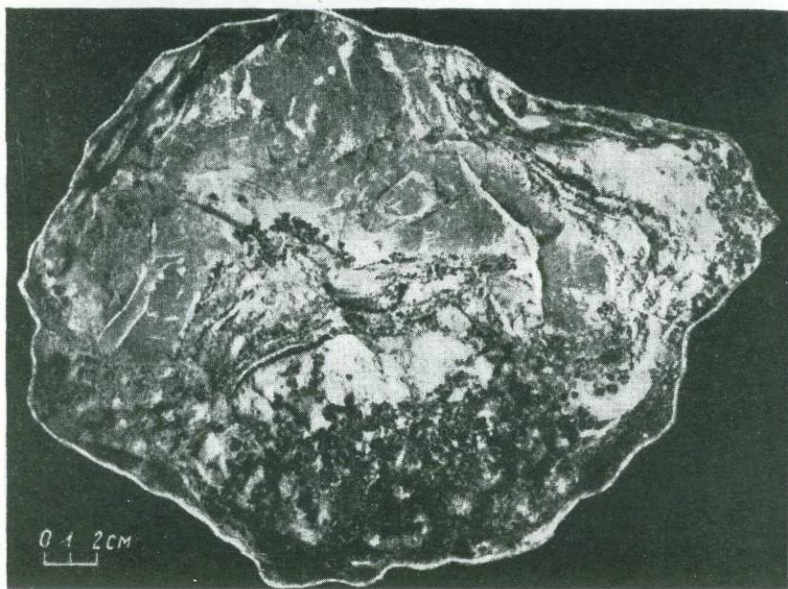
1 — песчаник; 2 — известняк; 3 — порфирит; 4 — оруденелый известняк;
5 — разломы.

разрыв блока и «растаскивание» его частей в вертикальном направлении. На горизонтах 240—270 м наблюдается уже непосредственный контакт порфирита и песчаника. На этом же интервале хорошо видно, как два параллельных разлома сливаются в один и затем выше (горизонт штольни Косой) опять расходятся, заключая между собой снова известняк.

Именно к этой пластине карбонатных пород и приурочено основное рудное тело, представляющее собой уплощенную крутопадающую на юго-запад трубу. На интервале между двумя частями «растаскиваемого» блока по тектонической трещине в карбонатизированной глинке наблюдается только убогая вкрапленность сульфидов. Очевидно, что по этой трещине и осуществлялось движение рудных растворов, которые избирательно замещали преимущественно карбонатные породы и лишь в незначительной степени давали убогую рудную вкрапленность в песчани-

ках. Этим объясняется и быстрое выклинивание рудного тела в верхней части магазина № 1, где как раз имеет место разрыв блока известняка вдоль разломов. Появление известняка на горизонтах штолен Косой и Октябрьской вновь обусловило интенсивное рудоотложение.

Месторождение 2-й Советский рудник подобно другим представлено геденбергитовыми скарнами с вкрапленностью сульфидов, главным образом галенита и сфалерита; заметную роль местами играет халькопирит. Помимо того, встречены пирротин, обычно полностью превращенный в марказит и пирит, а также на верхних горизонтах аргентит, тесно ассоциирующий с галенитом.



Фиг. 15. Ритмично-полосчатая сфалерит-кальцитовая руда в контакте рудного тела и известняка (2-й Советский рудник)
(Черные полосы — сфалерит, белые — кальцит, серые — известняк.)

Руды обладают характерной сферолитовой структурой, обусловленной развитием сульфидов по сферолитовым агрегатам геденбергита. Местами получают развитие ритмично-полосчатые руды, образованные чередованием полос кальцита и сульфидов — сфалерита и галенита (фиг. 15).

Не останавливаясь на других деталях минералогического состава и текстурных особенностей руд, которые характерны и для других месторождений, перейдем к характеристике наиболее крупного месторождения Партизанского поля — Восточно-Партизанского.

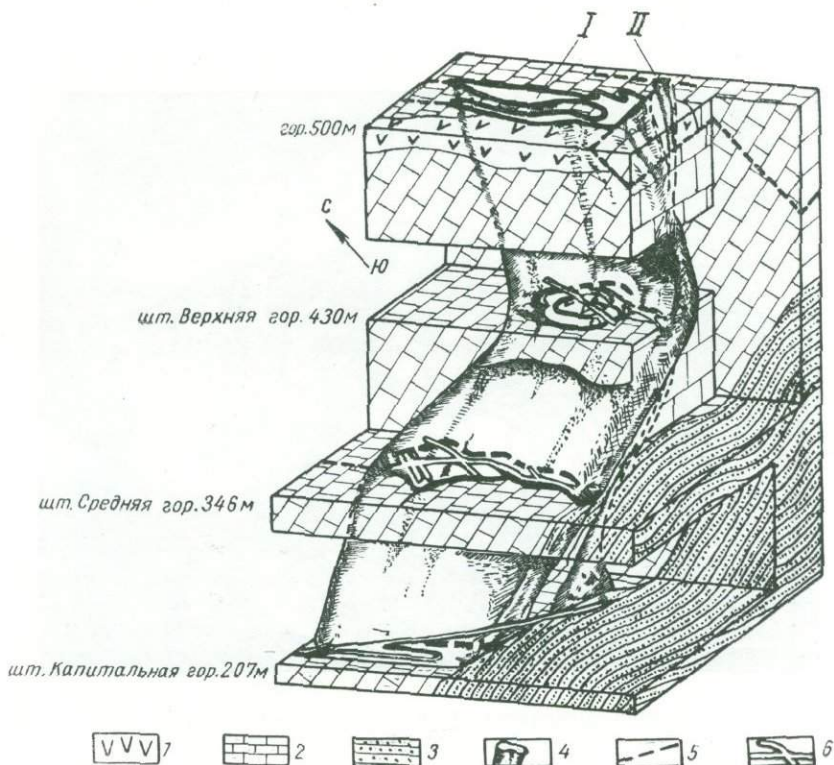
2. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОСТОЧНЫЙ ПАРТИЗАН

Группа Партизанских месторождений (Восточный, Средний и Западный Партизаны) приурочена к широкой полосе известняков, которая с юга по тектоническому межформационному контакту отграничена от подстилающих аввакумовских песчаников и кремнистых сланцев.

Восточно-Партизанское месторождение находится в пересечении этого южного продольного разлома и отмеченного выше Партизано-Совет-

ского разлома, простирающегося в северо-северо-западном направлении. Оно расположено к юго-юго-востоку от 2-го Советского месторождения, на расстоянии 1,5 км от него.

Рудные тела месторождения приурочены к крупному массиву известняка карнийского возраста, на юго-востоке граничащему с более древними породами: песчаниками, алевролитами и кремнистыми брекчиями, которые по возрасту следует параллелизовать с аввакумовской свитой.



Фиг. 16. Блок-диаграмма месторождения Восточный Партизан.

I — Главная рудная труба; II — Малая рудная труба; 1 — андезиты; 2 — известняки; 3 — песчаники; 4 — рудные тела; 5 — разломы; 6 — подземные выработки.

На северо-западе известняки перекрыты песчаниками и сланцами. В юго-западной части месторождения массив известняка скрывается под мощным покровом андезитов.

На поверхности Восточно-Партизанского месторождения канавами вскрыто четыре рудных тела, из которых основными являются Главная труба и Малая труба.

Главное рудное тело, как и Малое, на глубине подсечено штольной Верхней (гор. 430 м), штольной Средней (гор. 346 м), штольной Капитальной (гор. 207 м) и рядом скважин (фиг. 16). Таким образом, рудные тела разведаны ниже поверхности на 300 м, что позволяет хорошо проследить изменение с глубиной их морфологии и вещественного состава.

Главная рудная труба на поверхности занимает площадь около 1000 м² и имеет форму сплюсненной подковы, следуя, видимо, по

сопряжению трех тектонических трещин: двух сближенных трещин северо-западного направления, к которым приурочены параллельные ветви «дуги», и одной трещины северо-восточного направления, по которой происходит дугообразное замыкание этих двух составляющих. Рудное тело залегают в известняках и сложено геденбергит-гранатовым скарном с богатой вкрапленностью галенита и сфалерита.

На горизонте штольни Верхней Главное рудное тело простирается уже почти меридионально и значительно смещено к югу, имея, таким образом, на интервале поверхность — штольня Верхняя юго-восточное склонение. Изменяется также форма тела, приобретающего в сечении вид эллиптического кольца, которое окружает здесь блок андезита. Природа этого андезитового ядра, вскрытого в центре рудной трубы, до сих пор не выяснена; возможно, что это небольшой блок покровных андезитов, резко опущенный вниз. Во всяком случае на более низких горизонтах продолжение андезитового тела не обнаружено.

Рудное тело на горизонте штольни Верхней имеет концентрически зональное строение: внутреннее ядро, как отмечалось, сложено слабо оруденелыми андезитами, затем следует зона андезитов, превращенных в аксинит-пренит-геденбергитовый плотный скарн с вкрапленностью сульфидов. Далее уже по известнякам развивается кайма крупноразмерного геденбергита, и, наконец, внешнюю зону составляет наиболее богатая карбонат-сульфидная руда.

Ниже штольни Верхней рудное тело изменяет свое склонение резко на северо-запад, сохраняя юго-западное падение вплоть до горизонта штольни Капитальной.

В штольне Средней рудное тело, резко вытянутое в северо-западном направлении и целиком залегающее в известняках, своим юго-восточным концом примыкает к контакту с подизвестняковым горизонтом песчаников и сланцев. Основной скарный минерал — геденбергит. Такой концентрической зональности в строении рудного тела, какая имела место на горизонте штольни Верхней, здесь уже не наблюдается.

На горизонте штольни Капитальной продолжение Главной рудной трубы частично вскрыто разведочным штреком и подсечено серией скважин из основного кваршлага. Оруденение (галенит, сфалерит, халькопирит) в виде небольших гнезд проявлено в пределах неширокой (10—15 м) зоны интенсивно измененного известняка. Насколько можно судить по данным небольшого количества скважин, эта зона быстро расширяется к юго-востоку, примыкая, очевидно, далее к контакту известняков и песчанико-кремнистых пород. Такое расширение объясняется скорее всего «растеканием» минерализации вдоль контакта.

На этом горизонте появляется совершенно необычный для Тетюхе тип скарна — волластонитовый. Развитие этого скарна сопровождается по периферии скарновой зоны интенсивной перекристаллизацией и мраморизацией известняка. Волластонит образует шестоватые агрегаты в виде тонких петлеобразных, часто замыкающихся лент. В средних частях участков породы, оконтуренных такой лентой из волластонита, наблюдается мраморизованный, а часто и неизменный плотный известняк. В забое разведочного штрека на 30 м волластонитовый скарн образует тонкую вертикально падающую плоскую жилку, протягивающуюся на юго-восток в направлении вытянутости всей зоны измененных известняков.

Таким образом, Главное рудное тело представляет собой уплощенную трубу, вытянутую в общем в северо-западном направлении. Падение на всем протяжении остается постоянным — юго-западным. На нижних

горизонтах, вплоть до штольни Средней, оруденение примыкает к контакту карбонатных и алюмосиликатных пород и затем выше отрывается от него и целиком залегает в известняках.

Очевидно, и в данном случае основным рудоконтролирующим элементом является система пересечения контакта разломами северо-западного направления.

Резкое изменение склонения трубы с северо-западного на юго-восточное и отрыв ее от контакта объясняется, вероятно, появлением встречных трещин, по которым был опущен грабенообразный блок андезитов. Последний явился как бы стержнем, вокруг которого наиболее интенсивно шли процессы биметасоматоза.

Характер минерализации Главного рудного тела отчетливо изменяется по вертикали: от волластонитового скарна на глубине до геденбергитового скарна по известнякам и гранат-аксинит-геденбергитового на верхних горизонтах.

При разведке Главного рудного тела на глубину необходимо учитывать приуроченность его к контакту, имеющему падение на СЗ под углом 45—50°. Склонение рудного тела именно и определяется направлением падения контакта, поскольку рудное тело вытянуто перпендикулярно к нему. Падение же самого рудного тела, очевидно, остается юго-западным. Возможно также, что рудное тело с глубиной изменит свою северо-западную ориентировку в пространстве и будет вытягиваться вдоль контакта, т. е. в северо-восточном направлении. Тенденция к этому уже намечается на горизонте штольни Капитальной.

Малое рудное тело, расположенное на поверхности к северу от Главного, имеет значительно меньшее поперечное сечение порядка 20 м² и представляет собой узкую трубу, вытянутую в сечении в северо-восточном направлении. Это рудное тело вскрыто штольней Верхней, на горизонте штольни Средней подсечено серией скважин и, наконец, снова вскрывается в штольне Капитальной.

Рудное тело залегает в известняках, близ контакта с подстилающими песчанико-кремнистыми породами и падает на СЗ параллельно этому контакту. На верхних горизонтах оно приурочено к пересечению двух систем сближенных трещин — северо-восточного и северо-западного направлений. Вероятно, именно сближенная параллельная трещиноватость определяет своеобразную параллельно полосчатую текстуру руд на этих горизонтах, обусловленную чередованием полос сульфидов (галенита и сфалерита) и кристаллического кальцита: сульфиды, возможно, замещали перекристаллизованный известняк как раз по серии тончайших параллельных трещинок.

В остальном в минералогическом отношении Малое рудное тело не отличается на верхних горизонтах от Главного, если не считать отсутствия в его составе таких минералов, как аксинит и пренит, развитых в андезитовом ядре Главной трубы.

В пустотах внутри Малого рудного тела на верхних горизонтах наблюдаются своеобразные почковидные натечные выделения сульфидов — галенита и сфалерита, покрытые друзами прекрасных кристаллов этих же минералов. Эти своеобразные «почки», возможно, возникли из коллоидных растворов. Характерно, что галенит, как показывает минераграфическое изучение, кристаллизуется здесь раньше сфалерита и цементируется последним по спайности.

На горизонте штольни Капитальной Малое рудное тело вскрыто расщелками № 5 и 6 и основным кварцшлагом. Здесь оруденение приурочено уже непосредственно к контакту известняков и подстилающей песчани-

ковой толщи. Как показывает материал скважин, оно «растекается» вдоль контакта узкой, чрезвычайно невыдержанной полосой. Плоскость контакта близ расщели № 5 испытывает резкий изгиб, меняя простирание с СВ 32° на СВ 60°, что, возможно, и обусловило локализацию оруденения в этом месте.

Хотя на этом горизонте Малое рудное тело располагается лишь в 40 м от Главной рудной трубы, волластонитового скарна, однако, в нем не наблюдается. Здесь, как и на верхних горизонтах, проявлен обычный геденбергит-кварц-кальцитовый тип скарна. Отличительной чертой этого рудного тела на глубине служит обильное распространение рудной брекчии. Отсутствие волластонита на Малом рудном теле показывает, что появление этого минерала на нижних горизонтах Главного рудного тела не есть следствие простой вертикальной зональности, обусловленной падением температуры одного потока растворов по мере их восхождения, а скорее какой-то ранний высокотемпературный этап минерализации, который проявился на глубине до геденбергитовой стадии, но далеко не везде: он оказался лишь там, где были в ранний этап открыты рудопроводящие трещины.

Переходя к общим генетическим особенностям Восточного Партизана, следует отметить, что это месторождение менее других подверглось поверхностной эрозии. Вершиной оно достигает основания андезитового покрова. В связи с этим можно предположить, учитывая первичную мощность эффузивного покрова, что на своих верхних горизонтах месторождение формировалось на расстоянии не более чем 500 м от древней дневной поверхности.

Рудные тела Восточного Партизана с глубиной на разведанных интервалах не претерпевают значительных изменений минералогического состава на разведанных интервалах. Правда, на глубине появляются и более высокотемпературные разности скарнов — волластонитовые, но они, повидимому, как уже отмечалось, отражают какой-то ранний до-рудный этап минерализации. Геденбергитовые же скарны, сопровождающиеся сульфидным оруденением, опускаются до самых нижних разведанных горизонтов, и предполагать быстрое окончание руды с глубиной преждевременно.

Основная стадия развития скарново-полиметаллических тел может быть подразделена на два сближенных и тесно связанных между собой этапа — скарновый и сульфидный.

Скарновый этап, как и везде, проявился в образовании геденбергитовых трубчатых тел. Приуроченность этих тел к контактам известняков и алюмосиликатных пород позволяет предполагать, что эти образования в значительной мере — результат реакционного биметасоматоза. Но вместе с тем совершенно очевидно, что перемещение кремнезема имело место и по трещинам на значительные расстояния от контактов с силикатными породами, поскольку рудные тела залегают и среди известняков. Значительно меньшую подвижность по сравнению с кремнеземом, как это и доказано Д. С. Коржинским, обнаруживает алюминий. Алюмосиликаты (пренит, аксинит, хлорит) встречаются исключительно в скарнах, развитых по алюмосиликатным породам (андезитам), и не выходят за их пределы. В этом отношении особенно интересный пример представляет зональное строение Главного рудного тела на горизонте штольни Верхней, образующего концентрические оболочки разного состава вокруг андезитового «ядра». Характерная смена геденбергитового скарна по периферии зоной крупнокристаллического кальцита, возможно, отражает охлаждение растворов с удалением их

в стороны от рудопроводящего канала. Подобные, но значительно более узкие кальцитовые или кварц-кальцитовые каймы вокруг геденбергитовых труб наблюдаются и на других месторождениях. Здесь же, в условиях наиболее близких к поверхности, кальцитовые каймы достигают ширины нескольких метров.

Сульфидный этап минерализации непосредственно следовал за скарированием. Помимо главных минералов — галенита и сфалерита, в этот этап отлагались в небольшом количестве халькопирит, арсенопирит, пирротин и пирит. Тесная ассоциация скарнообразующих и сульфидных минералов говорит о быстром снижении температуры в процессе рудоотложения. Признаки колломорфных текстур сульфидных руд с отчетливостью свидетельствуют, что в рудоотложении принимали участие, наряду с истинными, и коллоидные растворы.

Как показывает наличие рудных брекчий на горизонте штольни Капитальной, подвижки по рудоконтролирующим разломам продолжались и после окончания оруденения. В эту позднюю фазу деформации возникли новые трещины того же северо-западного направления, по которым проявился самый поздний и низкотемпературный кальцит-цеолитовый этап минерализации.

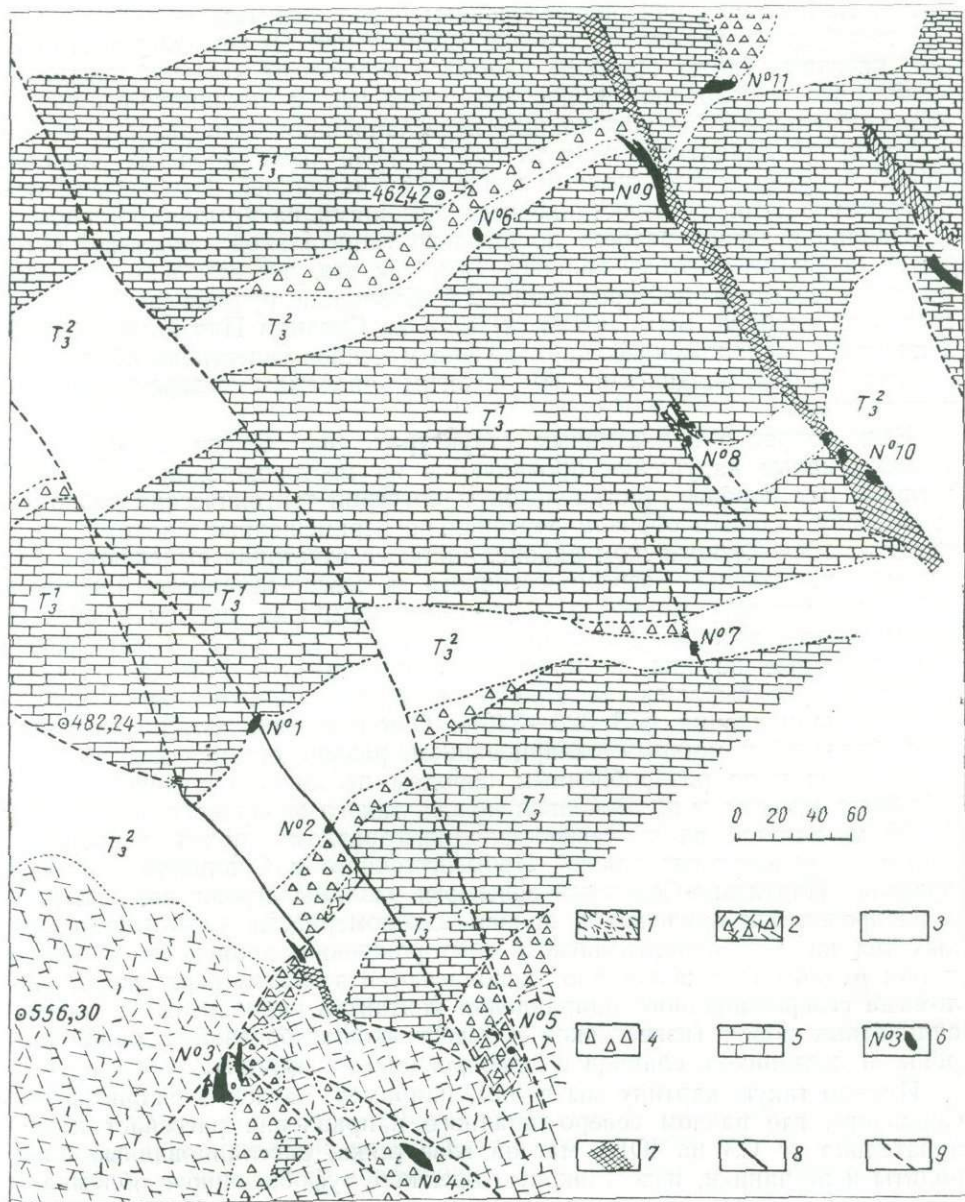
Таким образом, в общем процессе минерализации на Восточном Партизане выделяются три этапа: ранний волластонитовый, главный геденбергит-сульфидный и поздний кальцит-цеолитовый. Пути циркуляции растворов в эти различные этапы частично повторялись, частично же растворы поздних этапов избирали себе новые трещины.

Приведенные материалы показывают, что Восточно-Партизанское месторождение принадлежит к одному из наиболее интересных рудных объектов района и нуждается в дальнейшем изучении. Вместе с тем это месторождение очень интересно и в промышленном отношении. Вполне вероятно, что разведанными сейчас телами перспективы месторождения не ограничиваются. На поверхности и в выработках известны и другие еще мало изученные участки оруденения. Так, на поверхности канавами вскрыто жильообразное рудное тело, протягивающееся по направлению к Среднепартизанскому участку. На глубине оно не прослежено; возможно, его продолжением служит одна из зон сульфидной вкрапленности и хлоритизации, установленная нами в андезитах к ЮЗ от Главного рудного тела.

Разведка и поисковое бурение на глубине могут привести к открытию новых слепых рудных тел. Учитывая закономерности распределения оруденения, буровые работы следует сосредоточить в известняках, причем основной массив известняка в пределах Советско-Партизанского разлома желательно весь пересечь серией скважин, уделив преимущественное внимание приконтактным участкам, особенно тем, где имеются секущие разломы северо-западного направления. В то же время заслуживают внимания и второстепенные, менее мощные горизонты известняков, встречаемые в горных выработках.

3. МЕСТОРОЖДЕНИЕ СРЕДНИЙ ПАРТИЗАН

Среднепартизанское месторождение находится к ЗЮЗ от Восточного Партизана и приурочено к тому же горизонту известняков. Известняки на этом участке расщепляются на три полосы, разделенные узкими полосами глинистых сланцев и алевролитов. С юга эти осадочные породы, как и на Восточном Партизане, перекрываются андезитами (фиг. 17).



Фиг. 17. Геологическая карта месторождения Средний Партизан.

1 — андезиты; 2 — туфо- и лавобрекчий андезитов; 3 — песчаники и сланцы; 4 — скрытобрекчированные известняки и известняковые брекчии; 5 — плотные известняки; 6 — скарново-рудные тела; 7 — зоны разломов, сопровождающиеся окварцеванием и скарпированием; 8 — тектонические нарушения; 9 — предполагаемые тектонические нарушения.

Андезиты, судя по приблизительному совпадению границ их распространения с горизонталью 500 м, лежат почти горизонтально. Но вместе с тем местами по прослоям лавобрекчий в них обнаруживаются углы падения до 30° , может быть отражающие древний наклон рельефа.

Общая структура рудного поля еще не вполне ясна. Как отмечалось, известняки образуют три полосы, вытянутые в северо-восточном направ-

лении. Наблюдения над распределением базальных известняковых брекчий как будто показывают, что они одевают как бы чехлом известняковые массивы. Таким образом, наиболее вероятным кажется предположение, что чередование полос известняковых и песчанико-глинистых пород обусловлено не нормальным переслаиванием их в разрезе, а скорее сложной пликативной структурой в виде изоклиналиных складок второго порядка с известняками в ядрах антиклиналей и трансгрессивно перекрывающими их известняковыми брекчиями на крыльях складок.

Однако изучение разреза по штольне Капитальной заставляет осторожно подходить к этому вопросу. Там, как это уже отмечено, крупный массив известняка месторождения 2-й Советский рудник, повидимому, срезан на глубине. Быть может, и здесь на Среднем Партизане образование трех расположенных параллельно массивов известняка объясняется чешуйчатыми надвигами по пологим разломам северо-восточного направления.

