

**ФОРМАЦИИ И ФАЦИИ
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ
МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1968

**ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС И ОРУДЕНЕНИЕ РАЙОНА
КИРГАНИКСКОГО ПЕРЕВАЛА
(СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ)**

В. П. ПОЛОХОВ, О. Н. ВОЛЫНЕЦ

ВВЕДЕНИЕ

Изучение дайкового комплекса пород Камчатки вообще и Срединного хребта в частности, выяснение закономерностей пространственного размещения и соотношений даек с различными этапами и типами минерализации до сих пор не привлекали должного внимания исследователей, несмотря на то, что многие указывали на широкое развитие дайковых образований в ряде районов Камчатки. Работ, освещающих геологическую позицию дайкового комплекса с установлением последовательности формирования многочисленных групп даек, почти не проводилось. В предлагаемой статье подводятся некоторые итоги исследований, проведенных авторами в районе верховьев ручья Кирганик (Срединный хребет). При этом в полевых исследованиях наряду с авторами принимали участие Д. И. Фрих-Хар, Г. Б. Флеров, И. К. Волчанская.

В геологическом отношении исследованный район расположен на восточном крыле Камчатско-Корякского антиклинория, в пределах внутренней вулканической дуги (по Г. М. Власову), где широко развиты верхнемеловые и кайнозойские осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы. Осадочно-вулканогенные образования района расчленены на три свиты: палеогеновую (кирганикская), среднемиоценовую (березовская) и нижнечетвертичную.

Отложения кирганикской свиты, представленные трахибазальтовыми порфиритами, лавобрекчиями, туфами и туффитами, смяты в крутые, часто изоклиналильные складки с углами падения слоев на крыльях 60—80°. В низах разреза преобладают туфогенно-осадочные породы, в верхах — порфириты и кластолавы. Формационный анализ разреза верхнемеловых — палеогеновых отложений показывает, что в конце верхнего мела и в палеогене этот район представлял собой относительное поднятие на фоне общего опускания геосинклинального бассейна. Видимо, этим же объясняется появление субщелочных пород в верхах разреза этой свиты и образование пластовых тел субщелочного состава (Флеров, Колосков, 1966).

Отложения березовской свиты, представленные андезитами, андезитодацитами, дацитами, туфами и туфолавами среднего состава, дислоцированы слабее. Они смяты в пологие складки с углами падения 25—30°. Среднемиоценовый возраст отложений устанавливается на основании стратиграфических и петрографических сопоставлений с соседними районами.

Нижнечетвертичные образования, представленные чередующимися потоками и слоями плотных или пористых базальтов, андезитобазальтов, андезитов, туфобрекчий и лавоагломератов, развиты в юго-восточ-

ной части района, где они слагают крестообразные столовые горы. Для них характерны пологие залегания слоев ($5-10^\circ$).

Среди разновозрастных интрузивных и субэффузивных образований, развитых в пределах изученного района, нами выделены следующие четыре генетические группы:

1. Пластовые интрузии порфировидных шонкинитов, залегающие среди отложений кирганикской свиты, и сингенетичные с ними (эффузивная фация формации габбро-сиенитов-трахиандезитов палеогенового возраста).

2. Интрузия гранитоидов миоценового возраста и жильные породы, с ней связанные (формация габбро-гранодиоритов миоценового возраста; тип массивов, дифференцированных в интрузивных камерах). Миоценовый возраст массивов, определенный геологическими данными, подтверждается определениями абсолютного возраста (10 ± 2 млн. лет).

3. Субэффузивные и интрузивные образования плиоценового возраста (интрузивная фация формации гранодиорит-порфиров — дацитов), среди которых намечается последовательный ряд: а) субэффузивные трещинные интрузии кварцосодержащих диорит-порфиритов и их перимагматические дайки; б) субэффузивная трещинная интрузия кварцевых диорит-порфиритов; в) дайки кварцевых диорит-порфиритов; г) дайки диорит-порфиритов. Плиоценовый возраст этих магматических образований принимается условно на том основании, что трещинные интрузии и дайки диорит-порфиритового состава прорывают отложения березовской свиты (средний миоцен) и в свою очередь пересекаются дайками нижнечетвертичных андезитов-базальтов и базальтов (обоснование возраста субвулканических интрузий см. в статье Д. И. Фрих-Хара, О. Н. Волынца и других в настоящем сборнике).

4. Дайки базальтов и андезитов-базальтов. Состав и структурные особенности пород, их слагающих, аналогичны таковым пород из нижнечетвертичных покровов, широко развитых в юго-восточной части района. Дайки, видимо, являются корнями этих покровов.