Если вопрос о пликативных структурах еще неясен и спорен, то дизъюнктивные нарушения проявляются на месторождении вполне отчетливо. Все породы участка разбиты по серии тектонических разломов на мозаику главным образом вертикально перемещенных блоков. Здесь, как и во всем Тетюхинском районе, наиболее отчетливо выделяются две системы нарушений — северо-восточного и северо-западного направлений. Разломы затрагивают и эффузивный комплекс, причем в андезитовом покрове возникают тектонические «окна», где выходят более древние осадочные породы и подстилающая андезиты толща туфолов. Особенно ярко выражены и хорошо картируются нарушения северо-западного направления (СЗ 320—340°). Они сопровождаются тектонической брекчией и мощным окварцеванием, развивающимся как по известняку, так и по раздробленным породам песчанико-сланцевой толщи. Наиболее мощная и протяженная полоса такого окварцевания, шириной 5—20 м, тянется вдоль северо-западного разлома почти непрерывно 300 м на водоразделе ключей Промежуточного и Скального. Как и в пределах Партизано-Советской зоны, эти разломы играют важную роль в распределении оруденения, причем закономерности локализации рудных тел на Среднепартизанском месторождении проявлены особенно четко: рудные тела неизменно располагаются в местах пересечения разломами северо-западного направления контактов карбонатных и алюмосиликатных пород (известняков и известняковых брекчий, с одной стороны, и песчаников, сланцев и туфобрекчий — с другой).

Именно такую картину мы видим, например, на левом склоне ключа Скального, где разлом северо-западного направления рассекает последовательно (с СЗ на ЮВ) массив известняка, рассланцованные алевролиты и песчаники, известняковую брекцию, туфобрекцию с обломками известняка и далее продолжается в массиве андезитов. И каждый раз к контактам приурочены крутопадающие рудные тела.

Наиболее богатое Первое рудное тело находится на контакте известняка с песчаником. Оруденение развивается по среднелучистому геденбергиту, образованному в свою очередь за счет известняка. Второе рудное тело (площадь сечения 50 м²), расположенное на контакте алевролита с известняковой брекчией, как и первое, вытянуто вдоль контакта в востоко-северо-восточном направлении и имеет падение на СЗ под углом около 50°. По известняковой брекчии, а также по песчаникам и сланцам развиваются геденбергит-гранат-аксинитовые скарны, заключающие мелкую рудную вкрапленность. Наиболее богатая рудная вкрапленность приурочена к скарну, образовавшемуся по брекчии.

Следующее к юго-востоку рудное тело, связанное с тем же разломом, располагается на контакте известняковой брекчии и туфобрекчии. Это рудное тело и два других к западу от него приурочены к тектоническим «окнам» в северной кромке лалеоценового андезитового покрова. Характерно, что в туфобрекчиях скарнированию и последующему оруденению подвергаются главным образом обломки известняка и лишь в незначительной степени непосредственно эффузивный цемент. Выходящие в этих тектонических «окнах» мезозойские известняки и известняковые брекчии также интенсивно скарнированы и затронуты оруденением. Несомненно, что оруденение распространяется на глубину, следуя по тектоническим разломам, увеличиваясь, возможно, в мощности с переходом их в подстилающие известняки. Вполне вероятно также встретить рудные тела и далее к югу, уже под андезитовым покровом. Этот рудный участок вызывает большой интерес как в структурно-генетическом, так и в промышленном отношении, и при дальнейшей разведке на Среднем Партизане ему необходимо уделить наибольшее внимание.

4. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗАПАДНЫЙ ПАРТИЗАН

Месторождение Западный Партизан расположено в верховьях ключа Темного. Оно отличается очень сложным строением и еще очень слабо вскрыто. Поэтому мы ограничимся лишь весьма схематичной его характеристикой.

Участок сложен толщей песчаников и сланцев с линзовидными прослоями известняков и известняковых брекчий. Эта толща залегает на известняках Тетюхинской свиты, которые здесь нигде не выходят на поверхность и прослеживаются лишь в штольне Западной и ряде скважин.

Осадочные свиты имеют северо-восточное простирание с падением на СЗ под углом 50° . Но, как показывает материал скважин подземного бурения, характер контакта известняков более сложен. Наблюдается куполовидное их поднятие в штольне Западной, осложняющее общее моноклиналиное падение контакта. Это осложнение, возможно, указывает на наличие дисгармоничной складчатости в известняках и вышележащей песчано-сланцевой толще.

На юге и на западе верхняя толща песчаников и сланцев перекрывается андезитами, причем на юге андезиты, как показала структурная скважина № 22, значительно опущены по широтному разлому. По вертикальному тектоническому контакту между андезитами и песчаниками залегает крупная дайка кварцевых порфиров (мощностью около 40 м), имеющая крутое падение на юг. Кроме того, в андезитах есть целая серия более мелких кварц-порфировых даек, возможно являющихся апофизами первой.

Основной рудоконтролирующий элемент месторождения — это Западный разлом, тектоническая зона северо-западного направления с общим падением на ЮЗ под углом $75-85^\circ$. Эта зона имеет ширину не более 15—20 м и представлена серией параллельных трещин, на значительном протяжении выполненных кальцитом с рудной вкрапленностью.

Зона прослежена на поверхности серией канав и на глубине штольней Западной, которая следует вдоль разлома на протяжении 200 м.

Вертикальное смещение пород по разлому (типа сброса) имеет амплитуду порядка 15—25 м, что хорошо видно в штольне, где вдоль основного нарушения, а также по ряду параллельных менее значительных разломов небольшие блоки известняка приподняты и вдаются

в виде уступов в вышележащую толщу песчаников. Материал буровых скважин также свидетельствует о смещении как основного горизонта известняка, так и известнякового прослоя в вышележащей толще, причем юго-западный блок оказывается опущенным.

В пределах основной тектонической зоны песчаники местами претерпели интенсивное гидротермальное воздействие и превратились в плотный зеленоватого цвета аксинит-гранатовый скарн с незначительной рудной вкрапленностью. Более богатое оруденение встречается при пересечении разломом прослоев брекчий. Основное рудное тело, вытянутое в вертикальном направлении, располагается на контакте песчанико-сланцевой толщи с подстилающим ее основным горизонтом известняков и следует по тектонической зоне вдоль линии ее пересечения с контактом.

В забойной части штольни Западной (правый разведочный штрек) ширина рудной зоны достигает 15—20 м. К северо-западу оруденение прослежено серией скважин на протяжении 170 м. К юго-востоку рудное тело подсечено на расстоянии 85 м от забоя штольни. Насколько можно судить по данным далеко не достаточного количества скважин, как на СЗ, так и на ЮВ масштабы оруденения значительно уменьшаются по сравнению с центральным участком у забоя штольни, где рудное тело обладает наибольшей мощностью и приурочено как раз к куполовидному поднятию известнякового горизонта, структура которого была, видимо, особенно благоприятна для процессов скарнирования и отложения руды.

Как уже отмечалось, на юге участка осадочные толщи обрезаны по широтному разлому и примыкают к опущенному блоку андезитов, непосредственно контактируя с мощной дайкой кварцевых порфиров. Очевидно, дальнейшее продолжение рудного тела ограничено этой дайкой и блоком андезитов. Однако не исключена возможность, что кварцевые порфиры также в какой-то мере затронуты оруденением, потому что к востоку уже в пределах месторождения Средний Партизан (фиг. 17) кварц-порфировые породы, вероятно, принадлежащие к той же дайке, содержат рудную вкрапленность (рудное тело № 3). Можно также ожидать некоторого растекания оруденения у контакта известняков с кварцевыми порфирами.

При подходе разведочной выработки ближе к андезитам из нее необходимо провести структурное бурение для выяснения глубины опускания блока эффузивов и дальнейшей разведки подстилающей осадочной толщи. Если при этом в опущенном блоке будут встречены известняки, то можно ожидать оруденения и здесь.

5. МЕСТОРОЖДЕНИЕ СВЕТЛЫЙ ОТВОД

Месторождение расположено в долине ключа Светлого, в 2 км от впадения его в р. Тетюхе, и состоит из восьми рудных точек, рассредоточенных на площади 0,6 км².

В период 1908—1913 гг. месторождение разведывалось немецкой акционерной компанией. За это время было пройдено 11 штолен и немного мелких выработок. В 1933 г. разведывательные работы были продолжены комбинатом «Сихали» под руководством главного геолога комбината В. С. Булыго. Были восстановлены старые штольни и пройдено значительное количество мелких выработок, начато бурение и одновременно закартирована площадь 1 км² в масштабе 1:2000. Уже

в начале следующего года работы были приостановлены и более не возобновлялись в связи с неблагоприятной оценкой геологических перспектив месторождения.

Осадочные породы участка залегают среди сплошного эффузивного покрова андезитов и представлены песчаниками и алевролитами аввакумовской свиты, известняками тетюхинской свиты и, наконец, песчаниками, глинистыми сланцами и известняковыми брекчиями надизвестняковой толщи.

Известняки, залегающие в северо-западном крыле Заречной антиклинали, после значительного погружения на участке Западного Партизана снова выходят в ключе Светлом на поверхность. Далее к юго-западу они прослеживаются в левом склоне этого ключа до горизонтали 480 м и затем скрываются под лежащим, очевидно, горизонтально покровом андезитов. Снова известняки обнажаются лишь значительно юго-западнее в верховьях ключа Тигрового.

Тетюхинская свита известняков на юге подстилается песчаниками и алевролитами, которые тянутся сплошной полосой с северо-востока на юго-запад из левого составляющего ключа Больничного через водораздел в ключ Светлый.

Последнее обстоятельство, ранее никем не отмеченное на геологических картах и прямо указывающее на непрерывность антиклинальной структуры к западу от ключа Больничного, опровергает взгляд В. С. Булыго на массивы известняков Светлого Отвода как на громадные ксенолиты, «плавающие» в эффузивном покрове.

Появление известняков связано, очевидно, как с ундуляцией оси антиклинальной складки, так и с горстообразными поднятиями значительных блоков осадочных пород и эффузивов по секущим структуру сколовым трещинам.

Такой разлом северо-западного направления явно намечается вдоль правого составляющего ключа Светлого. Здесь по этому разлому крупный опущенный блок андезитов, упоминавшийся при описании участка месторождения Западный Партизан, примыкает с ЮЗ к горстообразному поднятию, сложенному известняками.

Большую роль играют разломы северо-восточного направления, наиболее крупный из которых проходит на севере участка, где вдоль него андезиты примыкают к известнякам.

Наряду с отмеченными выше крупными нарушениями на месторождении есть значительное количество более мелких тектонических трещин, главным образом широтного и меридионального направления. Смещения по ним обусловили сложную мозаичную структуру месторождения, например, наличие отдельных небольших блоков андезита среди известняков.

Из интрузивных пород на месторождении наблюдаются гранофиры, слагающие небольшой массив, а также многочисленные дайки фельзитов, кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов.

Массив гранофиров площадью около 0,15 км² вскрывается в русле правого составляющего ключа Светлого и прослеживается высоко на правом его склоне. Эта интрузия явно приурочена к проходящему здесь крупному нарушению северо-западного направления. С гранофирами тесно ассоциируют дайки фельзита.

Наиболее многочисленны на участке дайки кварцевых порфиров. Они рвут как осадочные толщи, так и покровные андезиты и местами несут рудную вкрапленность. Эти дайки, обычно маломощные, дают большие по площади осыпи, вследствие чего на геологической карте В. С. Булыго

кварцевые порфиры занимают значительное пространство и неправильно рассматриваются как покровы, подстилающие андезит.

Полиметаллическое оруденение в виде мелкой вкрапленности галенита, сфалерита и халькопирита развивается по скарну, состоящему обычно из геденбергита, аксинита, кварца и кальцита. Процессы окисления интенсивны, но не распространяются на большую глубину. Форма рудных тел, размеры которых обычно незначительны, самая разнообразная — от пологопадающих плащеобразных залежей до обычных жил.

Оруденение, как правило, приурочено к контактам карбонатных и алюмосиликатных пород (песчаники, глинистые сланцы, порфириты, кварцевые порфиры и т. п.). Целая группа небольших рудных тел располагается по периферии известнякового массива, который на контакте с интрузией гранофилов подвергся интенсивной мраморизации. Оруденение частично захватило и породы интрузии. Кроме того, в самом массиве гранофира встречены две небольшие жилы (мощностью до 0,5 м), состоящие из рыхлой охристой рудной массы с остатками неизмененного галенита в центральной части.

Наличие оруденения в гранофирах позволяет высказать предположение, что гранофиры представляют собой верхнюю часть массива, из глубоких областей которого, еще не вскрытых эрозией, после застывания атакальной зоны поступили рудообразующие растворы.

Наиболее перспективно в промышленном отношении, повидимому, рудное тело № 6, расположенное на левом склоне левого составляющего ключа; рудное тело вытянуто в широтном направлении, вскрыто штольней и на поверхности прослежено канавами на протяжении 80 м.

Оруденение также подсечено с юга двумя наклонными скважинами, пройденными В. С. Булыго. Последний считал, что рудное тело в среднем имеет мощность около 3 м и падает на юг. Новая наклонная скважина (№ 1), заложенная в 1952 г. к северу от рудного тела, встретила почти на всем своем протяжении рассеянную рудную вкрапленность, местами сгущающуюся. Скорее всего на участке рудной точки № 6 мы имеем не одно рудное тело, а целую рудную зону, в которой есть несколько полос обогащения или собственно рудных тел, приуроченных к широтным трещинам и кварц-порфировым дайкам.

В связи с изложенными новыми представлениями о структуре месторождения мы имеем возможность рекомендовать продолжить разведку и остальных рудных точек.

Вполне вероятно ожидать на глубине увеличения мощностей в связи с тем, что рудовмещающие блоки известняков, образующие на верхних горизонтах небольшие горсты, ограниченные тектоническими нарушениями, под андезитовым покровом перейдут в крупные известняковые массивы.

6. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРАВОБЕРЕЖНОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Минералогический состав скарно-полиметаллических месторождений Правобережного участка, как и всего Тетюхинского поля, в общем однообразен. В основном рудные тела слагаются геденбергитом, кальцитом, кварцем, галенитом и сфалеритом. Прочие минералы имеют резко подчиненное значение. Представление о количественном распространении минералов дает табл. 5.

Таблица 5

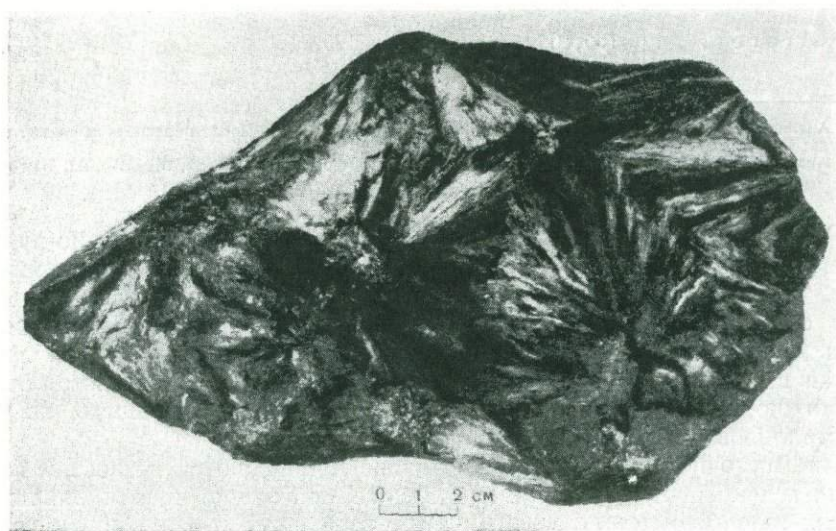
Количественное распространение минералов

Минералы			
главные	второстепенные	малораспространенные	редкие
Геденбергит	Гранат	Пирротин	Хлорит
Кварц	Аксинит	Марказит	Блеклая руда
Кальцит	Эпидот	Арсенопирит	Самородное серебро
Галенит	Цоизит	Пирит	Аргентит
Сфалерит	Халькопирит	Пренит	
	Воластонит	Цеолит	
		Флюорит	

Остановимся на характеристике отдельных минералов.

Нерудные минералы

Геденбергит. Геденбергит на всем Правобережном поле — главный нерудный минерал скарновых зон. Он встречается в виде лучистых, шестоватых и игольчатых агрегатов с длиной лучей до 5—10 см (фиг. 18).



Фиг. 18. Среднелучистый геденбергит (Средний Партизан).

Геденбергит имеет серо-зеленый цвет; в шлифах бесцветен. $N_g = 1,754$; $N_p = 1,734$; $N_g - N_p = 0,019 - 0,024$; $c : N_g = 45 - 47^\circ$; $2V = 63 - 64^\circ$.

Согласно многочисленным анализам, проведенным комбинатом «Сихали», ИГН АН СССР, ГИГХС, повсюду, — и в многочисленных скарново-полиметаллических телах и в скарнах Хрустального Отвода, — мы

имеем одну и ту же марганцевую разновидность геденбергита или мангангеденбергит (возможно, шефферит?).

Приведем три наиболее типичных анализа геденбергита.

Таблица 6

Химические анализы геденбергита
(по материалам Ф. В. Козлова и В. В. Мельницкого)

Оксиды	Геденбергит					
	лучистый *		плотный *		лучистый **	
	% вес.	мол. кол.	% вес.	мол. кол.	% вес.	мол. кол.
SiO ₂	44,92	748	47,52	791	46,98	783
TiO ₂	Нет	—	Нет	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,15	002	0,24	002	1,72	017
Cr ₂ O ₃	Следы	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2,04	012	3,04	019	2,14	013
FeO	19,29	269	22,58	324	22,08	307
MnO	6,01	084	3,30	046	4,40	060
NiO	Нет	—	—	—	—	—
CaO	22,01	392	21,70	387	21,76	338
MgO	1,15	028	1,05	026	0,74	018
K ₂ O	0,04	—	0,17	—	Следы	—
Na ₂ O						
H ₂ O ⁻	3,98	—	0,04	—	0,2	011
H ₂ O ⁺	0,47	—	0,63	—	—	—
Итого . . .	100,06	—	100,27	—	100,02	—

* Анализы Б. М. Френкель, П. Н. Ниссенбаум (ИГН АН СССР). После пересчета анализов получена формула: Ca (Fe, Mn, Mg) Si₂O₆.

** Анализ ГИГХС. После пересчета анализа получена формула: Ca (Fe²⁺, Mg, Mn, Al, Fe³⁺) (Si, Al, Fe³⁺)₂ O₆.

Геденбергит в скарнах образует сферические радиально-лучистые агрегаты, причем сферы в сечении соприкасаются по прямой линии. Эти швы, а также центральные части сфер, как наиболее ослабленные участки скарновых зон обычно выполнены сульфидами и кальцитом. Как и на Хрустальном Отводе, в центральных частях сфер иногда наблюдается изотропное вещество со слабыми признаками раскристаллизации. Возможно, что и здесь мы наблюдаем реликты отвердевшего, но нераскристаллизованного первичного геля.

На Восточном и Среднем Партизане наблюдаются ветвистые образования геденбергита в кварце и кальците, состоящие из длиннопризматических геденбергитовых пластинчатых выделений с изотропным гелевидным веществом в центральной части, на котором, как на стержне, нарастают мелкие геденбергитовые кристаллы. В плотной массе микрокристаллического геденбергита в большом количестве есть прожилки, выполненные кальцитом и кварцем, в которых встречаются также гранат, сульфиды, аксинит и столбчатые мелкие зерна геденбергита, нарастающие перпендикулярно к стенкам трещин.

В крупных сферолитах геденбергита отчетливо прослеживаются чередующиеся концентрические зоны светлого и темного геденбергита. При микроскопическом изучении таких руд выяснилось, что более светлые

полосы представлены изотропным веществом темнозеленого цвета с многочисленными трещинами усыхания, которое проникает вдоль лучей геденбергита, образуя сложную картину замещения. С этим веществом тесно ассоциирует мелкозернистый геденбергит, агрегаты которого имеют звездчатое строение и отличаются от обычного геденбергита несколько меньшим двупреломлением, большим показателем преломления, а также зеленовато-голубоватым цветом в проходящем свете. На отдельных участках при больших увеличениях в этом изотропном веществе можно наблюдать слабо просвечивающие, но совершенно различные лучистые и розетковидные образования геденбергита. Такие, несомненно, первичные образования не следует смешивать с плотными изотропными разностями, развивающимися по крупнокристаллическому геденбергиту в результате вторичных изменений. Геденбергит также присутствует в жилах кальцита, рассекающих геденбергитовые сферы.

Таким образом, можно предполагать существование нескольких генераций геденбергита, весьма вероятно, очень близких друг к другу по времени, но несколько различных по происхождению — одни кристаллизовались из истинных растворов, другие — из коллоидных.

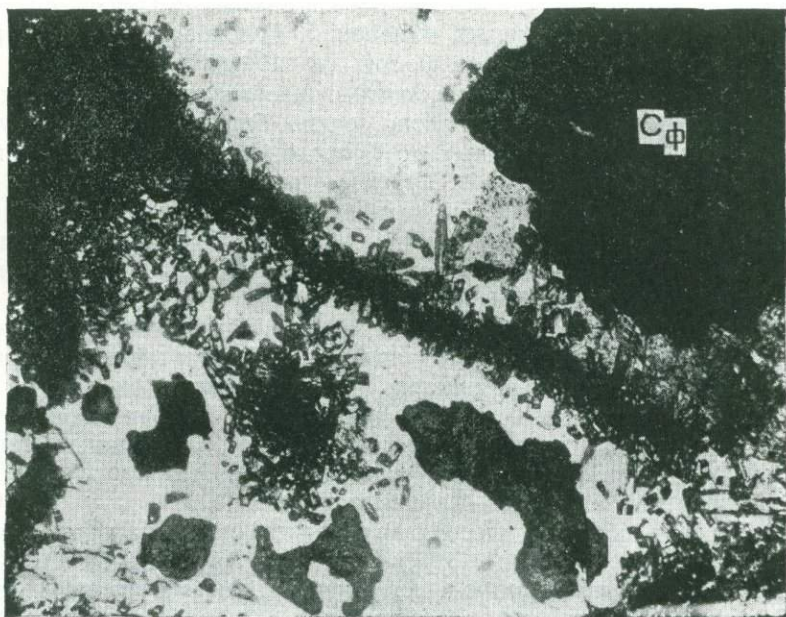
В основном геденбергит более ранний, чем остальные минералы. Он замещается гранатом и сульфидами, причем наследуются сферолитовые и радиально-лучистые формы агрегатов, и можно наблюдать лучистые гранаты, представляющие собой псевдоморфозы по геденбергиту; лучистые выделения образуют также сфалерит, галенит, халькопирит, псевдоморфно замещая геденбергитовые агрегаты. Таким образом, повсеместное развитие фестончато-волнистых текстур, внешне сходных с колломорфными, во многом объясняется первичными особенностями геденбергитовых агрегатов, полностью или частично замещенных другими минералами. В процессе развития сульфидов нередко происходит замещение геденбергита агрегатом кальцита и кварца.

Гранат в полиметаллических месторождениях Правобережья распространен относительно мало. Здесь, как и на Хрустальном Отводе, он относится к андрадиту. Наибольшее распространение гранат имеет в рудах Светлого Отвода, где он ассоциирует с геденбергитом, а также встречается в составе кальцитовых прожилков, секущих сульфиды. На Среднем Партизане наблюдались прожилки позднего граната в гранат-геденбергитовом скарне.

Аксинит в скарно-полиметаллических месторождениях встречается довольно часто. Он, как отмечено, неизменно присутствует в скарнах, развивающихся по алюмосиликатным породам — песчаникам, порфирирам, андезитам. В наибольшем количестве он встречен в рудном поле ключа Светлого, где по песчаникам образуется также мономинеральный аксинитовый скарн, как и на Хрустальном месторождении. В рудных телах Светлого Отвода присутствует и поздний аксинит, слагающий зальбанды кальцитовых прожилков, секущих сульфидные руды. По своим свойствам и составу аксинит полиметаллических месторождений неотличим от описанного ранее аксинита Хрустального Отвода и также представлен разностью, богатой марганцем.

Пренит тоже встречается в скарнах, развивающихся по алюмосиликатным породам (Восточный и Средний Партизаны). Зерна пренита, размером до 1,5 мм, имеют табличатую или призматическую форму (фиг. 19). Под микроскопом пренит бесцветен, обладает слабо выраженной спайностью перпендикулярно к удлинению, в значительной степени корродирован карбонатом и кварцем.

Кальцит в Тетюхинском рудном поле весьма распространенный минерал. Он также выделялся длительно. Ранний кальцит образуется в процессе перекристаллизации известняка при скарнообразовании, причем он частично даже более ранний минерал, чем некоторые силикаты. При развитии процесса метасоматоза фронт кальцитизации опережает развитие силикатов, и повсеместно можно видеть кальцитовые каймы по периферии скарново-полиметаллических рудных тел. При дальнейшем распространении скарновой минерализации скарнообразующие силикаты иногда замещают периферическую кальцитовую кайму. Чаще же по внешней зоне крупнокристаллического кальцита развиваются богатые сульфидные руды.



Фиг. 19. Ветвистые агрегаты пренита в массе кварца. Сфалерит (Сф). $\times 46$. Ник. II.

Формы кальцитов разной генерации различны. Наиболее ранний кальцит, как отмечалось, развивался в пластинчатых формах. Относительно ранним является также ромбоэдрический кальцит, выделяющийся в пустотах совместно с кристаллами сфалерита и гексагональными кристаллами пирротина.

Более низкотемпературны своеобразные разновидности плоских кристаллов, образно называемые на Тетюхе «шляпками гвоздя» и характеризующиеся развитием плоскости тупого ромбоэдра. Кальцит этого типа образует друзы, нарастающие на сульфидных рудах; на последних же в свою очередь в виде тонкой «присыпки» развивается поздний марказит.

К числу поздних образований относятся ветвистый кальцит и арагонит, образующие стебельчатые агрегаты, по внешнему виду напоминающие кочаны цветной капусты. Эти разновидности встречены на руднике Верхнем, в месторождениях Правобережья они неизвестны. Термометрические исследования (см. ниже) показали, что эта разновидность более высокотемпературна, чем кристаллы типа «шляпки гвоздя». Однако на руднике Верхнем приходилось наблюдать и современные образования карбоната этого типа. Агрегаты стебельчатого кальцита покрыты плен-

ками гелеобразного вещества. На них, как и на пластинчатом кальците, можно видеть мелкую сыпь марказита и нарастающие прозрачные кристаллы скаленоэдров кальцита.

Скаленоэдрические кристаллы наиболее поздние. Они иногда достигают размера 10 см и характеризуются прекрасно развитыми гранями.

Материал по кальцитам нами был передан в геохимическую лабораторию АН СССР Р. В. Тейс для определения температуры образования минералов изотопическим методом. Приводим данные Р. В. Тейс в сравнении с более ранними данными Н. П. Ермакова.

Таблица 7

Температуры образования различных типов кальцита

Разновидности кальцита	Интервалы температур по	
	Ермакову	Тейс
Скаленоэдрический тип	90—140	115
Тип тупого ромбоэдра	120—125	123
Ветвистый тип	140—150	138
Тип основного ромбоэдра	220—265	235

Как видно из сравнения приведенных цифр, определения методом гомогенизации газовой-жидких включений (Ермаков) и исследования изотопов дали весьма близкие результаты температуры образования кальцита.

Преждевременно пока говорить об абсолютной точности этих исследований, но порядок выделения отдельных разновидностей они все же дают и более или менее согласуются с данными минералогических наблюдений.

Кварц — обычный минерал скарново-полиметаллических месторождений. Как отмечалось, зоны окварцевания нередко следуют по тем же трещинам, к которым приурочены и рудные трубы.

В составе скарновых трубчатых тел кварц относительно поздний. Он замещает силикаты (геденбергит, аксинит) и сопровождается отложением рудных сульфидов.

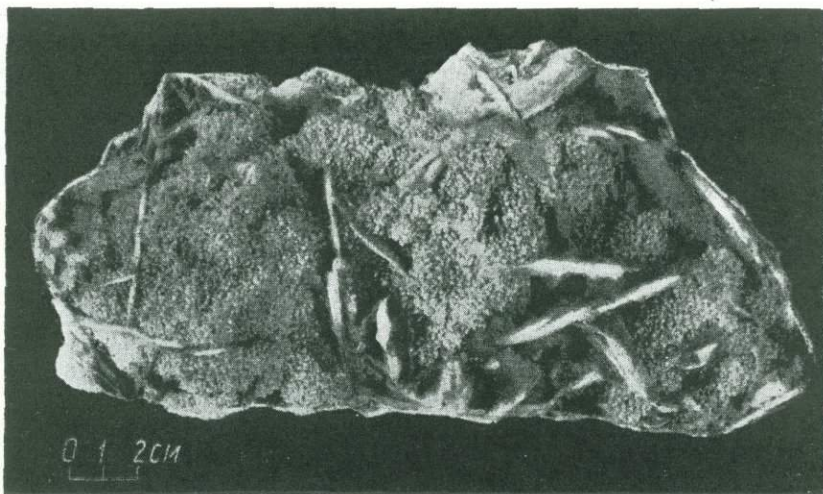
Поздний кварц образует друзы в пустотах на поверхности сульфидных руд и кристаллов кальцита (фиг. 20); обычно он представлен тонкопризматическими кристаллами. Наиболее поздним является холодноводный кварц, покрывающий пленками и чехлами кристаллы призматического кварца и сульфидов.

Флюорит — достаточно редкий минерал на территории Правобережного рудного поля. Единичные зерна его наблюдаются в кварц-карбонатной породе на Восточном и Среднем Партизанах.

Волластонит имеет незначительное распространение в рудном поле Тетюхе. Раньше он был встречен в кернах из скважин на Восточном и Среднем Партизанах, но ошибочно был принят за тремолит. При подсечении Главного рудного тела Восточного Партизана штольной Капитальной было впервые обнаружено большое количество волластонита, слагающего на этом горизонте большую часть рудной трубы.

Волластонит на этом месторождении, как и на Среднем Партизанах, представляет собой минерал белого цвета, образующий чрезвычайно тонковолокнистые агрегаты. Под микроскопом минерал бесцветен, в скрещенных николях имеет желтую интерференционную окраску первого

порядка. Угасание почти прямое вследствие микроволокнистого строения агрегатов (обычно у волластонита $\epsilon : Ng = 32^\circ$). Удлинение положительное. $Ng' = 1,624 \pm 0,001$; $Np' = 1,615 \pm 0,001$. Как видно из приведен-



Фиг. 20. Поздний кварц, расположенный в пустотах между кристаллами пластинчатого кальцита (Восточный Партизан).

ных данных, по оптике этот минерал сильно отличается от типичного волластонита. Однако спектральный, химический и рентгеноструктурный анализы однозначно определили его как волластонит.

Таблица 8

Химический анализ волластонита

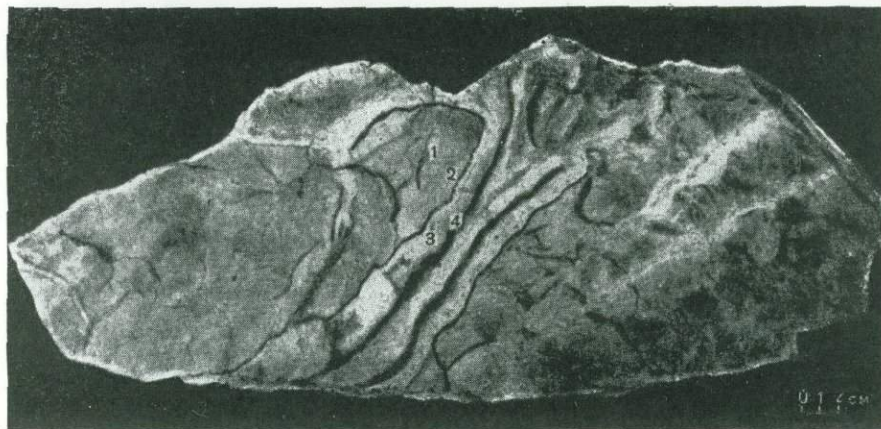
Окислы	% вес.	Мол. кол.	Окислы	% вес.	Мол. кол.
SiO ₂	50,15	836	Na ₂ O	0,10	002
TiO ₂	Следы	—	K ₂ O	—	—
Al ₂ O ₃	0,10	001	H ₂ O ⁻	0,25	—
Fe ₂ O ₃	0,85	005	H ₂ O ⁺	0,25	—
MnO	1,56	022			
MgO	0,72	018			
CaO	46,10	823	Сумма	100,08	

Примечание. Анализ произведен П. Н. Ниссенбаум (ИГН АН СССР).

Волластонит развивается по известняку, образуя фестончатые извилистые прожилки толщиной 0,5—1,5 см, в которых волокна минерала располагаются перпендикулярно к стенкам. В зальбандах обычно встречаются мелкие кристаллы зонально-анизотропного граната. Центральные части прожилков нередко состоят из тонкозернистого гранатового скарна светлозеленого цвета (фиг. 21). Волластонитовые прожилки образуют причудливую сеть из петлеобразных замыкающихся лент в известняке, который большей частью сильно перекристаллизован.

Среди волластонит-гранатового скарна есть неправильной формы участки оруденения, которые тесно ассоциируют с мелколучистым геденбергитом. Геденбергит и выделившиеся несколько позднее сульфидные минералы, как показывают наблюдения, явно наследуют текстуру волластонит-гранатовых агрегатов и, очевидно, образовались в более позднюю стадию, замещая гранат и волластонит.

Эпидот и цоизит в небольших количествах распространены очень широко. Эпидотизация проявляется как в самих скарнах, так и во вмещающих породах (песчаниках, кремнистых сланцах, алевролитах, туфах и т. д.). Эпидот и цоизит встречаются в виде радиально-лучистых



Фиг. 21. Волластонит-гранатовый скарн (Восточный Партизан):

1 — перекристаллизованный известняк; 2 — оторочки из мелкозернистого граната; 3 — волластонит; 4 — тонкозернистый гранатовый скарн центральных частей прожилков.

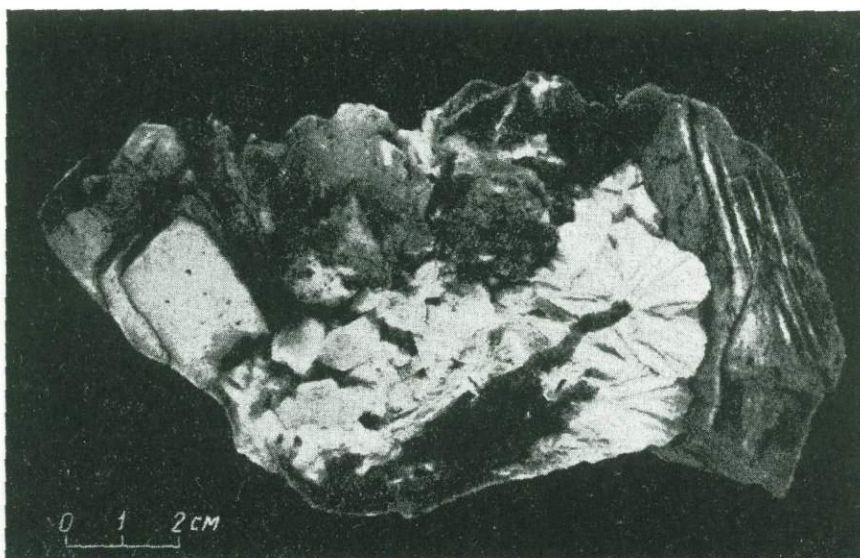
агрегатов, а также отдельных зерен размером 0,01—0,02 мм. Иногда видно развитие эпидота по геденбергиту; в кварце и кальците он часто идиоморфен. Основная масса эпидота наблюдается в скарнах, развитых по порфирирам и андезитах.

Цеолит встречен главным образом на Восточном Партизане. Этот минерал один из поздних. Цеолит выполняет прожилки, а также встречается в виде хорошо образованных кристаллов, сгруппированных в лучистые и веерообразные, реже сноповидные агрегаты. Эти образования располагаются между кристаллами пластинчатого кальцита. Цвет цеолита белый, блеск стеклянный. Оптическая характеристика цеолитов: $N_g = 1,499$; $N_p = 1,493$; $N_g - N_p = 0,006$; $c : N_g = 4-5^\circ$. Согласно химическим анализам, проведенным в химической лаборатории комбината «Сихали», и оптике цеолит может быть назван десмином.

SiO ₂	57,74
Al ₂ O ₃	14,10
CaO	7,76
П. п. п.	19,40
<hr/>	
Сумма	99,00

Спектральный анализ отдельных образцов цеолита показал наличие сильных линий стронция и бария. Как известно, стронций характерен только для одной разновидности цеолита — бревстерита.

Цеолит, расположенный в интерстициях между кристаллами пластинчатого кальцита, частично замещает его, в результате чего создается



Фиг. 22. Цеолит (белый), развивающийся между кристаллами пластинчатого кальцита.

впечатление обрастания лучистых агрегатов цеолита кальцитом (фиг. 22).

Рудные минералы

Среди рудных минералов главные — это галенит, сфалерит, на некоторых участках в значительной степени развит халькопирит. Арсенопирит, пирит, марказит встречаются в небольших количествах.

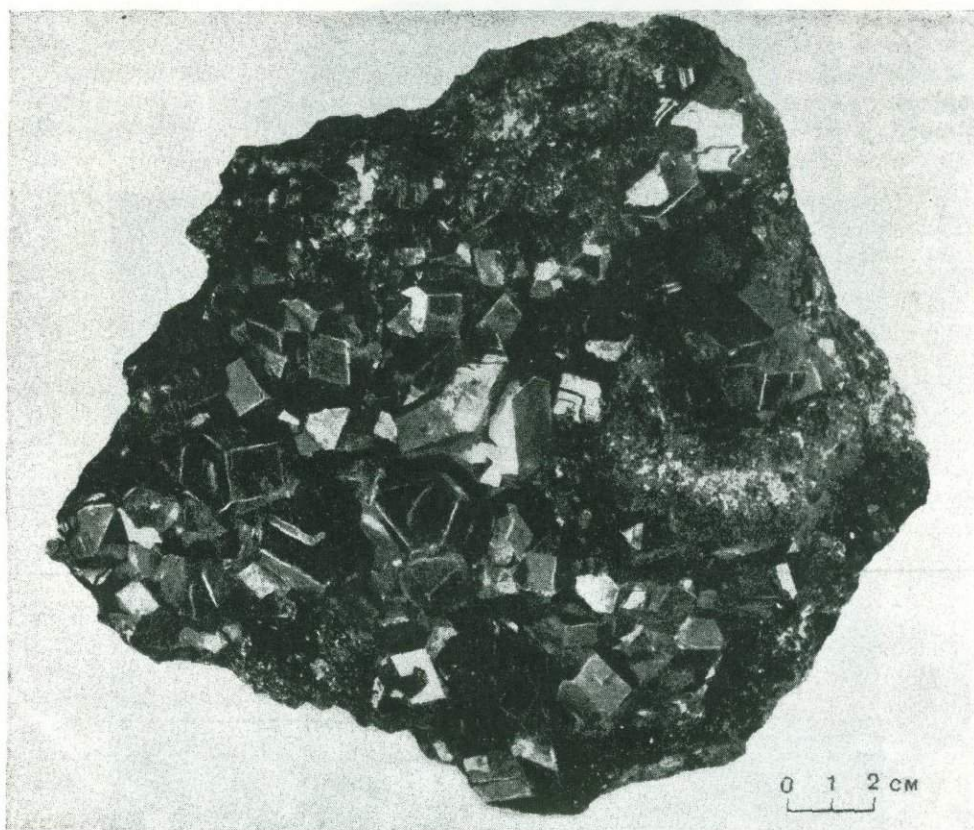
Наиболее ранний минерал — арсенопирит. Крупные зональные кристаллы его часто корродированы сфалеритом и галенитом. Однако довольно часто встречаются и более поздние генерации этого минерала. Так, на Восточном Партизане сфалерит и галенит цементируются кварц-арсенопиритовой массой, такие же соотношения, как известно, наблюдаются и на руднике Верхнем.

Сфалерит и галенит. Сфалерит и галенит, будучи основными минералами рудных тел, встречаются как в крупно-, так и в мелкозернистых агрегатах. Прекрасно образованные кристаллы галенита и сфалерита наблюдаются в пустотах — «продушинах» (фиг. 23, 24). Галенит образует большей частью кубические кристаллы, но часто также проявлены и грани октаэдра; иногда встречаются двойники. В хорошо образованных кристаллах удается наблюдать зоны роста, которые отмечаются образованием ступенчатой поверхности граней кристаллов.

В галените иногда обнаруживаются вроски самородного серебра. Спектральным анализом установлены висмут и сурьма.

Сфалерит значительно чаще встречается в хорошо образованных кристаллах. Он хорошо огранен даже в зернистых массах. Форма кристаллов сфалерита большей частью тетраэдрическая. Цвет сфалерита черный, бурый, коричневый, до медово-желтого. Светлые разности сфа-

лерита обычны для карбонатно-сфалеритовых «бурундучных» руд, черный же сфалерит преимущественно встречается в «продушинах» вместе с кварцем.



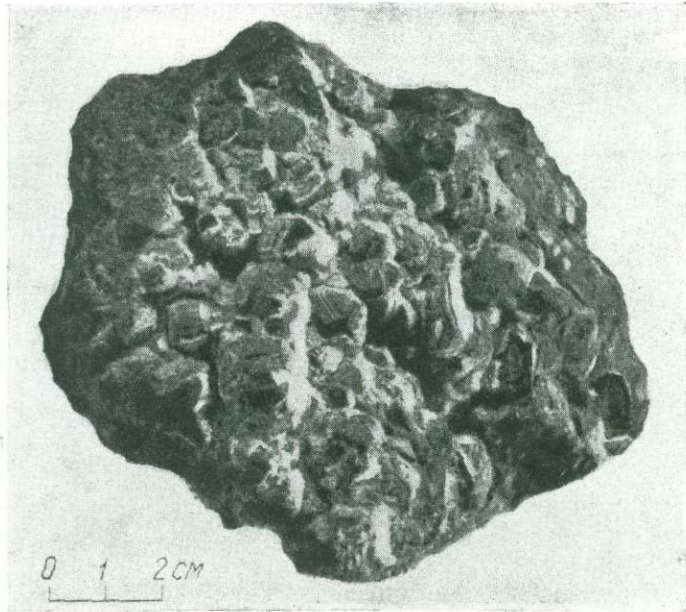
Фиг. 23. Друза кристаллов галенита (2-й Советский рудник).

Химический анализ относительно светлых разностей сфалерита (со 2-го Советского рудника), произведенный в химической лаборатории ИГН АН СССР О. А. Алексеевой, дал следующие результаты (в весовых %):

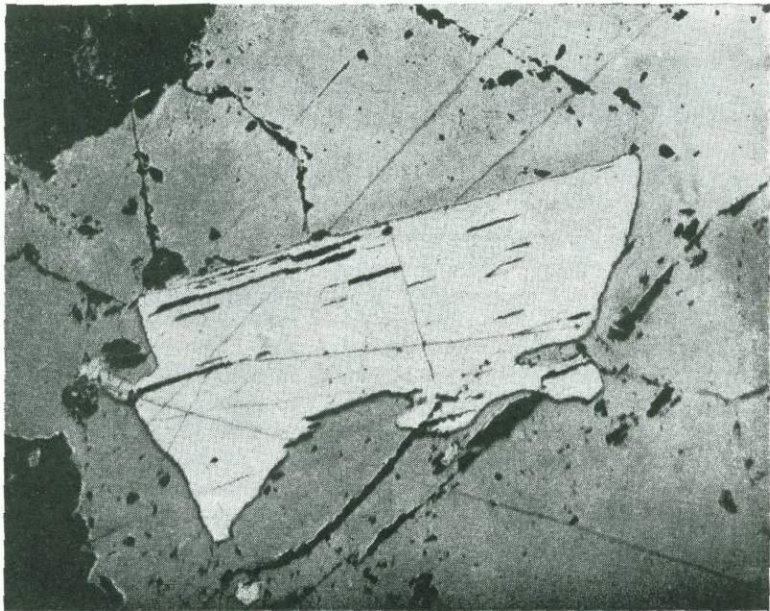
Zn	65,07
Fe	2,20
Mn	0,08
Cd	0,20
S	33,15

Сумма 100,70

Спектральный анализ сфалеритов из образцов с Восточного Партизана, 2-го Советского рудника и Западного Партизана показал наличие олова (0,1%), а также кадмия (0,5%), кобальта (0,0—0,5%) и марганца (0,5%).



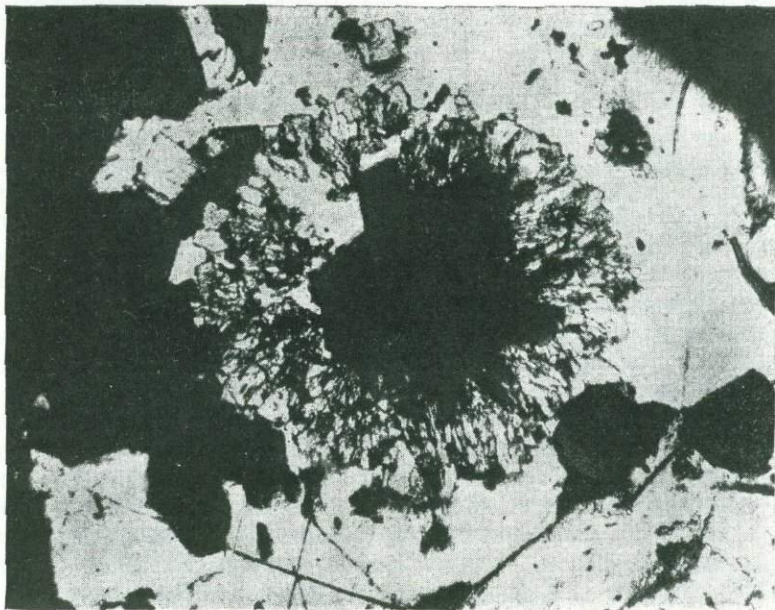
Фиг. 24. Друза кристаллов сфалерита, покрытых пленкой позднего кварца.



Фиг. 25. Замещение галенита сфалеритом по спайности. $\times 85$.

Со сфалеритом иногда тесно ассоциирует вюртцит, который расположен по краям зерен сфалерита в виде неправильных зерен.

Взаимоотношения сфалерита и галенита противоречивы. С одной стороны, мы наблюдаем совершенно идиоморфные зерна сфалерита в галениновой массе, с другой — замечаем, что контакты сфалерита и галенита иногда подчинены направлению спайности галенита, с образованием ступенчатых границ (фиг. 25). В сфалерите часто присутствуют каплевидные включения галенита. При структурном травлении сфалерита выясняется, что они приурочены либо к контактам зерен либо к



Фиг. 26. «Кольцеобразная» зона пирита в халькопирите (белый). Ядро выполнено кварцем (черный), проникающим по радиальным трещинам между лучистыми кристаллами пирита (снято после травления). $\times 165$.

двойниковым швам, а также располагаются в массе сфалерита независимо от последних.

Точно так же встречены каплевидные включения сфалерита в галените. Характерно, что сфалериты из скарнов полиметаллических рудных тел Правобережного рудного поля лишь в незначительном количестве содержат продукты распада твердых растворов. Замечено, что вкрапленность халькопирита, если и присутствует в сфалерите, то обычно располагается вблизи более крупных скоплений или прожилков халькопирита (в этих случаях халькопирит развивается исключительно по периферии зерен сфалерита).

Халькопирит распределен неравномерно в сульфидных рудах. Повышенное содержание его отмечено на 2-м Советском руднике. Обычно он встречается в виде плотных мелкозернистых масс, но также образует очень хорошие кристаллы в пустотах, где иногда располагается между кристаллами пластинчатого кальцита. В халькопирите наблюдаются продукты распада твердых растворов в виде звездчатых образо-

ваний сфалерита. Халькопирит и сфалерит очень часто образуют субграфические сростания.

Пирит. С халькопиритом очень тесно ассоциирует пирит, который развит в виде кубических кристаллов и мелкозернистых неправильных агрегатов. Иногда наблюдались колломорфные структуры пирита. Так, весьма своеобразны «кольца» пирита с характерными трещинами усыхания, которые иногда выполнены кварцем (фиг. 26).

Пирротин. В тесных сростаниях с халькопиритом наблюдается пирротин, который вследствие неполного замещения пирротина халькопиритом нередко образует скелетные формы.

Блеклая руда и аргентит отмечены в зернах галенита как на 2-м Советском руднике, так и на Среднем Партизане.

7. ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Главная характерная текстурная особенность тетюхинских скарнов заключается в развитии сферолитовых и фестончато-полосчатых текстур геденбергитовых агрегатов. Размеры геденбергитовых сфер варьируют от десятых и сотых долей сантиметра до нескольких сантиметров, достигая на руднике Верхнем 2 м и более в поперечнике. Границы соприкосновения геденбергитовых сфер представляют относительно плоские поверхности. Иногда наблюдается концентрическая зональность, выражающаяся в чередовании зон крупнолучистого геденбергита и мелколучистого или плотного геденбергита.

При замещении геденбергита датолитом, гранатом, разнообразными сульфидами обычно сохраняются радиально-лучистые и сферолитовые формы первоначальных геденбергитовых агрегатов. Таким образом, возникают унаследованные текстуры, внешне сходные с колломорфными. Вопрос о генезисе своеобразных сферолитовых геденбергитовых структур, как отмечено выше, был предметом споров. Внешнее сходство отмеченных текстур с колломорфными натечными образованиями иногда принималось за бесспорное доказательство коллоидного происхождения геденбергитовых и других скарнов Тетюхе (Ф. В. Козлов).

В коллоидном происхождении крупных сферолитов геденбергита заставляет сомневаться их явно метасоматическое образование. Так, на границе скарнового тела с известняком обычно видно, что сферы геденбергита развиваются в сторону известняка и весь контакт вследствие этого имеет фестончатое очертание. Таковы же контакты геденбергитовых сфер с порфиритом при замещении последнего. Эти примеры убеждают нас, что геденбергитовые сферы развивались метасоматически. Метасоматоз же коллоидными растворами в значительных размерах представить трудно. Как уже отмечалось, своеобразные текстурные особенности геденбергитовых скарнов мы объясняем развитием метасоматических лучистых агрегатов, нарастающих вокруг определенных центров кристаллизации, фестончатые же изгибы геденбергитовых полос — прямое следствие сочетания полусфер соприкасающихся и друг друга ограничивающих геденбергитовых сферолитов. Вместе с тем устанавливаются и некоторые признаки отложений минералов первоначально в виде гелей. К таковым относятся: реликты изотропного вещества в центре мелколучистых геденбергитовых розеток, почковидные образования гранатов, возникающие, возможно, в пустотах из геля, почковидные выделения сульфидов, кальцита, сферообразные обособления кальцита и сульфидов, характеризующиеся концентрически зональной структурой.

В низкотемпературных сульфидных, кальцитовых и кварцевых образованиях еще чаще, чем в скарнообразующих силикатах, наблюдаются признаки отложения минеральных масс из коллоидных растворов. Очень типичны, в частности, почковидные кальцитовые выделения на стенках пустот. Обычно эти почкообразные выделения представлены агрегатом кристаллов, образованных, вероятно, в результате раскристаллизации геля.

Галенит и сфалерит, так же как и кальцит, образуют почковидные выделения на стенках пустот в скарново-полиметаллических рудных телах. В результате раскристаллизации таких почек возникают прекрасно образованные друзы кристаллов сульфидов, причем характерно, что галенит в этих сложных агрегатах кристаллизуется раньше сфалерита. Подобное раннее выделение галенита, как установлено нами при изучении многих месторождений, вообще типично для руд коллоидного происхождения.

Сферически-зональное строение нередко имеют также карбонат-сфалеритовые руды, характеризующиеся ритмичным чередованием сферических зон кальцита и сфалерита (см. фиг. 15). Однако для таких ритмичных руд не исключена возможность и метасоматического их образования путем диффузии истинных растворов через известняки.

Признаки колломорфных текстур устанавливаются не только макроскопически, но и при микроскопическом изучении руд. Очень интересны для установления генезиса сульфидных руд каплевидные включения галенита в сфалерите и сфалерита в галените.

Наряду с шаровидными формами подчиненного сульфида наблюдаются бисквитообразные выделения его, представляющие собой как бы неполностью слившиеся «капли». Результатом слияния трех или более капель являются сложные формы, образованные полусферами различного диаметра. Можно думать, что в данном случае имеет место одновременное выделение несмешивающихся гелей — сульфидов свинца и цинка, причем подчиненный компонент стремился к развитию сферического ограничения, образуя своего рода «эмульсию».

В пределах изученной части Правобережного рудного поля достаточно часто встречается также колломорфный кварц. В частности, выше уже был описан своеобразный коричневатый-серый лучистый кварц Хрустального Отвода, образующий крупные розетки длиннопризматических кристаллов.

Глава 3

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РУДНОГО ПОЛЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Структура рудного поля развивалась длительно. Особенности геологического строения участка определяются нахождением его в пределах Срединной антиклинальной зоны, которая впервые оформилась как поднятие еще в триасовое или даже, может быть, пермское время.

Физико-географические условия здесь неоднократно резко менялись. Периоды поднятия и опускания чередовались, что обусловило смену глубоководных химических и органогенных осадков осадками терригенными.

Так, кремнистые сланцы отлагались в условиях отсутствия привноса терригенного материала и целиком представляют собой химические и частично органогенные осадки. Источником накопления кремнезема могли

являться подводные эффузивы, переслаивающиеся с кремнистыми сланцами.

Залегающие выше полимиктовые аввакумовские песчаники возникли уже в существенно иных условиях. Они состоят из разнообразного обломочного материала и, в частности, содержат обломки свежего микроклина и микропегматита, что указывает на присутствие гранитов в составе размываемых пород. Очевидно, в этот период уже поднимались острова, служившие источником сноса терригенного материала. Соотношение кремнистых сланцев и аввакумовских песчаников нуждается в дальнейшем уточнении.

Новое изменение режима после длительного перерыва в осадконакоплении отмечается появлением известняков. Вопрос о морфологии рудовмещающей известняковой толщи карнийского возраста очень важен и должен попрежнему стоять в центре внимания при дальнейших исследованиях. Высказанная нами точка зрения о наличии здесь сложнодислоцированного основного горизонта, смятого в складки второго порядка и разбитого на блоки дизъюнктивными нарушениями, должна быть в дальнейшем проверена.

Явный перерыв осадконакопления, сопровождающийся размывом, отмечает границу карнийского и норийского (?) ярусов. Этот перерыв, возможно, представляет собой явление местное и ограничивается зоной антиклинального поднятия, которая продолжала развиваться как положительный структурный элемент.

Наиболее интенсивная складчатость проявилась в мезозое. Точно датировать время ее появления на нашем участке не удастся, так как молодые отложения не установлены достоверно. Возможно, что на некоторых участках они отсутствовали, поскольку Срединная антиклинальная зона с течением времени все чаще и чаще выступала над уровнем моря и являлась островом. По аналогии с соседними районами можно предполагать, что наиболее интенсивные движения имели место на границе юры и мела и затем между нижним и верхним мелом. В это время возникли крутые сжатые изоклинальные складки, осложненные мелкой складчатостью второго порядка, а также разбитые значительными дизъюнктивными нарушениями.

Исключительно сильная деформация пород — отличительная черта Срединной антиклинальной зоны. Здесь еще в домеловое время возникла серия продольных разломов, главным образом по границам различных толщ; поперечные разломы особенно обильны в участках поперечных перегибов структуры и, в частности, в области погружения срединной антиклинали, в которой и расположено Тетюхинское рудное поле.

Характерно, что глубинных магматических пород, а также рудопроявлений, одновременных с отмеченными фазами интенсивной складчатости, на нашем участке, как и вообще в пределах восточной зоны Сихотэ-Алиня, не отмечено. Все известные рудопроявления связаны с третичным магматизмом.

Многочисленные разломы, возникшие в процессе складчатости, послужили каналами для излияния магмы в верхнемеловое и нижнетретичное время.

Верхнемеловые кварцевые порфиры и подстилающие их туфопесчаники с остатками флоры залегают на интенсивно дислоцированных мезозойских отложениях и смяты в пологие сундучные складки. Мощность кварцевых порфиров в районе Тетюхе превышает 700 м (рудник Верхний), хотя возможно, что это представление о мощности несколько преувеличено вследствие наклона толщ.

Нижнетретичные андезиты залегают уже почти горизонтально, образуя местами пологие куполообразные складки. В целом складчатость верхнего яруса, представленного комплексом мощных эффузивов, характеризуется пологими формами.

Значительно более ярко проявлены в это время разрывные нарушения, которые или вновь образуются или следуют по ранее заложенным трещинам. Вертикальные движения по этим разрывам обусловили мозаичную блоковую структуру участка.

Нижнетретичный период характеризуется интенсивной интрузивной деятельностью, проявлявшейся многофазными интрузиями кварцевых диоритов, пегматондных гранитов, гранофиоров и разнообразных жильных и рудных дериватов интрузий.

Вследствие незначительной глубины эрозионного среза интрузии этого участка мало доступны наблюдению, они выступают лишь верхними своими частями (гранофиры) или проявляют себя в ксенолитах среди даек. О несомненном присутствии скрытых интрузий на глубине свидетельствует исключительно интенсивное проявление рудоносных скарнов различного состава на значительной площади.

Геохимические особенности месторождений позволяют высказать предположение о некоторых деталях химизма рудоносных интрузий. Наличие в рудах обильного марганца, серебра, олова, ртути, т. е. элементов, присущих и другим рудным месторождениям этой части Приморья, позволяет говорить о генетическом родстве Тетюхинских свинцово-цинковых месторождений с другими рудопоявлениями района.

Но вместе с тем Тетюхинские месторождения несут и особые, только им присущие черты минерализации. К числу их относятся исключительное богатство бором и резкое преобладание в рудах свинца и цинка при ничтожном количестве олова.

Необычайное богатство бора в растворах, резко выделяющее Тетюхинский рудный узел на фоне всех прочих месторождений восточной Приморской зоны, позволяет высказывать предположение, что на глубине произошла ассимиляция осадочного месторождения бора, залежавшего, возможно, в толщах химических осадков кембрия или докембрия. Из подобных же осадочных толщ могло иметь место извлечение марганца, столь типичного элемента для всей рудной провинции Приморья, а также железа.

Существенным и пока не вполне ясным представляется вопрос о взаимоотношениях скарновой датолитовой минерализации (Хрустальный Отвод) и полиметаллических рудных тел. Наряду с чертами сходства, выражающимися в развитии одних и тех же минералов (геденберgit, аксинит, гранат и др.), между рудопоявлениями этих типов есть и отличия: например, на Хрустальном Отводе существенное значение имеют мономинеральные датолитовые скарны, образовавшиеся в результате переработки огромных блоков известняка растворами, богатыми бором, тогда как в полиметаллических месторождениях датолит сравнительно редок. Вероятно, скарны Хрустального Отвода ближе других рудных тел расположены к активному источнику минерализации.

Скарново-полиметаллические рудные тела имеют более локальное развитие и приурочены к определенным тектоническим элементам, располагаясь в пересечении поперечными разломами контактов известняков и алюмосиликатных пород, вероятно, на большем удалении от источника оруденения.

Удивительная однотипность многочисленных геденберgit-сульфидных месторождений Тетюхинского рудного узла, распределенных на значи-

тельной площади, свидетельствует о сходных условиях их образования и, очевидно, близком составе восходящих растворов.

Локализуясь в пересечении разломов с контактами известняков и алюмосиликатных пород, рудные тела в значительной степени представляют собой реакционно-биметасоматические образования, заимствуя часть элементов — Si, Al, Ca — из вмещающих пород.

Иногда рудные тела удаляются от контактов, располагаясь среди известняков, причем отмечается различная подвижность минералообразующих компонентов: SiO_2 , а также CaO и другие основания перемещаются на значительные расстояния, в то время как Al_2O_3 проявляет крайне ограниченную подвижность. Алюмосиликаты — аксинит, пренит развиваются только по алюмосиликатным породам и не распространяются в контактирующие с ними известняки. Эти наблюдения вполне согласуются с выводами Д. С. Коржинского о различной подвижности элементов при метасоматозе.

Месторождения образованы на небольшой глубине и верхними частями подходили близко к поверхности (не глубже 500 м). Это обусловило специфические черты минерализации. Вместе с тем оруденение, как это и характерно для близповерхностных, но удаленных от интрузий образований, опускается на значительную глубину.

Значительное развитие коллоидных текстур различных минералов — гранатов, карбонатов, сульфидов, остатки нераскристаллизованного вещества в ядрах геденбергитовых розеток и датолитовых агрегатов, а также наличие еще не консолидированных гелеобразных пленок силикатного, карбонатного и кремневого состава говорят о том, что в процессе метасоматоза, наряду с истинными растворами, которые в основном были преобладающими, местами существенную роль играли растворы коллоидные. При этом минеральные массы выпадали в виде геля, заполнявшего пустоты растворения известняков. Возможно, что местами происходило выпадение аморфных осадков минерального вещества непосредственно из истинных растворов. Это могло иметь место, когда скорость осаждения вещества из концентрированных растворов резко превышала скорости кристаллизации минералов. Резкому пересыщению растворов, обуславливающему быстрое выпадение значительных масс, могли способствовать интенсивная реакция взаимодействия растворов с известняком и бурное выделение углекислоты в пределах разломов, сообщавшихся с поверхностью или достигавших приповерхностных горизонтов.

Формирование месторождений происходило длительно и частично продолжается и поныне. Однако основная масса метасоматической руды была отложена сравнительно быстро, из одного потока растворов; во всяком случае отложение главной части сульфидов следовало без перерыва непосредственно за образованием скарновых минералов и частично одновременно с ними.

Вместе с тем процесс окончательного формирования руды растянулся на значительный период. Изучение крустификационных корок на стенках «продушин» — пустот в рудном теле рудника Верхнего — показывает, что одни минералы сменялись другими, причем неоднократно повторно отлагались одни и те же сульфиды — галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, а также кальцит и кварц.

Установленная эволюция форм кальцитовых кристаллов, характеризующихся, как показали термометрические исследования, различной, последовательно снижающейся температурой образования, позволяет наметить главные этапы последних, в основном уже послерудных, ста-

дий минерализации. Кристаллы сульфидов продолжали образовываться в пустотах вплоть до низких температур — порядка 130° (гексагональные таблички пирротина). Самый поздний сульфид — марказит, образующий мелкую сыпь на гранях кальцита формы тупого ромбоэдра, представляет собой, повидимому, еще более низкотемпературное образование.

Кристаллизация кальцита из холодных растворов продолжается и до наших дней («ветвистые» и скаленоэдрические кристаллы на корках еще полужидкого карбонатного геля).

До настоящего времени продолжается консолидация гелеобразных осадков кремневого, алюмосиликатного и карбонатного состава, выстилающих стенки некоторых пустот. По всей вероятности, происходит также и раскристаллизация твердых изотропных ядер геденбергитовых и датолитовых агрегатов. Таким образом, на примере третичных Тетюхинских месторождений мы видим, что процесс формирования руд оказывается длительным, растянутым на целые геологические периоды.

В заключение характеристики месторождений Правобережного поля отметим, что общие перспективы расширения сырьевых запасов Тетюхинского рудного узла далеко не исчерпаны. Вполне вероятно открытие новых рудных участков и новых рудных тел на уже известных месторождениях.

Небольшой объем структурного картирования, проведенный нами на Правобережном рудном участке, показал, что месторождения и остальные рудные тела в своем распространении строго подчиняются определенным структурным закономерностям, локализуясь в пересечении разломов с контактами известняков и алюмосиликатных пород. Эти выводы позволяют направленно производить дальнейшие поиски рудных тел, выходящих на поверхность и находящихся на глубине.

Хорошими указателями на возможность наличия руды в благоприятных структурных пересечениях являются зоны кальцит-кварцевой минерализации, которые хорошо фиксируются при геологической съемке.

Наконец, и зоны изменения в вышележащих эффузивных покровах также дают указания о возможном наличии оруденения на глубине.

К числу участков, благоприятных для поисков, мы относим южный фланг Восточного Партизана и продолжение его в направлении Среднего Партизана, а также скрытые под андезитами блоки известняков Среднего Партизана. Детальной расшифровки требует сложное рудное поле Западного Партизана, которое по-настоящему еще не понято. Предварительную разведку следует продолжить на Светлом Отводе (особенно в рудном теле № 6), а также в ключе Тигровом, на Сахарной Голове, не говоря о самом руднике Верхнем, где возможны еще новые слепые рудные тела (см. статью И. Н. Томсона в этом сборнике). Мы не сомневаемся, что при значительном объеме работ и рациональном подходе поиски увенчаются успехом.

И. Н. ТОМСОН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕГО ТЕТЮХИНСКОЙ ГРУППЫ

Тетюхинская группа месторождений Приморского края изучалась в разное время рядом исследователей, в частности, по месторождению рудника Верхнего имеются работы В. И. Смирнова, Ф. В. Козлова, Н. В. Анфилогова, М. О. Клия и др. Главное внимание в этих работах уделялось изучению вещественного состава руд и значительно меньшее выяснению структуры месторождения. В настоящей статье кратко излагаются данные по структуре свинцово-цинкового месторождения скарновой формации рудника Верхнего, полученные в процессе работы автора на месторождении в качестве рудничного геолога в период 1948—1951 гг.

1. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Тетюхинское рудное поле расположено в области альпийской складчатости в пределах Ковалерово-Тетюхинского антиклинального поднятия.

В ядре этой антиклинальной структуры из-под молодых верхнемеловых и третичных эффузивов широкой полосой вскрываются более древние осадочные породы.

В основании разреза осадочной толщи расположены пермские кремнистые сланцы и несогласно залегающие на них песчаники и брекчии аввакумовской свиты. Выше, как выясняется в последнее время, располагается пачка кварцитовидных песчаников с подчиненными сланцами, на которых залегают мощный горизонт (более 500 м) карнийских известняков, сменяющийся в свою очередь мощной толщей чередования песчаников и сланцев, относимых условно к верхам триаса. Две последние толщи, включающие известняки, — рудовмещающие. Свита смята в серию изоклинальных складок, опрокинутых на ЮВ.

На размытой поверхности осадочных пород залегают мощная толща верхнемеловых и палеогеновых эффузивов (порфириды, кварцевые порфиры, андезиты). Эти эффузивы также дислоцированы, хотя и значительно менее интенсивно, чем подстилающие их осадочные породы, и образуют пологие складки с падением крыльев до 45° .

Простирание осей складок осадочных пород Тетюхинского района близко к 60° и отличается от общего направления складчатости Сихотэ-Алиня (30°).

2. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудное поле рассматриваемого месторождения расположено в 3 км от устья р. Инзы, левого притока р. Тетюхе. Оно занимает вершину и склоны горы Рудной, образующей левый борт долины р. Инзы. Пре-

обладающее развитие в пределах рудного поля имеют известняки, отделенные тектоническим контактом (надвигом) от эффузивных кварцевых порфиров. Известняки представляют собой светлосерую массивную породу без отчетливых признаков слоистости. Однако при детальном изучении в них все же удается установить элементы слоистости, отмеченные редкими прослоями сланцев, песчаников и полосчатыми разностями известняков. Последние содержат полосы, обогащенные битуминозным веществом. Эти прослои имеют простирание, вполне согласное с общим направлением осей складок в районе.

Направление падения прослоев изменяется от крутого на ЮВ в районе Амурского карьера (фиг. 1) к пологому и до горизонтального близ вершины горы Рудной; еще далее к СЗ, за вершиной горы Рудной, прослои принимают уже обратное падение на СЗ. Возможно, что здесь имеет место перегиб антиклинальной складки в известняках. В дальнейшем для уточнения характера пликативных структур в известняках необходимо установить элементы залегания отдельных более крупных прослоев сланцев, имеющих в северо-восточной части рудного поля, и провести изучение элементов слоистости в старых выработках верхних горизонтов.

Антиклинальная складка в ее юго-восточном крыле усложнена второстепенным синклинальным прогибом, который отмечается появлением небольшого блока песчанико-сланцевых пород, перекрывающих известняки.

Кварцевые порфиры рудного поля образуют широкую и пологую синклинальную складку.

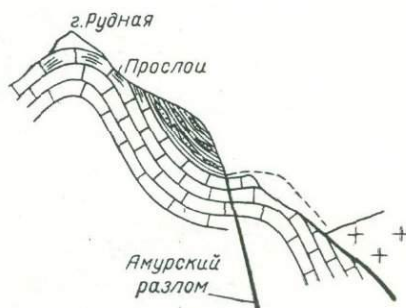
3. ФОРМА И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

В пределах рудного поля есть три рудных трубы и ряд рудопроявлений более мелкого масштаба. Кроме того, на поверхности близ вершины горы Рудной в известняках лежачего бока рудных тел в прошлом были обильные залежи галмейных руд. К настоящему времени они выработаны.

Главное рудное тело (фиг. 2) представляет собой пологую трубу приблизительно изометричного сечения площадью 6000 м². Это рудное тело расположено в известняках и примыкает висячим боком к тектоническому контакту (надвигу) между кварцевыми порфирами и известняками. Угол падения надвига колеблется в пределах 28—45°.

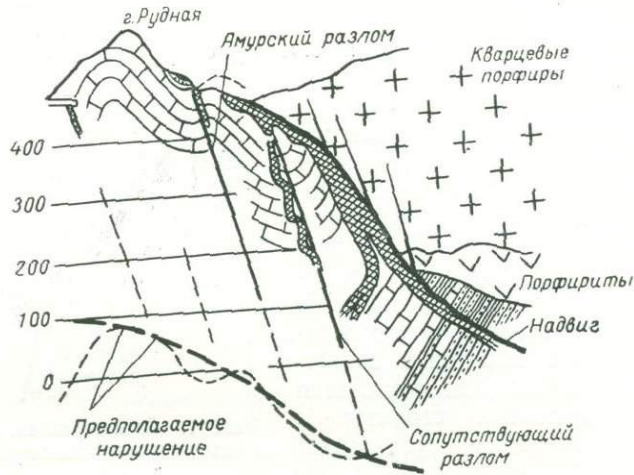
За более чем 50-летний период эксплуатации месторождения горные работы опустились в глубину по вертикали на 450 м. Скважинами рудное тело прослежено еще на интервале 100 м. Нижний горизонт горных работ в настоящее время находится на отметке 112 м.

Второе рудное тело—«Рудная Нога» отделяется по направлению вниз от Главного рудного тела в пределах отметок 227—212 м и далее вниз продолжается в виде самостоятельной рудной трубы в известняках. В сечении эта труба имеет несколько удлиненную овальную форму. Площадь горизонтального сечения «Рудной Ноги» 800 м².

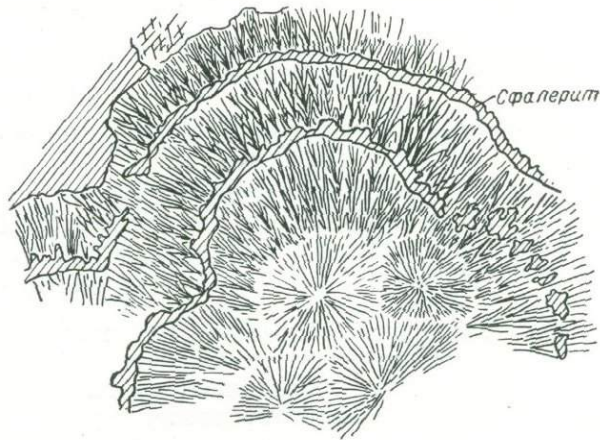


Фиг. 1. Схема-разрез. Антиклиналь в известняках и синклинальное осложнение в ее крыле.

Третье рудное тело «Запорфирировое» площадью сечения 200 м^2 расположено на северо-восточном фланге месторождения, на расстоянии 350 м от Главного рудного тела. Оно контролируется сопутствующим разломом, который является нарушением, сопряженным с надвигом, и прослеживается в известняках лежащего бока.



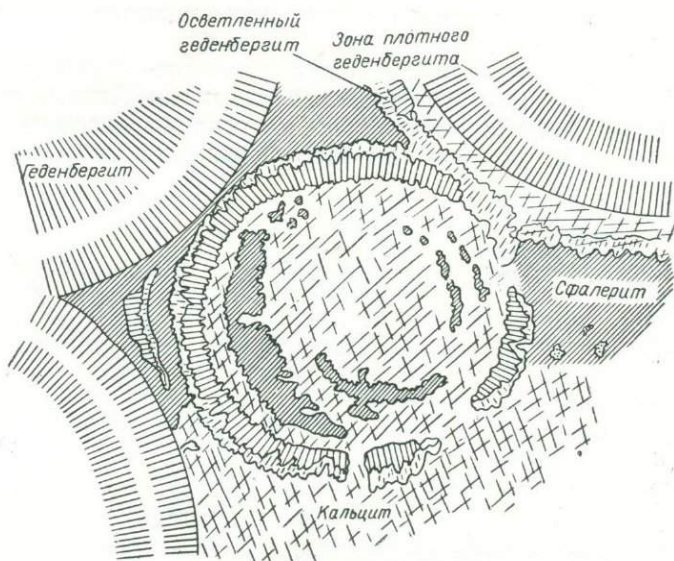
Фиг. 2. Структурная схема месторождения. Предполагаемое нарушение на контакте с подстилающей известняки толщей. На контакте с кварцевыми порфирами — Главное рудное тело, от него отходят по падению Рудная Нога и далее Запорфирировое тело.



Фиг. 3. Замещение геденбергита сульфидами с подчинением текстурным особенностям геденбергита.

Рудные тела месторождения представляют собой геденбергитовые скарновые трубы, несущие сульфидное оруденение. Геденбергит образует радиально-лучистые сферы различных размеров (до 2 м в диаметре). Более поздние минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, кальцит, ильваит и другие замещают геденбергит, обычно подчиняясь его текстурным формам (фиг. 3, 4).

Явление дробления скарнов в предрудный этап, характерное, например, для карамазарских скарново-полиметаллических месторождений, на Тетюхе не наблюдается. Повидимому, здесь имело место сближенное во времени отложение силикатов и сульфидов в условиях резкого падения температуры минералообразующих флюидов. Процесс минерализации был длительным. Об этом свидетельствует обилие повторных генераций минералов — кальцита, сфалерита, галенита и других, появляющихся неоднократно в процессе минерализации. Последовательность



Фиг. 4. Замещение геденбергита сульфидами с подчинением текстурным особенностям геденбергита.

образования различных генераций одних и тех же минералов особенно четко устанавливается в пустотах — продушинах, где наблюдаются друзы прекрасных кристаллов.

После краткой характеристики общих особенностей месторождения перейдем к рассмотрению вопросов его структуры.

4. ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА РУДНОГО ПОЛЯ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Как отмечалось выше, складчатая структура рудного поля в сильной степени осложнена дизъюнктивными нарушениями. Поскольку последние определяют локализацию рудных тел, постольку на характеристике их мы остановимся подробнее.

Основным дизъюнктивным нарушением в пределах рудного поля является тектонический контакт между кварцевыми порфирами и известняками, имеющий простирание $45-75^\circ$ с падением $28-45^\circ$ к ЮВ. Разлом выполнен тектонической глиной мощностью 0,3—1 м.

По характеру смещения разлом может быть отнесен к сдвигу-надвигов. За это говорят следующие признаки. Прежде всего о надвиговом характере перемещения свидетельствует наличие сопряженных трещин, генетически связанных с надвиговой подвижкой. Эти нарушения имеют

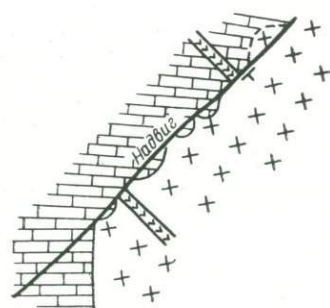
простираение, близкое к простираению главного разлома, но падают под более крутыми углами $60-67^\circ$ и имеют сколовый характер (фиг. 5). О надвиге же говорит и вертикальное смещение песчаника-сланцевого горизонта и кремнистых сланцев, подстилающих известняки (см. фиг. 2). Наконец, и сама морфология разлома, характеризующаяся выполаживанием его поверхности на глубине от 45° на средних горизонтах до 32° на нижних, также характерна для надвига.

Вместе с тем есть основания говорить о значительном горизонтальном смещении по плоскости надвига. Так, совершенно очевидно, что надвигом срезаются и значительно перемещаются порфириновые дайки (фиг. 6).

К выводу о значительном смещении приводят также наблюдения над срезанными разломом неровностями контакта. Линзы, отсеченные от известнякового массива, встречаются со стороны висячего бока надвига, в то время как аналогичных отрезанных линз кварцевых порфи-



Фиг. 5. Схема-разрез. Характер подвижки по главному разлому.



Фиг. 6. Схема-план. Смещение порфириновых даек и срезанных разломом неровностей контакта.

ров в лежащем (известняковом) боку надвига не отмечено. Вероятно, они перемещены на значительное расстояние.

Таким образом, совокупность вышеуказанных признаков, как нам кажется, определенно указывает на сдвиго-надвиговый характер подвижки по главному разлому.

Изучение мелкой трещиноватости, развитой в известняках и кварцевых порфирах рудного поля, показало наличие нескольких систем трещин.

1. Система трещин с простираением 120° и крутыми углами падения на ЮЗ широко развита в пределах рудного поля. По этой системе отмечены небольшие смещения кальцитовых прожилков в известняках. К системе 1 приурочены апофизы рудных тел («Рудная Нога», «Запорфиритовое» рудное тело).

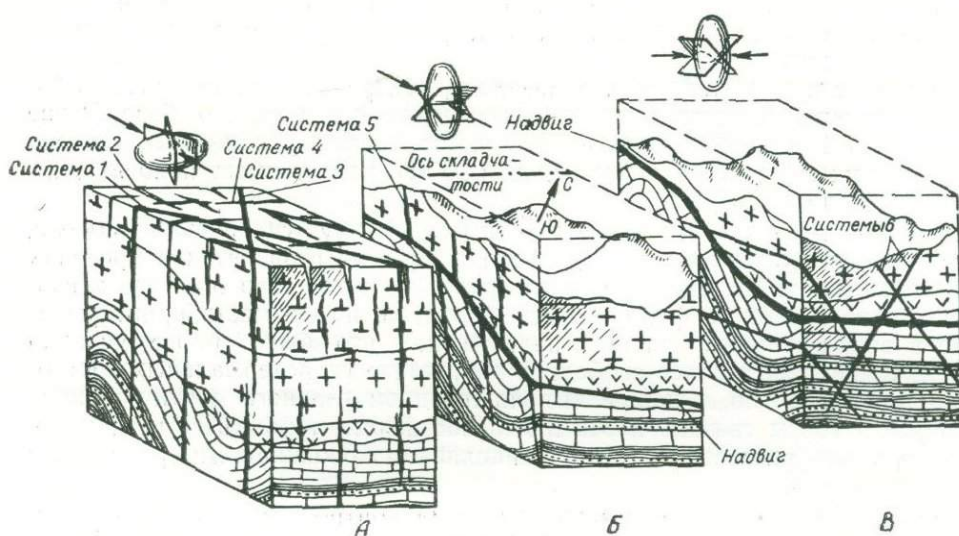
2. Система трещин с простираением 150° и крутыми углами падения на ЮЗ часто выполнена кальцитовыми жилами. Системе 2 следуют мощные (до 7 м) дайки порфирита небольшого протяжения, а также рудные апофизы. Трещины ориентированы приблизительно под прямым углом к простираению осей складок, которое составляет 60° , и представляют собой, по всей вероятности, разрывную систему.

3. Система трещин с простираением 20° и крутыми углами падения, возможно, является сколовой системой, сопряженной с системой 1. Система 3 не получила большого развития.

4. Система трещин с простиранием 60° и падением 80° к ЮВ параллельна осям складок. Система 4, вероятно, представляет собой сланцеватость осевой плоскости складчатости. Выражена довольно слабо.

Перечисленные выше четыре системы трещин образовались в таких тектонических условиях, при которых большая ось эллипсоида деформации была горизонтальна и параллельна складчатости. Правда, положение сопряженных сколовых систем 1 и 2 таково, что ось эллипсоида деформации отклоняется от оси складчатости на 10° .

Есть основания считать, что формирование сопряженных систем 1—2—3—4 происходило под большой нагрузкой толщи пород. Так, угол скалывания (между двумя сколовыми системами обращенный к стрессу) составляет 80° и, видимо, указывает на условия значительной пластической деформации. За это же говорит и положение эллипсоида деформации (горизонтальная большая ось), а также развитие сланцеватости, параллельной осевой плоскости.



Фиг. 7. Схема—блок-диаграмма.

А. Древний этап деформации в условиях большой нагрузки вышележащих пород. Образование сдвигов (1—3), разрывов (2) и сланцеватости осевой плоскости (4). Б. Этап деформации в условиях значительного размыва толщи вышележащих пород. Образование надвига и сопряженных сколов (5). В. Деформация в условиях сжатия, параллельного осям складок. Образование надвигов (6).

Кроме того, можно сделать вывод, что образование систем 1—2—3—4 относится к раннему этапу деформации, так как условия максимальной нагрузки пород относятся к периоду формирования мощных эффузивных покровов (кварцевых порфиров и др.) в верхнемеловое — палеогеновое время (см. фиг. 7, А).

Со следующим этапом формирования дизъюнктивных нарушений, проявившимся после длительного периода размыва уже в условиях значительно меньшей нагрузки пород, связано образование главного надвига и сопряженных с ним трещин. К этому типу относится система сколов (на фиг. 7, Б), сопряженных с надвигом и хорошо проявленных в виде серий трещин с простиранием 75° и падением $60-67^\circ$ к ЮВ. Эта система играет важную роль в структурном контроле оруденения.

На территории рудного поля, кроме того, отмечены трещины неясного генезиса (система трещин на фиг. 7, В) с простиранием 170° и

углами падения $50-75^\circ$ как к востоку, так и к западу. Имеются отдельные крупные зеркала скольжения, отвечающие этой системе (галмейный разрез близ вершины горы Рудной). Эти трещины, возможно, представляют собой сопряженные надвиги с простиранием, составляющим с осью складчатости угол 70° .

Изложенный материал позволяет утверждать, что в рудном поле Тетюхе проявилось не менее двух крупных этапов трещинообразования. Первый этап характеризовался деформацией в условиях большой нагрузки, второй — протекал уже на малых глубинах. В основном все трещины дорудные. В рудных телах наблюдается лишь слабо выраженная трещиноватость и развиваются самые поздние кальцитовые и халцедоновые прожилки, вокруг которых геденбергит разлагается.

Переходя к закономерностям контроля отдельных рудных тел, следует отметить, что основными рудоконтролирующими элементами являются отмеченные выше дизъюнктивные нарушения и системы трещин в известняках. Известняки рудного поля, обычно массивные и слабо нарушенные, вблизи рудных тел имеют участки брекчии, цементированной кальцитом.

Главное рудное тело, как отмечалось, контролируется надвигом и соответствующей сланцеватостью в известняках его лежачего бока. Выше отметки 378 м рудное тело разветвляется на три уплощенные залежи. На верхних горизонтах, выше отметок 350 м, надвиг имеет пологие углы падения вплоть до 28° .

Рудное тело в этом интервале имеет форму уплощенной залежи, распространяющейся вдоль надвига. На средних горизонтах в пределах отметок 312—162 м разлом падает круче, и рудное тело принимает изометричную в сечении форму. Здесь, вероятно, имело место приоткрывание в выположенных частях надвига, как это было ранее указано Ф. В. Козловым, и более свободное растекание гидротермальных растворов. Действительно, с новым выполаживанием главного разлома ниже горизонта 162 м связано новое изменение формы трубы в сторону уплощения вдоль разлома и, как устанавливается скважинами, разделение на две залежи.

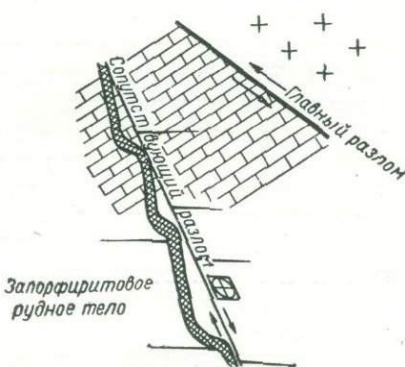
Остальные рудные тела месторождения контролируются сопутствующим разломом, примыкающим к главному (на горизонте 412 м) под углами $60-67^\circ$. «Рудная Нога», отделяясь на отметках 227—212 м от Главного рудного тела, меняет падение с юго-восточного на северо-западное (ниже горизонта 162 м) и причленяется к сопутствующему разлому. Близ «Рудной Ноги» в известняках интенсивно развита система скола I, по которой руда дает апофизы. Это рудное тело в пределах отметок 212—162 м контролируется двугранным углом, образуемым трещинами, параллельными сопутствующему разлому, и системой сколовых трещин I.

Рудное тело «Запорфировое» на северо-восточном фланге месторождения контролируется сопутствующим разломом и рядом других систем трещин. Оно имеет изменчивые элементы залегания и форму, причем эти изменения совершаются резким переходом от одной системы трещин к другой (фиг. 8). Так, рудное тело по падению часто образует ступени вследствие перехода в пологие сопряженные сколовые трещины.

Таким образом, видно, что рудные тела месторождения контролируются пересечением трещин, причем для большинства рудопроявлений одной из контролирующих трещин является сопутствующий разлом или параллельные ему нарушения. Эти нарушения, как уже отмечалось,

являются трещинами, сопряженными с надвигом. Такого рода сколы должны были бы получить преимущественное развитие в активном висячем боку надвига, но в нашем примере, помимо наличия их за висячим боком надвига, сопряженные сколы хорошо развиты и в известняках лежащего бока, причем они контролируют оруденение и весьма выдержаны на глубину. Исключительно четкое развитие этих сколов в известняках позволяет предполагать, что известняковый блок в свою очередь являлся активным висячим боком по отношению к надвигу, который находится на глубине. Локализация этого предполагаемого надвига может быть обусловлена механической неоднородностью контакта известняков с подстилающей песчанниковой и кремнисто-сланцевой толщей (см. фиг. 2). Приуроченность оруденения к сопряженным с надвигом сколам позволяет высказать мнение, что предполагаемый надвиг является рудоносной структурой и совместно с сопряженными сколами может контролировать слепое оруденение.

Надвиговые нарушения, подобные главному рудовмещающему надвигу рудника Верхнего, повидимому, имеют достаточно широкое развитие в районе Тегюхе. Так, еще В. С. Булыго отмечал наличие крупного надвига на северо-западной окраине рудного поля. Как теперь установлено, к этому нарушению приурочено рассеянное полиметаллическое оруденение. В пределах рудника Верхнего этот надвиг находится на глубине свыше 1 км, в то время как предполагаемое нами надвиговое нарушение залегает значительно ближе, скорее всего на контакте известняков с подстилающей толщей кремнистых брекчий и песчаников — на глубине первых сотен метров ниже горизонта 112 м. В настоящее время было бы весьма важно провести глубокое бурение с целью выяснения положения этого контакта. Независимо от высказанного предположения о наличии крупной рудоподводящей структуры, выяснение положения контакта имеет значение с точки зрения возможного здесь изменения залегания Главного рудного тела.



Фиг. 8. Схема-разрез. Строение Запорфиритового рудного тела. Выполаживание при переходе в сопряженные сколы.

Возвращаясь к предположению о существовании скрытого на глубине рудоконтролирующего надвига, отметим, что этот предполагаемый второй надвиг мог и не иметь значительной амплитуды перемещения как более глубинное нарушение, нежели надвиг на контакте с кварцевыми порфирами. Прежде всего необходимо выяснить наличие предполагаемого надвига на поверхности. Однако надо учитывать, что песчано-сланцевая толща, подстилающая известняки, нигде здесь не обнажается. Возможно, что мы имеем такой случай, когда предполагаемый приконтактный надвиг и не проявился на поверхности в результате выполаживания согласно контакту или не обнаруживает себя в результате залечивания трещин в известняках.

В случае подтверждения предположения о втором надвиге может оказаться реальным существование крупного слепого оруденения вследствие наличия рудоподводящего канала и контакта известняков с песчанико-сланцевой толщей как среды, благоприятной для биметасоматоза.

При дальнейшем детальном изучении структуры месторождения можно дать конкретные обоснованные данные для бурения скважин с целью поисков слепого оруденения.

Некоторые данные указывают, что надвиг северо-восточного простирания, наряду с нарушениями северо-западного простирания, являлись крупными рудораспределяющими каналами для всей Тетюхинской группы месторождений. Так, главный надвиг рудника Верхнего направляется под пологими углами к группе рудных тел месторождения 1-й Советский рудник. В свою очередь рудные тела этого месторождения падают навстречу главному надвику рудника Верхнего так, что на глубине расстояние между этими месторождениями сокращается. В настоящее время расстояние между нижними горизонтами горных работ рудников составляет около 2 км. Возможно, что месторождение 1-й Советский рудник расположено висячем боку главного надвига.

Главный надвиг, к которому приурочено рудное тело рудника Верхнего, прослежен по простиранию на 10 км. Он представляет собой, как отмечалось выше, тектоническую поверхность с глиной мощностью 0,3—1 м. Это позволяет считать главный надвиг крупным и довольно выдержанным нарушением.

Итак, возможно, что надвиги играли роль главных рудораспределяющих каналов. Локализация же рудных тел происходила в свитах, содержащих известняки, при наличии в них благоприятных структур. Последними явились сопряженные с надвигом более крутые сколовые нарушения в известняках (рудные тела «Запорфировое» и «Рудная Нога»), местный изгиб простирания толщи (месторождение Восточный Партизан) и т. д. На руднике Верхнем рудное тело непосредственно локализуется вдоль надвига.

Из сказанного ясно весьма важное значение дальнейшего изучения структур для расширения перспектив всего рудного поля. Высказанные предположения уже теперь могут ориентировать разведочное и поисковое бурение.

Ив. Ф. ГРИГОРЬЕВ и Е. И. ДОЛОМАНОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО КРИСТАЛЛОХИМИИ И ТИПОМОРФНЫМ ОСОБЕННОСТЯМ КАССИТЕРИТА РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА

В 1945 г. под руководством С. С. Смирнова нами было начато исследование минералогии месторождений кварц-касситеритовой формации Забайкалья. В связи с этим мы детально изучили типоморфные свойства касситерита разного генезиса не только Забайкалья, но и других районов СССР, а также и некоторых зарубежных месторождений и получили большой сравнительный материал. Учитывая более широкое и самостоятельное значение полученных результатов по касситериту, чем это необходимо по теме, мы решили опубликовать в этой статье новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса.

Частные результаты этих исследований докладывались нами в 1945 и 1947 гг. на заседаниях Рудного отдела ИГН АН СССР и в 1946 г. на научной конференции в МГРИ.

Изучение закономерностей физических и химических свойств касситерита в зависимости от его генезиса началось сравнительно недавно, с 1914 г. До этого производилось только морфологическое изучение касситерита без учета его происхождения. После 1914 г. исследователи, как у нас так и за границей, пытались найти зависимость между кристаллографической формой касситерита и его генезисом. Было составлено много классификаций, но практически это не дало никаких положительных результатов, потому что оказалось, что месторождения, разные по температуре образования, содержат одинаковые или очень сходные по формам и практически не различимые кристаллы касситерита, или в одном и том же месторождении присутствуют различные по форме кристаллы касситерита. Только касситерит из пегматитовых жил легко выделялся по форме от касситеритов других типов месторождений. Но если учесть, что кристаллы касситерита в пегматитовом типе месторождений очень редки, то и это не имеет большого практического значения. Разрешение вопроса интересно не только с научной точки зрения, но имеет и большое практическое значение. Исследования химического состава касситерита, хоть и позволили выделить некоторые характерные примеси в касситеритах, но из-за неточности подбора материала их генетическое значение не было выявлено достаточно убедительно.

Только после того как С. С. Смирнов дал классификацию оловянных месторождений, проблема изучения типоморфных особенностей касситерита получила надлежащее направление.

На основании большого практического опыта известно, что наиболее ценными в промышленном отношении коренными месторождениями олова являются касситерит-сульфидные, менее интересны касситерит-

кварцевые и редко промышленными бывают оловоносные пегматитовые жилы. Промышленное же значение россыпных месторождений олова обратное, т. е. наиболее интересны россыпи, связанные с разрушением касситерит-кварцевых жил и в некоторых районах жил оловоносных пегматитов. Вот почему все исследователи стремились найти простые критерии для распознавания касситерита из разных типов месторождений по каким-либо характерным его признакам. Но, как известно, физические и оптические исследования касситерита не дали ничего положительного в этом отношении.

Наиболее детальным и полным изучением типоморфных свойств касситерита в Советском Союзе в течение нескольких лет занимались А. М. Болдырева (1941), Г. Л. Вазбуцкий (1941), М. Н. Ициксон и А. К. Русанов (1946), Я. Д. Готман (1941, 1947). Результаты исследования Я. Д. Готмана и А. М. Болдыревой сходны; наблюдения их, касающиеся оптических свойств касситерита и наличия в нем элементов примесей, верны, за исключением рассуждений о вхождении элементов-примесей в решетку касситерита, о причинах окраски и ее распределении в кристаллах касситерита и о генетическом значении элементов-примесей.

Г. Л. Вазбуцкий занимался детальным изучением касситерита оловянных месторождений Северо-Востока и Халчеранги. Главное внимание он обратил на выяснение возникновения «вторичных» окрасок и аномалий оптических свойств в касситеритах. В своей работе он утверждает, что первозданный касситерит всегда темный и на разных этапах минералообразования в результате воздействия на него элементов-вытяжек обесцвечивается (элементы-красители вытягиваются из касситерита элементами-вытяжками). Эти его выводы искажают действительность, потому что в природе ничего подобного не наблюдается. Он выделяет два типа окраски касситеритов — первичную и вторичную. Первичной он считает черную, непрозрачную окраску и, может быть, темнокоричневую, а все более светлые окраски, в том числе и бесцветная, есть результат более позднего, вторичного изменения первичной темной окраски вследствие химического воздействия на касситерит таких агентов, как F, B, H₂O, Cl, S, O, которые имеют большое химическое сродство с хромофорами, входящими в состав касситерита, и выносят их из кристалла касситерита уже после его образования. Этот вынос красящих веществ происходит, по Г. Л. Вазбуцкому, во все стадии процесса минералообразования от «гипогенного до супергенного» включительно. Г. Л. Вазбуцкий считает, что каждый последующий этап минерализации все более обесцвечивал и изменял окраску касситерита, вследствие чего и «образовались сплошные бесцветные поля взамен тонкополосчатого касситерита». Но «уточнить, к каким этапам гипогенного процесса относится изменение окраски, не представляется возможным, так как не намечается какой-либо определенной связи участков касситерита измененной окраски с обрастанием или пересечением жилками более поздних минералов — бесцветной слюды, кварца, хлорита и магнетита».

Если бы этот процесс в действительности существовал, то связь между фазами минерализации и изменением окраски касситерита была бы очевидной, а не сомнительной, особенно в тех случаях, когда рассмотрен такой обширный материал, которым располагал Г. Л. Вазбуцкий.

Основным признаком вторичной природы окраски Г. Л. Вазбуцкий считает «совместное нахождение в монокристаллическом веществе различно окрашенных участков в таком сочетании и такой последователь-

ности, следуя которым невозможен был рост монокристалла. При этом различно окрашенные участки погасают одновременно». Под этим он подразумевает не только «пятнистое» расположение окраски, но также и зональное: «Зональная окраска с частым повторением зон на мой взгляд всегда вторичная», т. е. «иногда наблюдается обесцвечивание ядер монокристаллов с довольно правильным ограничением таких бесцветных ядер по зонам роста или параллельно краевым граням кристаллов, что создает ложное впечатление, будто бы касситерит кристаллизовался сначала бесцветным, а затем продолжал покрываться темноокрашенным и непрозрачным».

Г. Л. Вазбуцкий рассматривает это бесцветное ядро как канал, который является главным «проводником обесцвечивания внутренней части». Очевидно, чувствуя неубедительность своих доводов в пользу существования «вторичных» окрасок, Г. Л. Вазбуцкий пишет: «Не всегда легко бывает доказать вторичную природу окраски на том или ином участке касситерита. В частности, наличие только пятнистости распределения окраски не всегда может служить доказательством», и в этом случае он пытается доказать отсутствие «вторичных» окрасок малой раздробленностью касситерита при послерудных смещениях.

Нам кажется, что малая раздробленность касситерита не могла бы служить препятствием, потому что обесцвечивание, по Г. Л. Вазбуцкому, происходит и до послерудных смещений.

По Г. Л. Вазбуцкому, «структуры изменения окраски походят почти на все метасоматические: на субграфическую, зонарную, нитеобразную, петельчатую, скелетную, реже на раскрошенную, эмульсионную, цементную и очень редко на графическую, решетчатую и дендритовую».

Очевидно, это сравнение и послужило поводом к выделению первичных и вторичных окрасок и их происхождения.

Кроме того, Г. Л. Вазбуцкий отмечает, что, когда касситерит бывает «первично» окрашен, он двуосный, «вторичное осветление ведет к уменьшению угла $2V$, а обесцвечивание почти всегда приводит к превращению двуосных участков в одноосные и при постепенном изменении окраски различных зон угол $2V$ меняется также постепенно». Двуосные кристаллы касситерита, по Г. Л. Вазбуцкому и Добре, ромбической сингонии, потому что погасают одновременно с одноосными.

Такое изменение оптических свойств касситерита в зависимости от окраски, по нашему мнению, указывает на влияние примесей на кристаллооптические свойства касситерита, т. е. чем больше примесей в касситерите, тем больше становится угол $2V$, а если их нет, то никаких оптических аномалий не наблюдается.

Установленная же Я. Д. Готманом двуосность бесцветных кристаллов касситерита объясняется, очевидно, входением в кристалл касситерита неокрашающих минералов-примесей, которые нарушают общую стройность кристалла и вызывают оптические аномалии. Чем меньше количество примесей, тем меньше внутренняя деформация кристалла.

Г. Л. Вазбуцкий наблюдал включения рудных минералов — магнетита, пирита и гематита — в касситерите. Изучение электромагнитных свойств различно окрашенного касситерита позволило ему установить, что «смоляно-черный касситерит является электромагнитным и при очень малой магнитной восприимчивости имеет довольно большой остаточный магнетизм. Более светлые участки тех же кристаллов не электромагнитны и все другие разновидности то же». Он объясняет магнитные свойства включением магнетита. Но нам кажется более вероятным, что эти включения относятся к вольфрамиту, а не к магнетиту, потому что

1) магнетит обладает наибольшей магнитной восприимчивостью по сравнению со всеми другими минералами, а остаточным магнетизмом обладают все изверженные породы, а следовательно, и входящие в них минералы; 2) химический анализ упомянутого касситерита дает содержание WO_3 в количестве немного меньшем, чем Fe_2O_3 .

Таким образом, выделение Г. Л. Вазбуцким «первичной» и «вторичной» окрасок касситерита и механизм этого образования не соответствуют действительности. Да он и сам часто сомневается в правильности своей интерпретации наблюдавшихся им фактов.

«Вторичная», бесцветная, окраска касситерита, в действительности первичная, т. е. характерная для химически чистого соединения SnO_2 , и только примеси, и именно красящие примеси, создают все разнообразие окрасок касситерита, а соединения и элементы, не являющиеся хромоформами, не влияют на окраску касситерита. Это с полной убедительностью можно проследить по многочисленным спектральным и химическим анализам различно окрашенных касситеритов из разных месторождений Советского Союза и зарубежных стран, приведенных в табл. 1—6. Эти таблицы наглядно показывают, что касситериты, содержащие только Si, Al, Ca, Mg, которые не вызывают окраску, остаются бесцветными несмотря ни на какую деформацию решетки кристалла касситерита, но уже небольшая примесь Fe придает касситериту слегка желтоватый оттенок. Таким образом, всякая цветная окраска касситерита зависит от примесей. Но примеси не «выносятся» и не «привносятся», как это понимает Г. Л. Вазбуцкий. Они входят в касситерит при росте его кристаллов, так как в природе процесс образования того или иного кристалла не идет изолированно от других процессов. В связи с этим и природные кристаллы никогда не бывают однородными, а всегда содержат в том или ином количестве примеси тех минералов или элементов, вместе с которыми они находились в расплаве или растворе.

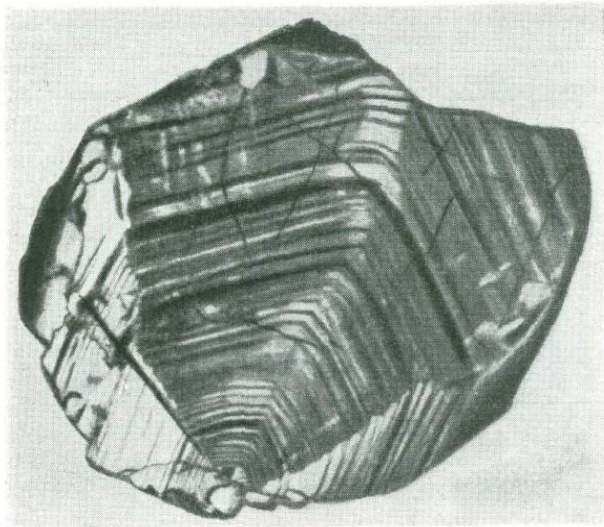
Сложные вопросы роста кристаллов и распределения в них примесей и связанного с этим изменения физических, электрических и оптических свойств кристаллов разрешены в той или иной степени экспериментальными работами многих советских и зарубежных ученых.

Образование всякого минерала начинается с возникновения зародышевого кристалла. При постоянных условиях роста кристалла грани его соответственно увеличиваются и перемещаются параллельно самим себе.

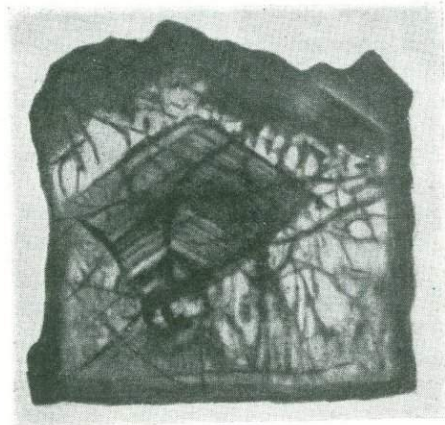
В пространстве растущая грань образует в теле кристалла «пирамиду» нарастания этой грани, обращенную вершиной к центру роста кристалла (фиг. 1). При этом кристаллы призматического габитуса, такие как касситерит, приобретают структуру «песочных часов», отлично видную на ориентированных срезах кристаллов (фиг. 2). Граница раздела между пирамидами нарастания имеет вследствие колебаний скорости роста граней ступенчатый вид. Ширина этих ступеней отвечает толщине однородного наростшего на грань слоя (см. фиг. 1, 2). Вследствие неполного структурного соответствия кристаллической решетки, в присутствии примесей, на границе между пирамидами нарастания возникают внутренние напряжения в кристалле и приводят к уменьшению механической прочности кристалла.

Грани кристаллов в природе часто изогнуты, изломаны вследствие прерывания процесса кристаллизации процессом растворения или механической деформацией (фиг. 3).

На разрезе видно, что грани *a*, появившиеся в начале роста кристалла касситерита, позже зарастают. Большая часть кристалла



Фиг. 1. Пирамиды роста кристалла касситерита имеют неровные границы. Отдельные грани то зарастают, то появляются снова. Минералы-примеси (темные зоны) неравномерно распределены по зонам и по разным граням. $\times 2$. Месторождение Верхне-Иппатинское.



Фиг. 2. Структура «песочных часов» в касситерите. $\times 20$. Месторождение Средне-Иппатинское.

Окончание табл. 2

Тип жил	Касситерит-кварцевый															
	Название района	ДВК	Казахстан				Монголия									
Название месторождения			Бутугычаг	Кара-Аба	Таинта	Модото						Зингей-Хундзи				
	Окраска	Элементы				черный, просвечивает оранжево-красным	черный, просвечивает красно-бурым	черный, просвечивает бурым	желтый	черный	серый	темно-коричневый	светло-коричневый	лимонно-желтый	красный	черный
Nb			5	5	4											
Ta	—	3	—	—	5	5	4	4	—	—	—	—	5	3	—	—
W	4	4	3	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	6	5	4	4	5	4	3	3	—	—	—	—	5	3	—	—
Mn	4	4	5	5	4	4	2	5	4	4	4	4	5	4	—	—
Ti	4	5	5	4	4	2	4	4	—	3	4	4	4	3	—	—
Zr	—	4	3	4	4	5	4	5	4	4	4	4	4	4	—	—
V	7	4	4	4	5	4	5	5	4	—	4	4	4	3	—	—
In	—	—	—	—	4	2	3	4	3	—	4	4	4	3	—	—
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ga	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	4	4	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	6	—	3	3	3	—	2	2	—	4	4	4	4	3	—	—
Si	1	4	4	4	2	—	—	—	—	—	3	—	3	—	—	—
Al	4	4	2	3	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	—	—
Ca	1	3	3	4	4	4	4	4	3	5	5	5	4	4	—	—
Mg	—	4	3	2	3	1	3	4	1	6	4	4	2	2	—	—
Na	—	—	—	—	2	2	2	2	3	4	3	2	2	2	—	—
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ge	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2	2	2	—	—
Pb	—	2	—	—	1	1	1	1	—	3	—	—	—	—	—	—
Bi	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—
Mo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Очень сильные линии — 8; сильные — 7; выше средних — 6; средние — 5; слабые — 4; очень слабые — 3; следы — 2; н. следы — 1. Анализы произведены в лаборатории ИГН АН СССР С. А. Боровиком с сотрудниками — Н. В. Лизуновым и Л. Н. Индикенко.

Таблица 3

Данные спектрального анализа касситерита из месторождений промежуточного типа между касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формациями

Тип жил	Арсенопирит-топазовый	Арсенопирит-кварцевый	Арсенопиритовый		Топаз-арсенопирит-кварцевый		
			Хребет Эзоп		Забайкалье		
Название района	Центральное Забайкалье		Хребет Эзоп		Забайкалье		
	Ингодинское		Сохондо		Таломинское		Тарбальджей* Штокверк I
Название месторождения	Ингодинское	Сохондо	Таломинское		Тарбальджей* Штокверк I		
			черный с желтоватыми полосами	желтый	черный		темно-бурый
Окраска касситерита	черный, просвечивает красно-бурым	темно-бурым	один кристалл		черный		темно-бурый
Элементы							
Nb	—	4	—	—	—	—	—
Ta	—	5	—	—	—	—	—
W	6	6	5	6	7	5	5
Fe	5	7	5	6	4	4	5
Mn	2	2	1	—	4	4	1
Ti	4	7	4	4	7	5	5
Zr	—	1	—	—	—	—	5
V	4	5	3	—	7	4	6
In	—	—	—	—	5	5	5
Hf	—	—	—	—	—	—	—
Ga	—	—	3	1	3	—	3
Be	4	—	1	1	3	3	3
Sc	1	—	1	4	—	—	—
Si	4	—	4	5	—	—	1
Al	5	3	4	4	—	—	3
Ca	—	—	2	1	—	—	—
Mg	—	1	1	1	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	—
As	—	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—	—	—	—
Ge	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	1	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	—	—
Mo	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	2	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	2	—	—	—

Примечание. Очень сильные линии — 8; сильные — 7; выше средних — 6; средние — 5; слабые — 4; очень слабые — 3; следы — 2; н. следы — 1.

* Анализы частично заимствованы из литературы, частично произведены в лаборатории ИГН АН СССР С. А. Боровиком с сотрудниками — Н. В. Лизуновым и Л. Н. Индикенко.

Окончание табл. 4

Тип жил	Деревянистое олово						
	Название района	Реки Нерцуган и Бухточа			Приморский край		
		Название месторождения	светлокоричневые зоны чередуются с белыми	светлокоричневые зоны чередуются с темнокоричневыми	темнобурое	Рудник Хрустальный	
						зеленовато-серое	светлокоричневое
Окраска касситерита							
Элементы							
Nb	—	—	—	—	—		
Ta	—	—	—	—	—		
W	4	4	4	4	4		
Fe	8	8	8	6	6		
Mn	5	5	5	5	6		
Ti	3	—	4	1	2		
Zr	—	—	—	—	—		
V	—	—	—	—	3		
In	7	4	4	1	2		
Hf	—	—	—	—	—		
Ga	1	—	3	3	3		
Be	5	6	6	3	3		
Sc	—	—	—	—	—		
Si	7	7	7	6	6		
Al	7	7	8	5	5		
Ca	4	4	4	4	3		
Mg	2	3	3	6	7		
Na	—	—	—	—	—		
As	—	—	—	—	—		
Zn	—	—	—	—	—		
Cd	—	—	—	—	—		
Ge	—	—	—	—	—		
Cu	1	4	3	1	2		
Pb	4	4	4	1	1		
Bi	4	4	2	—	—		
Mo	6	5	5	—	—		
Co	—	—	—	—	—		
Ni	—	—	—	—	—		
Cr	—	—	—	—	—		
Ba	6	5	—	—	—		
Sb	4	1	3	—	—		
Ag	—	—	—	—	—		
K	3	—	4	—	—		

касситерита кристаллизовалась в благоприятных, не изменяющихся условиях, поэтому зоны роста более или менее ровны и примеси распределены в них равномерно. Внешняя часть кристалла то растворялась, то кристаллизовалась вновь, и примеси в ней распределены неравномерно.

Нередко можно наблюдать случаи, когда условия роста кристаллов касситерита, очевидно, нарушались и прерывались и росший в одном направлении кристалл касситерита и имеющий небольшое количество примесей обрастает касситеритом с другой оптической ориентировкой и с большим количеством примесей. Присутствие красящих примесей дает возможность ближе познакомиться с историей образования кристаллов и теми изменениями, какие они претерпевают за время роста.

Изучая минералогию оловянных месторождений, мы заметили, что все касситериты, кроме бесцветных, независимо от типа месторождения, содержат то или иное количество примеси рудных и нерудных минералов, расположенных по зонам роста кристаллов касситерита (фиг. 4). Кроме того, была отмечена приуроченность некоторых примесей к определенным граням касситерита и большая концентрация некоторых примесей на одних гранях a (100), e (101) и меньшая на других — m (110), s (111) (см. фиг. 1—2). В другом типе кристаллов примеси концентрируются на гранях пирамид e (101) и s (111), а грани призмы m (110) и a (100) не содержат их. Рост граней касситерита прекращается, когда на них нарастают мелкие кристаллы вольфрамита и колумбита.

Поэтому материал для исследований пришлось отбирать селективно в отношении цвета и применительно к стадиям минералообразования. Одновременно пришлось искать методы для определения минерального вида указанных примесей, так как размер наибольших из них определяется микронами и редко достигает сотых долей миллиметра; размер наименьших, очевидно, настолько мал, что минералы-примеси невидимы под микроскопом и только одинаковая окраска, вызываемая ими в обоих случаях, помогает установить присутствие примесей даже там, где они не видны из-за своего малого размера.

Исследования рудных минералов обычными методами минералогии не увенчались успехом, так как размеры их весьма малы и они не трывались обычно употребляемыми реактивами. При рассмотрении данных спектральных и химических анализов касситеритов возникло предположение, что в касситеритах присутствуют вольфрамит и минерал из группы колумбита-танталита. Чтобы доказать присутствие первого, пришлось подвергнуть аншлиф из касситерита химической обработке по методу, разработанному в Гиредмете Г. Комовским, С. Солодовник и О. Ложниковой, который заключается в следующем: аншлиф обрабатывался концентрированной HCl с прибавлением 5—10 кристалликов чистого $SnCl_2$ при нагревании в фарфоровой чашечке емкостью 7 см³. Раствор выпаривался досуха, и операция повторялась. При этом участки, содержащие вольфрамит (или гюбнерит), должны окрашиваться в синий цвет: $2WO_3 + SnCl_2 + 2HCl = W_2O_5 + SnCl_4 + H_2O$. Заметить синюю окраску ввиду малого размера включений не удалось.

Затем аншлиф промывался дистиллированной H_2O и к ней приливался раствор $CaCl_2$ (10%), выпаривался досуха, вновь промывался дистиллированной водой, высушивался и прокаливался при температуре 900—1000° в муфельной печи 15 минут. После такой обработки только зерна вольфрамита покрываются прочной пленкой $CaWO_4$, который люминесцирует интенсивным синим цветом: $W_2O_5 + 2CaCl_2 + \frac{1}{2}O_2 + 2H_2O = 2CaWO_4 + 4HCl$.

Данные химических

Тип жил	Грейзен по граниту		Пегматитовые		
	Эренфридерсдорф (Германия)		падь Слюдянка	Завитая (жила Главная)	Новый Дурулгуй
	из одного кристалла				
Окраска	черные зоны	розовые зоны	цвет не указан	цвет не указан	цвет не указан
Окислы					
SnO ₂	97,97	99,27	95,33	96,44	92,36
(Nb + Ta) ₂ O ₅	0,68	0,19	3,46	3,14	5,87
WO ₃	0,08	Нет	Нет	Нет	0,08
Fe ₂ O ₃	0,15	0,23	0,42	0,38	1,09
MnO	Следы	Нет	0,30	0,21	0,07
ZrO ₂	"	0,01	—	0,01	0,08
TiO ₂	0,06	0,14	0,07	0,05	0,24
V ₂ O ₅	0,008	Следы	Не опр.		Не опр.
As ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	" "		" "
CuO	Не найд.	Не найд.	" "		" "
SiO ₂	0,68	0,19	0,17	0,14	0,72
Al ₂ O ₃	0,05	0,04	0,14	0,10	0,30
CaO	Следы	Нет	0,02	0,02	Нет
MgO	"	Следы	Нет	Нет	"
Na ₂ O + K ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.		Не опр.
S	Следы	Нет	" "		" "
П. п. п.	0,05	0,07	0,06	0,06	0,09
Сумма . . .	99,37	100,05	99,97	100,55	100,99
Уд. вес . . .	7,01	7,01	—	—	—
Аналитик	Ю. Книпович		Р. Бомштейн		А. Филатова

Таблица 6

анализов касситерита

жилы		Касситерит-кварцевая формация						
Малая Кулинда	Ак-Кезень	Кварц-полевошпатовые жилы	Кварц-полевошпатовые жилы			Кварц-турмалиновые жилы		
			Ималка			Шерловая гора		
		Этыка	цвет не указан	бурый	розовый	цвет не указан	цвет не указан	темно- бурый
черный	черный	черный	цвет не указан	бурый	розовый	цвет не указан	цвет не указан	темно- бурый
95,27	93,66	93,52	99,23	98,06	98,24	95,24	92,58	97,12
3,31	1,65	1,04	0,11	0,25	0,18	0,11	0,09	0,43
Не опр.	—	0,60	Нет	Нет	Не опр.	0,25	1,92	Нет
0,88	0,45	0,38	0,32	0,14	0,14	1,56	3,10	0,58
0,05	0,25	0,84	Нет	Следы	0,02	Нет	Нет	0,03
Нет	—	0,54	"	0,03	0,16	Не опр.	Не опр.	0,31
0,24	0,17	0,87	0,36	0,35	0,46	Нет	Нет	0,05
Не опр.								
" "								
" "								
0,35	1,51	0,92	0,19	0,43	0,14	0,97	0,95	0,14
0,10	2,69	1,07	Нет	0,36	0,38	Нет	Нет	0,40
Нет		0,06	0,06	Нет	Нет	"	"	Не опр.
"		0,02	Нет	"	"	"	"	Нет
Не опр.		—	—	—	—	—	—	—
" "		—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,03	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
100,20	100,17	99,89	100,05	99,82	99,72	98,13	98,64	99,51
7,12		6,89	—	—	7,08	—	—	6,99
С. Хованский	М. Смирнов	М. Степан	М. Медведева	С. Хованский		Неизвестен		С. Хованский

Тип жил	Касситерит-квар					
	Оюонское		Зун-Ундур		Алда	
	Окраска	цвет не указан	цвет не указан	цвет не указан	темнобурый	внутренняя зона — черная
один кристалл						
SnO ₂	98,24	98,85	96,35	97,31	94,81	97,50
(Nb + Ta) ₂ O ₅	0,74	0,71	0,65	0,36	0,13	0,01
WO ₃	Нет	Нет	0,18	Не опр.	0,51	Следы
Fe ₂ O ₃	0,32	0,28	0,72	0,44	0,86	0,36
MnO	0,02	Нет	0,03	0,03	1,34	Следы
ZrO ₂	Нет	0,02	0,04	Нет	0,05	0,25
TiO ₂	0,15	0,33	0,85	0,74	0,75	0,27
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
As ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
CuO	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	0,25	0,08	0,56	0,52	1,43	0,45
Al ₂ O ₃	0,07	Нет	Нет	0,25	0,05	0,81
CaO	0,01	0,06	0,22	Нет	0,12	0,03
MgO	0,03	Нет	Нет	»	0,01	0,05
Na ₂ O + K ₂ O	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	Нет	0,10	0,14	Нет	—	—
Сумма . . .	99,83	100,35	99,74	99,65	99,28	99,73
Уд. вес . . .	—	—	—	7,00	—	—
Аналитик	Ю. Книпович	М. Медведева	Т. Покровская	С. Хованский	М. Степан	

Продолжение табл. 6

целяя формация								
качан			Приваловское		Верхне-Иппатинское	Средне-Иппатинское		
коричневый	светлокоричневый	жила № 4	черные зоны	светлокоричневые зоны			темнокоричневая (внешняя зона)	светлокоричневая (внутренняя зона)
		цвет не указан						
99,20	99,43	96,40	98,32	98,29	98,72	96,83	97,44	98,05
Нет	Нет	0,24	0,05	0,06	0,09	0,06	0,06	0,06
»	»	Не опр.	0,90	0,07	Не опр.	Не опр.	0,06	Следы
0,19	0,33	0,46	0,40	0,44	0,06	0,34	0,31	0,35
0,01	0,02	0,003	0,04	Следы	Следы	0,03	0,12	Нет
0,02	Нет	0,09	0,01	0,01	Нет	0,14	0,10	0,12
0,47	0,35	1,02	0,17	0,61	0,05	0,43	0,05	0,21
Нет	Нет	—	0,01	Следы	—	—	—	—
—	—	—	Нет	—	0,04	Нет	—	—
0,13	0,07	1,12	0,15	0,48	0,65	1,30	0,56	0,41
0,06	0,04	0,32	0,04	0,09	0,07	0,04	0,45	0,02
—	—	0,08	Следы	0,10	0,02	0,15	0,07	0,04
—	—	—	»	0,05	0,01	0,18	0,05	0,02
—	—	—	—	—	0,04	Нет	—	—
—	—	—	0,04	Нет	—	—	—	—
—	—	—	Нет	0,11	0,20	Нет	—	—
100,08	100,24	99,74	100,12	100,31	99,95	99,54	99,27	99,28
—	—	—	6,89	6,84	7,02	—	—	—
Ю. Нестерова	Т. Покровская	Ю. Книпович	С. Хованский	М. Степан				

Окончание табл. 6

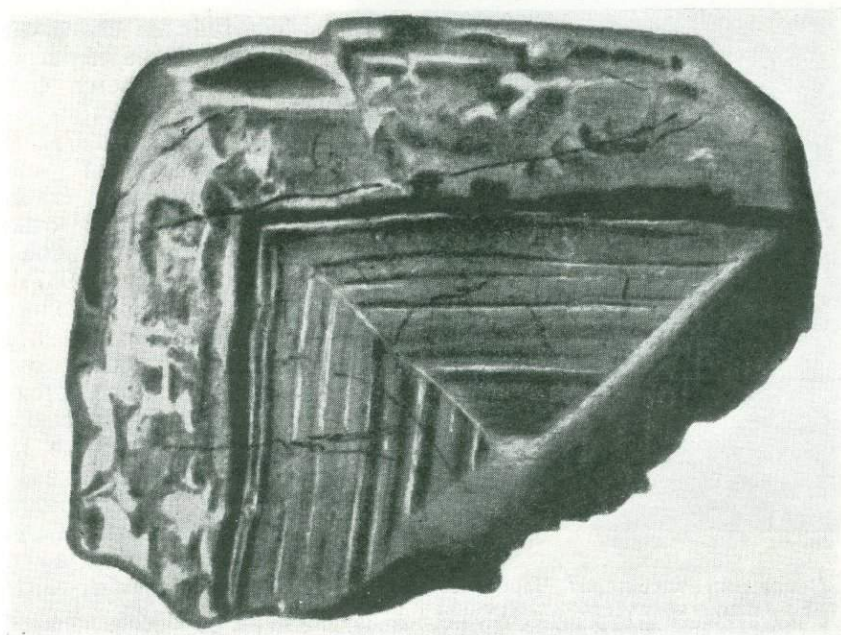
Тип жил	Касситерит-кварцевая формация			Промежуточный между касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формациями		Касситерит-сульфидная формация			Скарновый	Деревянистое олово		
	Средне-Иппатинское			Сохондо	Тарбальджей	Хайчеранга						
	Имя месторождения	бурый, (внутренняя зона)	светло-коричневый, (внешняя зона)	белый, (грани призм)	цвет не указан	цвет не указан	из окисленной зоны	жила Лесная	жила Войкова	цвет не указан	жила Хлоритовая, Светло-коричневое	светло-шоколадное
SnO ₂	97,80	98,45	99,00	98,06	97,28	98,60	97,63	98,12	97,90	94,25	96,17	94,38
(Nb+Ta) ₂ O ₅	0,06	0,04	Нет	0,01	0,05	Следы	0,02	Нет	не опр.	Нет	Нет	Нет
WO ₃	0,04	0,01	Следы	Нет	Нет	Нет	0,09	0,06	" "	"	"	"
Fe ₂ O ₃	0,55	0,20	0,14	0,20	0,92	0,43	0,64	0,62	0,22	0,16	1,64	3,39
MnO	Следы	Нет	Нет	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
ZrO ₂	0,07	0,09	Следы	Нет	Нет	Нет	0,003	0,02	0,03	Нет	—	—
TiO ₂	0,35	0,12	0,17	0,38	0,84	0,03	0,12	0,07	0,25	0,01	0,01	0,02
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Нет	Нет
As ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,007	0,14	—	—	—	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	0,51	0,61	0,24	0,22	0,38	0,45	1,07	0,52	0,58	3,95	0,21	0,84
Al ₂ O ₃	0,09	0,04	0,08	0,07	Нет	0,14	0,18	0,16	0,11	0,40	0,78	1,34
CaO	0,12	0,14	Нет	0,10	0,28	0,10	0,05	0,38	0,07	Нет	Нет	Нет
MgO	0,03	0,05	0,01	Нет	0,07	0,01	0,003	0,007	0,04	0,12	0,10	0,07
Na ₂ O+K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,069	0,02	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	0,007	0,006	0,18	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	Нет	Нет	0,12	0,21	0,24	—	0,47	—	—
Сумма . . .	99,62	99,75	99,69	99,84	99,82	99,88	100,10	100,02	99,38	100,36	99,91	100,04
Уд. вес . . .	—	—	6,04	—	6,89	—	—	—	—	—	6,34	—
Аналитик	Ю. Кишнович			М. Смирнов	М. Стукалова	М. Смирнов	Р. Бомштейн	М. Понемунская	ВИМС	Ю. Кишнович	Ю. Нестерова	

Обработанный таким образом аншлиф был облучен катодными лучами и было установлено присутствие шеелита во многих участках аншлифа, подтверждающего наличие вольфрамитов в касситерите.

При облучении катодными лучами в некоторых местах касситерита было замечено яркожелтое свечение в виде призмочек и точек, различимых только в бинокулярную лупу. Подобным свечением, как известно, обладают кварц, циркон, апатит и волластонит. В нашем случае это обусловлено было цирконом и кварцем. Включения этих минералов бы-

ли обнаружены при изучении шлифов из касситерита под микроскопом.

Присутствие колумбита-танталита было доказано иным путем. Исходя из того, что он более тугоплавок, чем касситерит, мы решили выделить его из касситерита, восстановив касситерит до металлического олова. Для этого мы воспользовались методикой анализа касситерита, разработанной в ВИМС И. П. Алимариным. В прокаленную фарфоровую лодочку был загружен не особенно тонко измельченный порошок касситерита из Мало-Кулиндинского месторождения. Эту лодочку поместили в фарфоровую трубку и в электропечь, которая была соединена с аппаратом Киппа и с соответствующими поглотителями (CuSO_4 ,



Фиг. 3. Тонкозональный кристалл касситерита. Разрез \perp оси Z. $\times 4$.
Месторождение Баджираевское.

H_2SO_4 и пирогаллолом) для очистки водорода. Через всю систему пропускали водород до тех пор, пока проба собранного водорода, в конце концов, не показала отсутствие в системе гремучего газа. После этого была включена электрическая печь. Водород пропускался со скоростью 160—170 пузырьков в минуту. Нагревание при 700—800° производилось 2 часа, после чего печь была выключена и лодочка с восстановленным до металлического олова касситеритом охлаждалась в токе водорода. Затем все содержимое лодочки было перенесено в стакан и растворено в крепкой HCl (уд. вес 1,12) на холоду. Когда растворение олова на холоду закончилось, раствор нагрели и после прекращения выделения водорода разбавили водой и отфильтровали нерастворимый осадок, состоящий главным образом из кварца и других силикатных минералов. Удаление большей части олова из раствора после разложения касситерита производилось упариванием досуха с HCl (уд. вес 1,12) в присутствии бромисто-водородной кислоты. Такая обработка была повторена 5—6 раз. В полученном осадке осталось несколько миллиграммов олова,

повидимому вследствие образования оксихлорида олова. В сухом виде осадок представлял собой серовато-белую чрезвычайно мелкозернистую



Фиг. 4. Зональный касситерит. Черные зоны касситерита с большим количеством колумбита и вольфрамита. Серые зоны касситерита с небольшим количеством колумбита и вольфрамита. $\times 30$. Ник. II. Месторождение Этыкинское.

порошковатую массу с мельчайшими кристалликами черного минерала. Этот черный минерал был отобран нами на спектральный анализ. Были также проанализированы весь осадок в целом и фильтрат после удаления осадка. Оказалось, что фильтрат не содержит ни Nb, ни Ta, а черный минерал по своему составу является колумбитом-танталитом (табл. 7). Рентгеноструктурный анализ этого минерала (табл. 8) показал, что он относится к тетрагональной разновидности (Белов, 1947). Таким образом, полностью доказано, что Nb и Ta, а также связанные с ними Fe и Mn не являются изоморфной примесью элементов в решетке касситерита вследствие сходства их ионных радиусов, как предполагали другие исследователи, а образуют колумбит-танталит, нарастающий на зонах роста кристаллов касситерита.

Таблица 7

Данные спектрального анализа

Интенсивность линий	Обр. 1217 черный касситерит из месторождения М. Кулинда	Осадок после отделения олова	Черный минерал из осадка	Фильтрат после удаления осадка
Очень сильные	Sn	—	Nb, Mn, Fe	Sn, Fe, Ca, Si
Сильные	—	Nb, Mn, Fe	—	—
Выше средних	—	Sn, Zr	—	Mg, Al, As
Средние	Nb, Mn, Fe	Be, Al, Si	Si	Mn, Cu
Слабые	Zr, Al	As, Ta, Ca, Mg, Ti	Sn, Be, Zr, Ta, Al	Be, Ag, Ga, Zr, Ti
Очень слабые	Be, Si	Cu	Cu, Mg, Ti	—
Следы	Cu, Ta, Ca, Mg, Ti	W	As, Ca	—
Н. следы	Ga	—	—	—

Анализы произведены в лаборатории ИГН АН СССР С. А. Боровиком и Н. В. Лизуновым.

Таблица 8

Рентгеноструктурный анализ колумбита-танталита, выделенного из касситерита месторождения Малая Кулида обр. 1217

I	d	I	d
Сл.	3,733	Ср.	1,537
Ср.	3,310	О. сл.	1,489
Ср. сил.	2,971	Сл.	1,463
Ср.	2,535	"	1,453
"	2,360	О. сл.	1,400
О. сл.	2,180	О. о. сл.	1,381
Ср.	1,895	Сл.	1,240
Сл.	1,837	"	1,221
"	1,766	Ср.	1,194
О. сил.	1,734	Сл.	1,134
Сл. ср.	1,664	"	1,117
О. сл.	1,596	"	1,000

Примечание. Анализ производился в лаборатории Института кристаллографии АН СССР Е. Н. Беловой.

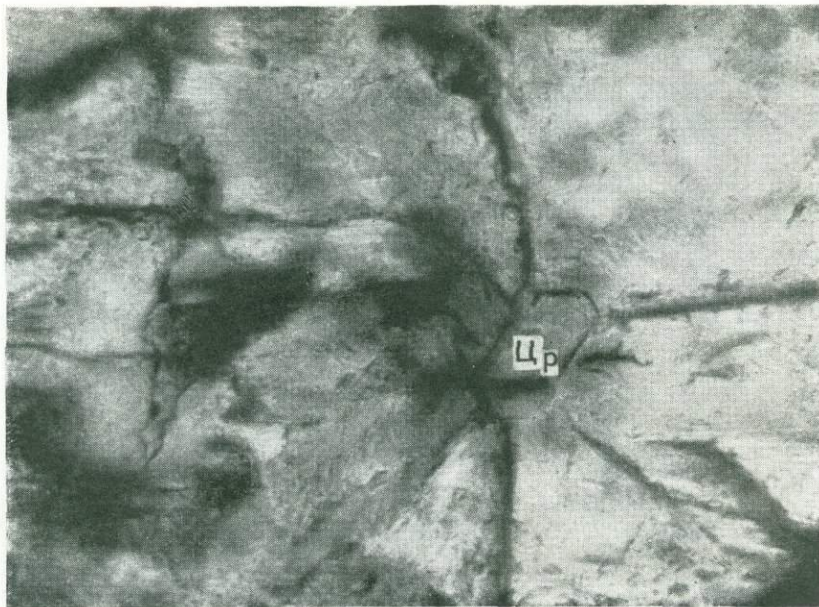
В 1949 г. Нейгауз и Нолль опубликовали результаты своих исследований окраски и кристаллохимии касситерита из африканских, австралийских и европейских месторождений. На основании спектрального и рентгеноструктурного анализов они пришли к выводу, что выделенный ими осадок из касситерита представляет собой изоморфный ряд моссита—тапиолита—ильменорутила—стриуверита, которые также изоморфны и с касситеритом и обуславливают различную окраску касситерита.

Предположения и выводы авторов согласуются с нашими выводами и подтверждают, что главные элементы-примеси входят в касситерит не в виде изоморфных элементов-примесей, а в виде псевдоизоморфных минералов-примесей и они обуславливают окраску касситерита.

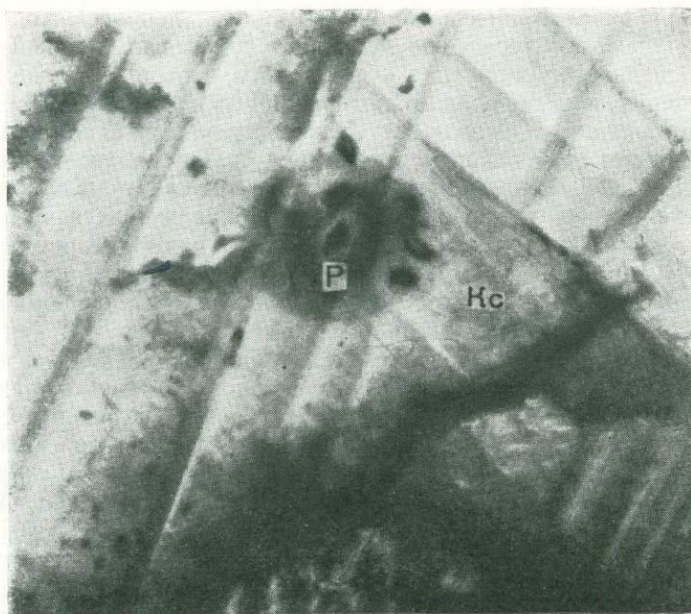
Присутствие циркона (фиг. 5) и радиоактивного минерала (фиг. 6) в касситерите нам удалось доказать оптическим путем при сильных увеличениях, причем циркон ориентирован совершенно так же в кристалле касситерита, как и колумбит-танталит (см. фиг. 10).

В касситерите присутствуют и мельчайшие кристаллы рутила, обнаруженные нами под микроскопом в прозрачных шлифах (фиг. 7). Кроме того, в касситеритах из месторождений касситерит-сульфидного типа всегда присутствует рудный минерал, главный составной элемент которого железо. Он, вероятно, относится к группе гематита.

Обнаруженные спектральным анализом Cu, Bi, Mo, Zn, As и другие элементы попадают в касситерит в составе сульфидов этих элементов, проникающих обычно по тончайшим трещинкам в касситерит после его образования. На Ингодинском месторождении наблюдалось нарастание арсениопирита гранями (110) на грани призмы касситерита и последующее его зарастание касситеритом при одновременном их росте (см. фиг. 21). При отборе касситерита на анализ сульфиды иногда остаются незамеченными из-за весьма малых размеров. Нами обнару-



Фиг. 5. Включения циркона (Цр) в кристалле касситерита. $\times 1500$. Ник. \parallel .
Месторождение Малая Кулинда.

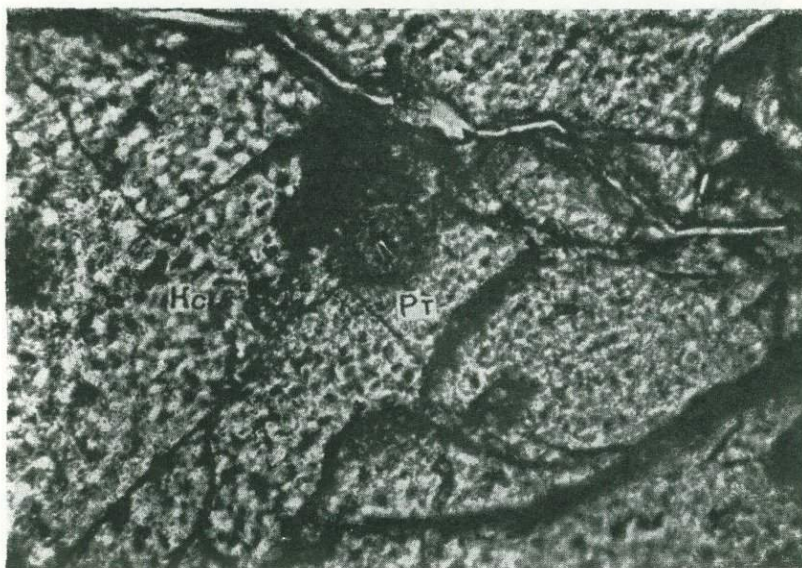


Фиг. 6. Радиоактивный минерал (Р) в кристалле касситерита (Кс). $\times 600$. Ник. \parallel . Месторождение Ималка.

жены в касситеритах также газово-жидкие включения, по которым можно будет определять температуру образования касситерита.

Переходя далее к окраске касситерита, необходимо отметить, что существует несколько взглядов на происхождение окраски.

1. Хромофоры — это изоморфная примесь.
2. Хромофоры — это тонко диспергированная примесь, размещенная между атомами при кристаллизации.
3. Окраска зависит от механической примеси, различимой под микроскопом (Вазбуцкий, 1941).
4. Окраска зависит от деформации решетки, которую производят в ней примеси (Готман, 1941).



Фиг. 7. Включения рутила (Rt) в касситерите (Kc). С одной стороны вблизи рутила касситерит окрашен темнее, чем весь кристалл. $\times 450$.
Ник. II. Месторождение Приваловское.

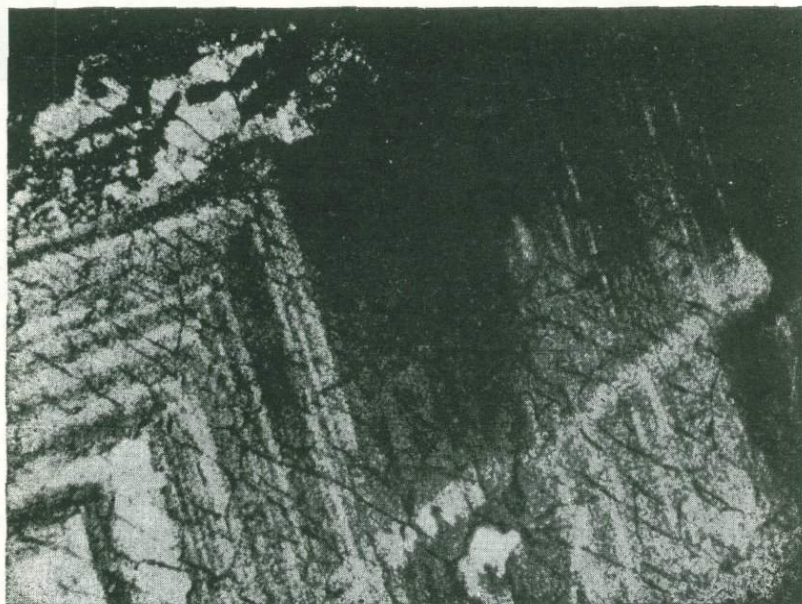
Наши наблюдения показывают, что окраска кристаллов касситерита аллохроматическая и зависит от окрашенных минералов-примесей.

Касситериты из грейзенизированных пегматитовых жил обычно окрашены в черный цвет и часто в отдельных местах просвечивают бурый и красным цветом. Под микроскопом они окрашены в вишнево-бурый цвет и резко плеохроируют, меняя интенсивность окраски, а иногда и цвет ее. Наличие ориентированной примеси создает в кристалле плеохроизм. Размеры минералов-примесей разнообразны; поэтому в одних случаях мы видим и сами минералы и окраску вокруг них (фиг. 8), в других случаях — только окраску (см. фиг. 3).

Во многих случаях удастся наблюдать, что некоторые минералы-примеси служат центром окрашивания (см. фиг. 8). Вблизи них (около колумбит-танталита) окраска более интенсивная, вишнево-красного цвета, чем вдали от них, и она ослабевает постепенно, по мере удаления от минерала-примеси (см. фиг. 7, 8). Расположение окраски вокруг рудных минералов-примесей напоминает собой «плеохроичные дворики», но в отличие от них окраска не распределяется во все стороны с одина-



Фиг. 8. Вокруг включений рудного минерала (черный) окраска касситерита более темная (серый). $\times 80$. Ник. ||. Месторождение Еруда.



Фиг. 9. Касситерит (белое) не окрашен вокруг рудных минералов. $\times 60$. Ник. ||. Месторождение Кара-Аба.

ковой степенью интенсивности, а располагается неправильными «пятнами», часто вытянутыми в одном или нескольких направлениях.

Такая окраска свойственна также касситеритам из жил касситерит-кварцевой формации, но не наблюдается в касситеритах из касситерит-сульфидных жил.

В других, более редких случаях мы наблюдаем обесцвеченный ореол вокруг кристалла рудного минерала-примеси, а окраску на некотором расстоянии от него (фиг. 9). Это можно объяснить тем, что некоторые минералы при кристаллизации жадно вытягивают из окружающего их раствора все необходимое для своего построения и свободный от примеси касситерит кристаллизуется вокруг них бесцветным.

Наибольшее разнообразие окрасок наблюдается в касситеритах из касситерит-кварцевого типа жил: черная, серая, коричневая разной интенсивности, оранжевая, лимонно-желтая, розовая, зеленая, белая. Бесцветные участки и зоны редки, причем часто бывает так, что одни пирамиды роста окрашены в один цвет, а другие в другой или на одной и той же пирамиде роста, в отдельных ее зонах, наблюдается две и реже три окраски, но распределены они обычно неравномерно: одна преобладает в одной части, другая — в другой, или же присутствуют совместно и накладываются друг на друга. Наиболее широко распространена коричневая окраска кристаллов касситерита.

Черная окраска кристаллов касситерита обусловлена большим или меньшим количеством рудных минералов-примесей, и в том случае, когда их много и они относительно крупны, кристаллы касситерита не просвечивают, а когда количество их невелико и распределяются они неравномерно, касситерит обычно просвечивает там, где их мало или они отсутствуют.

Серая окраска касситерита обусловлена присутствием тонкодисперсного вольфрамита, отдельные кристаллы которого неразличимы под микроскопом. Плеохроизм в таких участках не наблюдается.

Вишнево-буряя (или красная) окраска свойственна касситеритам из пегматитовых жил; часто, отдельными участками, она наблюдается и в касситеритах из касситерит-кварцевых жил и отсутствует в касситеритах из касситерит-сульфидных жил. Исходя из химического состава минералов-примесей в кристаллах касситерита этого типа, можно уверенно связывать ее с тонкодисперсной примесью колумбита-танталита.

Розовая окраска обусловлена более или менее равномерным распределением меньшего количества тонкодисперсного колумбита-танталита по зонам роста кристалла касситерита, потому что тон окраски тот же, но интенсивность слабее.

Бутылочно-зеленая окраска касситерита, очевидно, зависит от присутствия тонкодисперсной примеси манганомоссита. Она очень редкая и наблюдалась в касситеритах из пегматитовых жил.

Коричневая окраска имеет много оттенков. Она обусловлена тонкодисперсной примесью вольфрамита и колумбита. Многообразие оттенков создается колебаниями содержания железа и марганца в составе этих минералов. По мнению Нейгауза и Нолля, коричневая окраска вызывается присутствием минералов изоморфного ряда ильменорутита — стрюверита. Эта окраска характерна для касситеритов из касситерит-кварцевых жил.

Лимонно-желтая окраска широко распространена в касситерите из касситерит-сульфидного типа жил. Анализированный нами лимонно-желтый касситерит с различных месторождений не содержит

ни Nb, ни W, но в значительном количестве в нем присутствует железо. Под микроскопом в нем также обнаружены мельчайшие включения рудного минерала, основной элемент которого железо (гематит?).

Доказательством того, что касситерит окрашен обычно тонкодисперсной примесью перечисленных выше минералов, служит то, что эти рудные минералы в тонких пластинках окрашены именно в тот же цвет, что и их тонкодисперсная разновидность.

Белый и бесцветный касситериты почти не содержат примесей, вызывающих окраску, и химические анализы показывают содержание SnO_2 в них до 99% (см. табл. 6).

Все это подтверждается данными рентгеноспектрального и количественного анализов различно окрашенных зон касситерита (см. табл. 1—6, 9).

Таблица 9

Данные анализов различно окрашенных зон касситерита

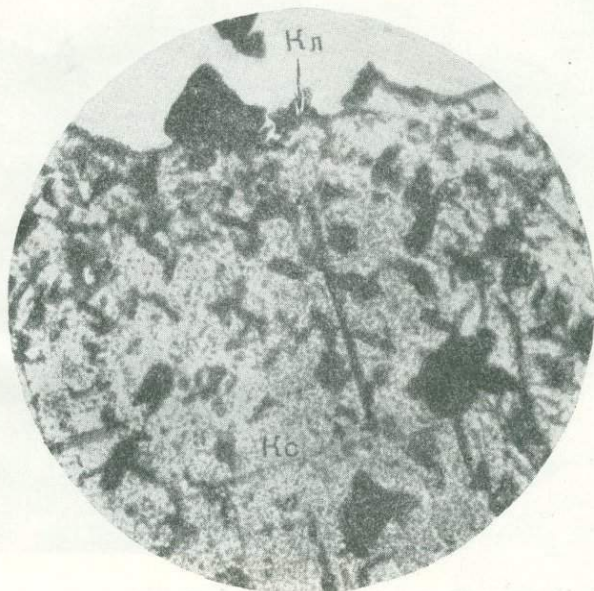
Цвет касситерита	Данные анализа (в %)									
	рентгеноспектрального					количественного спектрального				
	Nb	Zr	Ta	Th	U	Nb	Fe	Mn	W	Ti
Вишнево-красный (Луковая гора)	1	0,2	2	—	—	1	1,30	0,025	—	0,1
Вишнево-бурый (Ак-Кезень)	1	—	2	—	—	1	0,73	0,036	—	0,034
Вишнево-бурый (Кара-Аба)	0,4	0,2	—	0,2	0,1	0,5	1,32	0,011	0,11	0,11
Розовый (Эренфридерсдорф)	0,1	—	—	0,1	—	0,03	0,52	Следы	—	0,75
Светлорозовый (почти бесцветный) (Ушмунское месторождение)	—	—	—	—	—	Н. следы	0,05	«	—	0,015
Серый (Таломинское месторождение)	—	—	—	—	—	—	0,1	0,005	0,1	Следы
Темнокоричневый (Ононское месторождение)	1	0,1	0,4	—	—	1	1,11	0,007	—	0,1
Темнокоричневый (Баджираевское месторождение)	0,7	0,3	0,2	—	—	1	0,5	0,007	0,045	0,11
Коричневый (Ононское месторождение)	0,2	—	—	—	—	0,5	0,40	0,001	—	0,12
Светлокоричневый (Ималкинское месторождение)	0,1	0,2	—	—	—	Следы	0,046	0,001	—	0,126
Лимонно-желтый (Таломинское месторождение)	—	—	—	—	—	—	1,12	Н. следы	—	0,08
Бутылочно-зеленый (месторождение Кара-Су)	Не определялись					>2	~0,1	1—2	—	~0,5
Белый (Средне-Иппатинское месторождение)	—	—	—	0,1	—	Следы	0,062	Следы	—	0,085

Примечание. Рентгеноспектральный анализ произведен в лаборатории ИГН И. Б. Боровским, количественный спектральный — Л. Н. Индиченко.

Из анализа табл. 1—6, 9 можно сделать вывод, что разнообразие окраски кристаллов касситерита зависит от различного соотношения элементов, из которых строятся минералы-примеси в касситерите, а густота тона окраски от количества их.

В зависимости от того, какие минералы-примеси из упомянутых выше присутствуют и в каком количестве, возникает та или иная окраска.

Необходимо упомянуть также, что вокруг радиоактивных рудных минералов-примесей в касситерите всегда наблюдались две плеохроичные оболочки. Вокруг одних радиоактивных минералов одна из оболочек располагается непосредственно около радиоактивного минерала, а вторая наблюдается приблизительно на расстоянии 30 μ от нее. Вокруг других радиоактивных минералов одна оболочка следует за другой, но интенсивность окраски внутренней сильнее, чем внешней (см. фиг. 6). В обоих случаях плеохроичные оболочки имеют красновато-коричневую окраску.



Фиг. 10. Закономерное расположение кристаллов колумбита (Кл) по граням роста касситерита (Кс). $\times 100$. Ник. II. Месторождение Малая Кулинда.

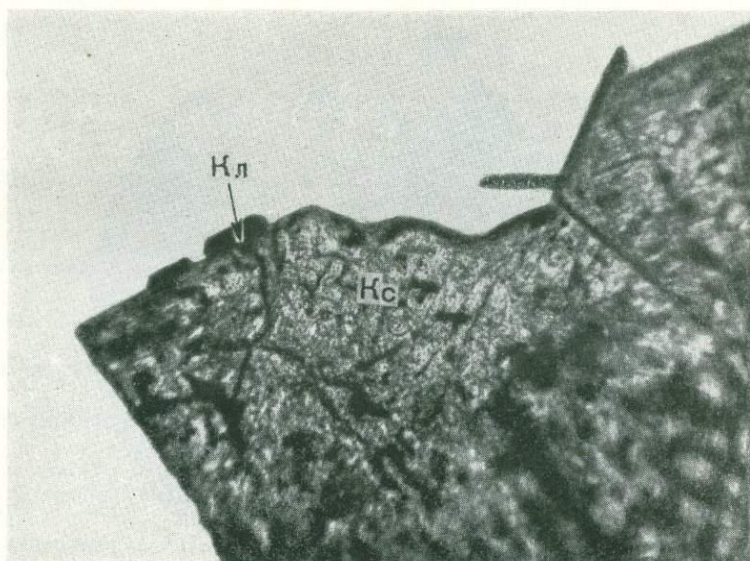
Очевидно, различие в типе радиоактивных оболочек обусловлено различными радиоактивными частицами, излучаемыми описанными минералами.

Наши измерения коэффициента поглощения света различно окрашенных зон касситерита показало также, что окраска касситерита не связана с хромофором-элементом.

Пестроту окраски кристаллов касситерита создают также так называемые паразитические пирамиды нарастания вицинальных граней (второстепенная скульптура граней), которые имеют совершенно иную способность поглощать примеси, чем сама основная грань. Эти паразитические грани могут возникнуть при перерыве кристаллизации и также исчезнуть. Сущность этого явления еще не вполне выяснена. Чаще всего такие грани наблюдаются вдоль двойниковых швов кристалла. Случайные срезы описанных кристаллов касситерита дают все те «неправильные» и «извилистые» пятна окраски, о которых упоминают исследователи, изучавшие касситериты.

Утверждение других исследователей (Г. Л. Вазбуцкий и др.), что «пятнистая» окраска касситерита не имеет никакого закономерного расположения, вероятнее всего, результат недоучета сложности условий роста касситерита и случайности среза кристалла при шлифовании. Ориентированные срезы вполне убеждают нас в том, что окраска связана с примесями посторонних минералов в касситерите и распределяется по зонам роста кристалла.

Зонарное распределение окраски по кристаллографическим направлениям кристалла особенно хорошо наблюдать под микроскопом при включении линзы Лазо, так как яркий пучок света «уничтожает» высо-

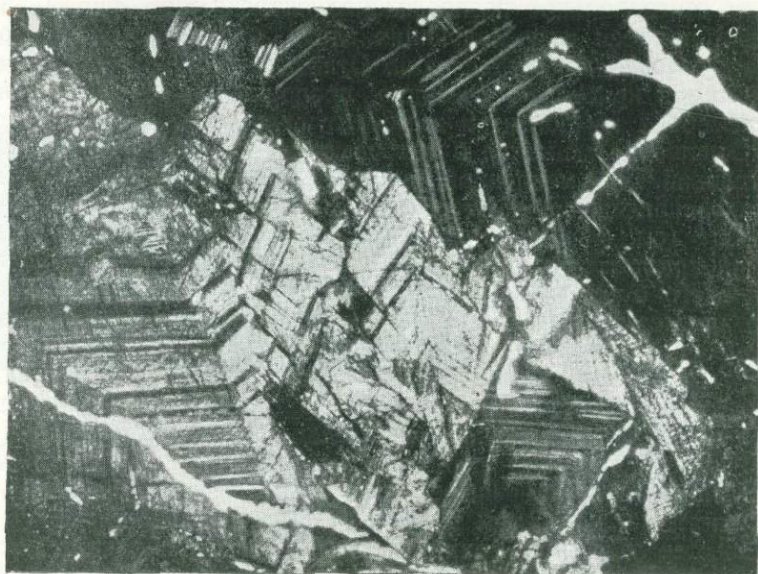


Фиг. 11. Нарастание кристаллов колумбита (Кл) различными гранями на различные же грани кристалла касситерита (Кс). $\times 90$.
Ник. II. Месторождение Этыкинское.

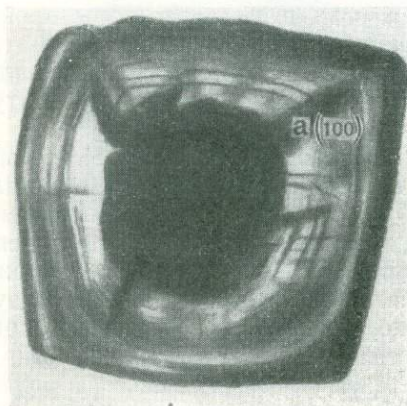
кий рельеф касситерита и тогда в некоторых случаях очень отчетливо видны включения минералов-примесей и характер их расположения (фиг. 10—12).

Исследование касситерита показало, что минералы-примеси обычно располагаются в зонах роста неравномерно и ориентированы в них определенным образом (фиг. 10, 11).

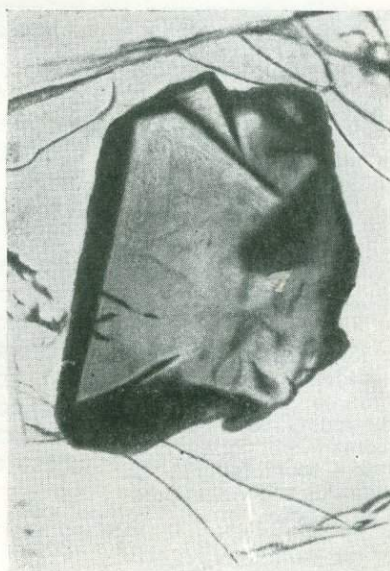
Когда кристаллики колумбита-танталита и вольфрамитов имеют идиоморфные очертания, можно видеть, что они нарастают на определенные грани кристалла касситерита также вполне определенными гранями: гранями пинакоида $c(001)$ на грани $a(100)$ касситерита и гранями призм на грани $m(110)$ (см. фиг. 10, 11). Такое нарастание происходит потому, что наблюдается геометрическое сходство структур отдельных граней и параметры их плоских сеток близки. Это явление известно как «псевдоизоморфизм». Часто также можно видеть, что слои вдоль одних граней кристаллов касситерита окрашены сильнее, чем вдоль других, или окраска их отличается по цвету. В последнем случае происходит избирательное поглощение минералов-примесей вдоль таких граней кристалла касситерита и, если эти минералы-примеси красители,



Фиг. 12. Между рудными минералами — вольфрамитом и колумбитом (черное) в зонах касситерита часто остаются промежутки, заполненные кварцем (белое). $\times 10$. Ник. II. Месторождение Этыкинское.

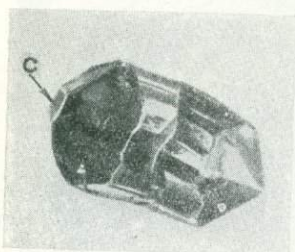


Фиг. 13. Рудные минералы (черное) приурочены к внутренним зонам и граням $a(100)$ кристаллов касситерита; они задерживают рост граней a , которые в конечном кристалле не проявляются. $\times 4$. Разрез \perp оси Z . Месторождение Верхне-Иппатинское.



Фиг. 14. Количество примесей (черное) больше во внешних зонах кристаллов касситерита, чем во внутренних. $\times 4$, разрез \parallel оси Z . Месторождение Алдакчанское.

мы видим секториальное распределение окраски (см. фиг. 1—3). Распределение примеси в последующих слоях, нарастающих на кристалл, зависит от условий кристаллизации. Относительное содержание минерал-примесей в кристалле, очевидно, пропорционально отношению концентраций обоих компонентов в момент отложения каждого слоя кристалла. Отношение меняется в зависимости от изменения физико-химических условий. При медленной кристаллизации наблюдается более равномерное распределение примесей (см. фиг. 3), а при быстрой — менее равномерное (см. фиг. 4). Если при этом примешивающийся компонент начал кристаллизоваться раньше, то во внутренних зонах кристалла-хозяина его будет больше, чем во внешних, вследствие обеднения раствора примесью (фиг. 13). Наоборот, если минерал-примесь начал кристаллизоваться к концу формирования кристалла-хозяина, то количество его во внешних зонах будет больше, чем во внутренних. Более или менее закономерное чередование зон, содержащих то больше, то меньше примесей, может быть объяснено также поступлением новых порций раствора, которые периодически приносят к растущему кристаллу различные растворенные компоненты и могут осаждать их на гранях кристалла. При этом различные примеси адсорбируются в разном количестве на разных гранях кристалла или концентрируются у ребер и вершин кристаллов, где адсорбционная энергия больше, и в дефектах кристаллов касситерита (фиг. 14). Минералы-примеси влияют на изменение скорости роста граней и, следовательно, на габитус кристаллов. Поэтому, очевидно, благодаря сходным условиям кристаллизации кристаллы касситерита из месторождений касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций не удалось разделить по габитусу в зависимости от генезиса, а кристаллы касситерита из пегматитовых месторождений отличаются по габитусу легко, так как условия кристаллизации их существенно отличны.



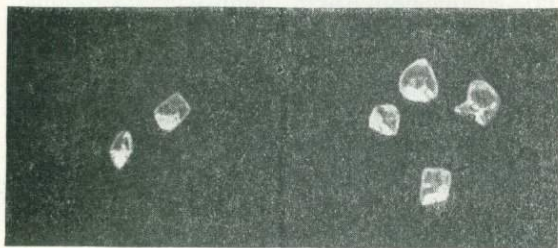
Фиг. 15. Коленчатый двойник различно ограниченных кристаллов касситерита (в одном кристалле грань С-пинаконд присутствует, в другом — отсутствует). $\times 2$. Месторождение Алдакачанское.

Наши исследования показали, что если рудные растворы заполняют открытые полости и образуют рудные жилы и прожилки, то кристаллы касситерита в них имеют призматический габитус, а если рудные растворы производят метасоматическое замещение пегматитовых жил, гранитов и сланцев, то кристаллы касситерита имеют бипирамидальный габитус (Григорьев и др., 1949).

Кроме того, необходимо учитывать, что мы часто имеем дело с агрегатом мелких кристаллов, которые кристаллизовались одновременно или почти одновременно, и поэтому степень совершенства той или иной грани и возможность ее появления и количество граней будут зависеть от того, насколько свободно рос кристалл касситерита, от количества примесей, а может быть, и от их качества. Поэтому в одном и том же месторождении наблюдаются различно ограниченные кристаллы касситерита (фиг. 15) и отличие по форме кристаллов касситерита во вмещающих породах от кристаллов в рудных жилах (Этыка, Спокойное, Зун-Ундур, Онон). В первом случае касситерит имеет бипирамидальную форму (фиг. 16),¹ а во втором коротко призматическую (фиг. 17). В шли-

¹ Этот рисунок уже помещен выше в статье Ив. Ф. Григорьева, Е. И. Долмановой и Б. М. Роненсона (фиг. 67) в связи с описанием грейзенов Забайкалья.

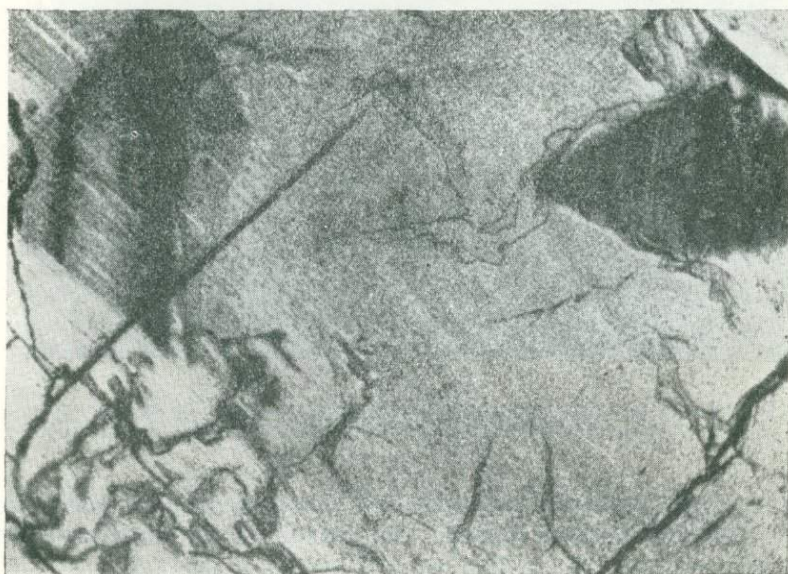
фах же нередко можно наблюдать появление и зарастание отдельных граней кристаллов касситерита в процессе роста кристалла при изменении химического состава окружающего раствора (фиг. 4, 18).



Фиг. 16. Дипирамидальные кристаллы касситерита в грейзенах. $\times 20$. Месторождение Этыкинское.



Фиг. 17. Короткопризматические кристаллы касситерита в жилах. $\times 10$. Месторождение Этыкинское.



Фиг. 18. Некоторые грани (темное) в кристаллах касситерита образуются при появлении минералов-примесей и исчезают, когда последние отсутствуют. $\times 20$. Месторождение Шумиловское.

Весь только что описанный ход кристаллизации и возможные отклонения от него отчетливо можно проследить по ориентированным срезам кристаллов касситерита. Почти на всех исследованных месторождениях установлены два типа кристаллов касситерита: один темный снаружи и светлый внутри (см. фиг. 14) и другой — светлый снаружи и темный внутри (см. фиг. 13). Обычно в обоих случаях светлая окраска маскируется темной и макроскопически в кристалле может быть обнаружена не всегда, а на тонких срезах выявляется вполне отчетливо. В большинстве же кристаллов или окрашены одни грани, а другие нет,

или одна и та же грань и даже отдельная зона грани кристалла окрашена либо в конце, либо в начале кристаллизации.

При исследовании морфологии кристаллов касситерита и интерпретации полученных данных необходимо также иметь в виду температурные условия кристаллизации его. Так, например, данные, полученные Н. П. Ермаковым (1944) и зарубежными учеными (1947) при исследовании флюорита, указывают на то, что один и тот же кристалл кристаллизуется при разной температуре, и иногда разница температуры образования внутренних и внешних зон кристалла бывает значительной. Все это говорит о длительности роста кристаллов во времени и о возможности включений в них разнообразных минералов.



Фиг. 19. Включения рудных минералов (белый) «повышают» отражательную способность (серый). $\times 90$. Месторождение Этыкинское.

Обычно наблюдаемые в кристаллах касситерита разнообразные трещины и пустотки образуются или при тектонических деформациях кристалла или в связи с минералами-примесями, нарастающими на зоны роста кристаллов касситерита. Когда размер таких примесей относительно велик и их много, количество пустот и трещинок в кристаллах увеличивается. Некоторые из этих пустот и трещин заполнены чешуйками слюды, кварцем, другие остаются открытыми (см. фиг. 4, 12). С этим же явлением связано и проявление спайности в кристаллах касситерита, которая весьма отчетлива в кристаллах, не содержащих примеси или содержащих ее в небольшом количестве, и не заметна в кристаллах с большим количеством примесей.

Наличием этих дефектов в касситерите и слабой связью минералов-примесей с касситеритом можно объяснить большую хрупкость кристаллов касситерита, содержащих много примесей (Этыка) и незакономерное изменение удельного веса различно окрашенного касситерита, которое отмечается всеми исследователями (табл. 6). Поэтому Г. Л. Вазбуцкий, касаясь вопроса об увеличении удельного веса неокрашенного

касситерита по сравнению с темноокрашенным, пишет, что «вынос» примесей увеличивает удельный вес, хотя должно быть «наоборот». В действительности же никакого выноса примесей из кристаллов касситерита не происходит, и если бы этот процесс имел место, кристаллы касситерита непременно разрушались бы.

Помимо того, мелкодисперсные рудные минералы-примеси повышают отражательную способность касситерита (фиг. 19, 20).

При изучении как окраски, так и химического состава касситеритов материал пришлось отбирать, строго придерживаясь двух принципов: 1) селективно из разноокрашенных зон кристаллов и 2) применительно к разным стадиям минералообразования.



Фиг. 20. Колумбит (1) и вольфрамит (2) в касситерите. $\times 450$.
Аншлиф. Месторождение Этыкинское.

Детальное исследование минералогии оловорудных месторождений показало, что почти на всех месторождениях обнаруживается по несколько стадий минерализации. Так, например, на Мало-Кулиндинском месторождении Забайкалья в пегматитовых жилах проявились только альбитизация и грейзенизация жил. В период грейзенизации выделился касситерит, который носит типичные черты формации оловоносных пегматитовых жил, т. е. имеет дипирамидальный габитус, содержит большое количество (более 3%) ниобия и окрашен в черный цвет. На месторождении Чальче, в Калбе, в пегматитовых жилах нами обнаружены мелкие прожилки кварца с касситеритом. В этом случае касситерит обладает чертами касситерит-кварцевого типа — призматическим габитусом, буровато-коричневым цветом, малым (менее 1%) содержанием ниобия и наличием вольфрама. Пегматитовые жилы в обоих случаях являются только вмещающими породами. Или, например, на Шерловогорском оловорудном месторождении Забайкалья наблюдается три стадии минерализации: касситерит-топазовая, касситерит-кварцевая и касситерит-сульфидная и касситериты всех трех стадий обладают чертами.

свойственными этим стадиям минерализации. На Хрустальном и Лифудзинском месторождениях Приморского края преимущественное значение имеет касситерит-сульфидная и слабо проявилась касситерит-кварцевая минерализация. Поэтому на этих месторождениях обнаруживаются касситериты двух типов (см. табл. 4). На скарновых месторождениях касситерит выделялся в разные стадии минерализации — или в касситерит-

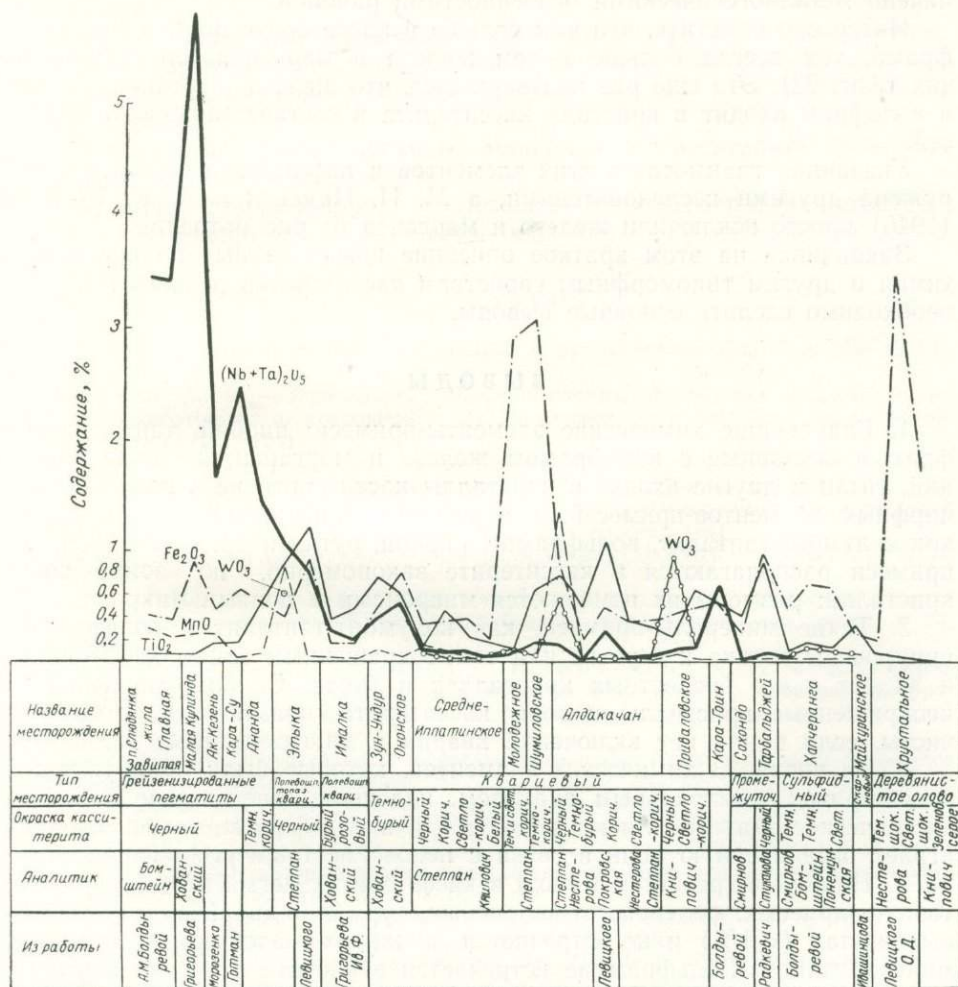


Фиг. 21. Арсенопирит (черное) в касситерите.
 × 35. Ник. ||. Месторождение Ингодинское.

кварцевую, или в касситерит-сульфидную, вследствие чего в них присутствует касситерит двух типов. Скарны здесь только вмещающие породы. В работах ряда исследователей нередко также случаи, когда некоторые месторождения приводятся как касситерит-сульфидные, а изложенные данные о касситеритах указывают на принадлежность их к касситерит-кварцевому типу и наоборот. Это происходит потому, что касситерит брался для исследования не в строгой связи со стадиями минерализации.

Переходя к рассмотрению спектральных анализов касситеритов разного генезиса из разных районов и зарубежных месторождений (см. табл. 1—6), нужно прежде всего отметить то, что из большого числа химических элементов, входящих в касситерит, только некоторые имеют генетическое или металлогеническое значение. Большинство же строгой закономерности не отражает.

Ниобий — первый химический элемент, имеющий генетическое значение независимо от района нахождения касситерита. Он встречается в касситеритах пегматитовых жил (всегда выше 1%) и в касситеритах жил касситерит-кварцевой минерализации: в топаз-кварцевых, полевошпат-кварцевых, турмалин-кварцевых и кварцевых жилах (ниже 1%)



Фиг. 22. Диаграмма содержания некоторых элементов в касситеритах по данным химического анализа.

и не встречается в касситеритах жил касситерит-сульфидной минерализации. Отмечаемое некоторыми исследователями присутствие следов ниобия в касситеритах касситерит-сульфидных месторождений относится к касситериту касситерит-кварцевой минерализации, имеющейся на этих месторождениях. В тесной связи с ниобием, не имея, однако, генетического значения, находятся железо и марганец, образующие вместе с ним, как мы установили, минерал колумбит-танталит, входящий в кристалл касситерита в виде минерала-примеси.

Вольфрам — второй химический элемент, имеющий и генетическое и металлогенетическое значение. С ним в тесной связи находятся

железо и марганец, образующие минерал вольфрамит, входящий также в кристалл касситерита. Вольфрам встречается в касситеритах жил касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций и не встречается в касситеритах пегматитовых жил. Но вольфрам в касситеритах указанных формаций встречается не повсеместно, и поэтому его значение ограничено металлогеническими особенностями районов.

Интересно отметить, что чем больше в касситерите ниобия или вольфрама, тем всегда больше в нем железа и марганца или одного из них (фиг. 22). Это еще раз подтверждает, что железо, марганец, ниобий и вольфрам входят в кристалл касситерита в составе минералов-примесей.

Указанная взаимосвязь этих элементов в касситерите не была обнаружена другими исследователями, а М. И. Ициксон и А. К. Русанов (1946) просто исключили железо и марганец из рассмотрения.

Заканчивая на этом краткое описание новых данных по кристаллохимии и другим типоморфным свойствам касситеритов разного генезиса, необходимо сделать основные выводы.

ВЫВОДЫ

1. Главнейшие химические элементы-примеси: ниобий, тантал, вольфрам и связанные с вольфрамом железо и марганец, а также цирконий, титан и другие входят в кристаллы касситерита не в качестве изоморфных элементов-примесей, а в составе минералов-примесей таких, как колумбит-танталит, вольфрамит, циркон, рутил и др. Эти минералы-примеси располагаются в касситерите закономерно, по зонам роста кристалла; размеры их измеряются микронами и долями микрона.

2. Такие минералы-примеси, как колумбит-танталит и вольфрамит, приурочены только к черным или темноокрашенным зонам касситерита, и их нет в его бесцветных кристаллах и зонах. Слабо окрашенные и неокрашенные кристаллы и зоны касситерита практически химически чисты, если в них нет включений кварца и других светлых силикатов.

3. Из числа 33 химических элементов, которые были обнаружены в касситеритах спектральным анализом, надежное генетическое и металлогеническое значение имеют ниобий и вольфрам, хотя последний играет ограниченную роль в связи с не повсеместным его распространением. Ниобий встречается только в касситеритах пегматитовых ($>1\%$), топаз-кварцевых, полевошпат-кварцевых, турмалин-кварцевых и кварцевых жилах ($<1\%$) и не встречается в жилах касситерит-сульфидной минерализации. Вольфрам не встречается в касситеритах пегматитовых жил. Таким образом, отсутствие в касситерите ниобия указывает на принадлежность его к наиболее интересной в промышленном отношении минерализации, а именно к касситерит-сульфидной.

Наличие в касситерите вольфрама указывает на принадлежность его к касситериту касситерит-сульфидной или касситерит-кварцевой минерализации, но не к грейзенизированным оловоносным пегматитовым жилам. Эти данные могут быть с успехом использованы в сочетании с геологическими и петрохимическими данными гранитов при поисках россыпных и коренных оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений. Достаточно анализировать найденный в россыпях касситерит спектральным путем на ниобий и вольфрам, чтобы генетический облик его как промышленно интересного типа стал ясен. Для этой цели касситерит не нужно отбирать по зонам, а лишь освободить от сростков с другими минералами.

Другие химические элементы, встречаемые в касситеритах разного генезиса, отражают, как правило, только парагенезис и геохимию отдельного месторождения или геохимию района и имеют непостоянное распространение. Могут быть выделены лишь сурьма и серебро, которые встречаются только в касситеритах касситерит-сульфидной минерализации.

4. Бипирамидальные кристаллы касситерита образуются при метасоматическом замещении (грейзенизации) рудными растворами вмещающих пород — пегматитов, гранитов, сланцев и др., т. е. в стесненных условиях роста.

5. Присутствие радиоактивного минерала в касситерите позволяет определять возраст месторождения.

6. Наличие газовой-жидких включений в касситеритах позволяет определять температуру образования касситерита различного генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. — Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд. АН СССР, 1947.
- Болдырева А. М. — Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 54, сер. мин.-геохим. (12), 1941.
- Вазбудкий Г. Л. — Природное изменение окраски и некоторых других свойств касситерита. Зап. Всерос. мин. об-ва. Вторая серия, ч. 70, вып. 2, 1941.
- Готман Я. Д. — Типоморфные особенности касситерита оловорудных месторождений СССР. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 46, сер. мин.-геохим., 1941.
- Готман Я. Д. и Шадлун Т. Н. — Минералы олова. Сб. Геология олова. Тр. ИГН, 1947.
- Григорьев Ив. Ф. — О типоморфных признаках касситерита Ононской группы оловорудных месторождений Вост. Забайкалья. Зап. Всерос. мин. об-ва, ч. 74, 1945, № 2.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И., Роненсон Б. М. и Дехтерева Н. А. — Геология и минералогия оловянного Этыкинского и оловянно-вольфрамового Алдакачанского месторождения Кукульбейского рудного узла Восточного Забайкалья. Рукопись, 1949.
- Ермаков Н. П. — Определение температур образования гидротермальных минералов исследованием жидких включений. Докл. АН СССР, нов. сер., 1944, т. 45, № 5.
- Ицксон М. Н. и Русанов А. К. — Элементы-примеси в касситеритах месторождений Дальнего Востока. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Леммлейн Г. Г. — Секториальное строение кристалла. Изд. АН СССР, М.—Л., 1948.
- Смирнов С. С. — Некоторые задачи дальнейшего изучения вольфрамово-оловянного оруденения. Сов. геология, № 3, 1941.
- Смирнов С. С. — Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеоллиздат, 1944.
- Ферсман А. Е. — Цвета минералов. Изд. АН СССР, 1936.
- Neuhaus A., Noll W. — Zur Kristallchemie des Zinnsteins. Die Naturwissenschaften, Heft 1, 1949.
- Twenhofel W. S. — The temperature of crystallization of a fluorite crystal from Luna country New Mexico. Econ. Geol., 1947, vol. 42, № 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
М. А. Фаворская. Геологическое строение участка побережья Татарского пролива между бухтами Сизиман и Датта	5
М. А. Фаворская. К вопросу о связи оруденения близповерхностного типа с третичным магматизмом Сихотэ-Алиня	33
М. Г. Руб. Домеловые граниты гродековского интрузивного комплекса и основные черты их металлоносности	71
М. Г. Руб. Краткая петрографическая характеристика домеловых гранитоидов Южного Приморья в связи с оруденением	161
М. С. Нагибина. Геологическое строение Зее-Селемджинского междуречья и Гарьское железорудное месторождение	180
Л. М. Афанасьев. Гранитоиды бассейна р. Джиды и основные черты их металлоносности (Западное Забайкалье)	271
Ив. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова и Б. М. Роненсон. Грейзены Забайкалья, их минералогические типы, условия образования и поисковое значение	311
Е. А. Радкевич, Г. М. Лобанова и Ю. С. Бородаев. Геологическое строение Правобережного рудного поля Тетюхе и закономерности распределения в нем скарново-полиметаллического оруденения	406
И. Н. Томсон. Некоторые особенности структуры месторождения Верхнего Тетюхинской группы	468
Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова. Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса	477

ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
15	21 снизу	<i>Alpus</i>	<i>Alnus</i>
15	20 "	<i>Carylus</i>	<i>Corylus</i>
15	20 "	<i>Tyglaus</i>	<i>Juglaus</i>
24	16 "	включая	включающую
25	Таблица 2, столбец 4, 1 сн.	99,79	100,37
25	Табл. 2, столб. 9, 3 сн.	—	0,06
25	То же. 4 сн.	—	0,20
40	32 сн.	Гранит-порфиры залежей	Липариты и гранит- порфиры залежей,
50	9 сн.	залежей	залежей,
57	Табл. 2, столб. 3, 8 сн.	2,33	2,83
59	9 сн.	280—200°	280°
77	4 сн.	кварц-мирмекита	кварца — мирмекиты
82	2—1 сн.	постепенно	постоянно
155	12—11 сн.	в массивах, сложенных вознесенскими грани- тами, причем, наряду	причем в массивах, сло- женных вознесенскими гранитами, наряду
190	34 сн.	Прослой	Пачки
191	25—26 сн.	толщами	возрастными компле- ксами
297	2 сн.	Улауркуйского	Унгуркуйского
421	13—12 сн.	пластов	пластин
472	6 сн.	глубине	глубину

Подписано к печати 10/III-1954 г.
Формат бум. $70 \times 108^{3/16}$. Бум. л. 16,5. Печ. л. 45,11+9 вкл.
Уч.-изд. л. 44+5,3 вкл. Зак. 280с.

5449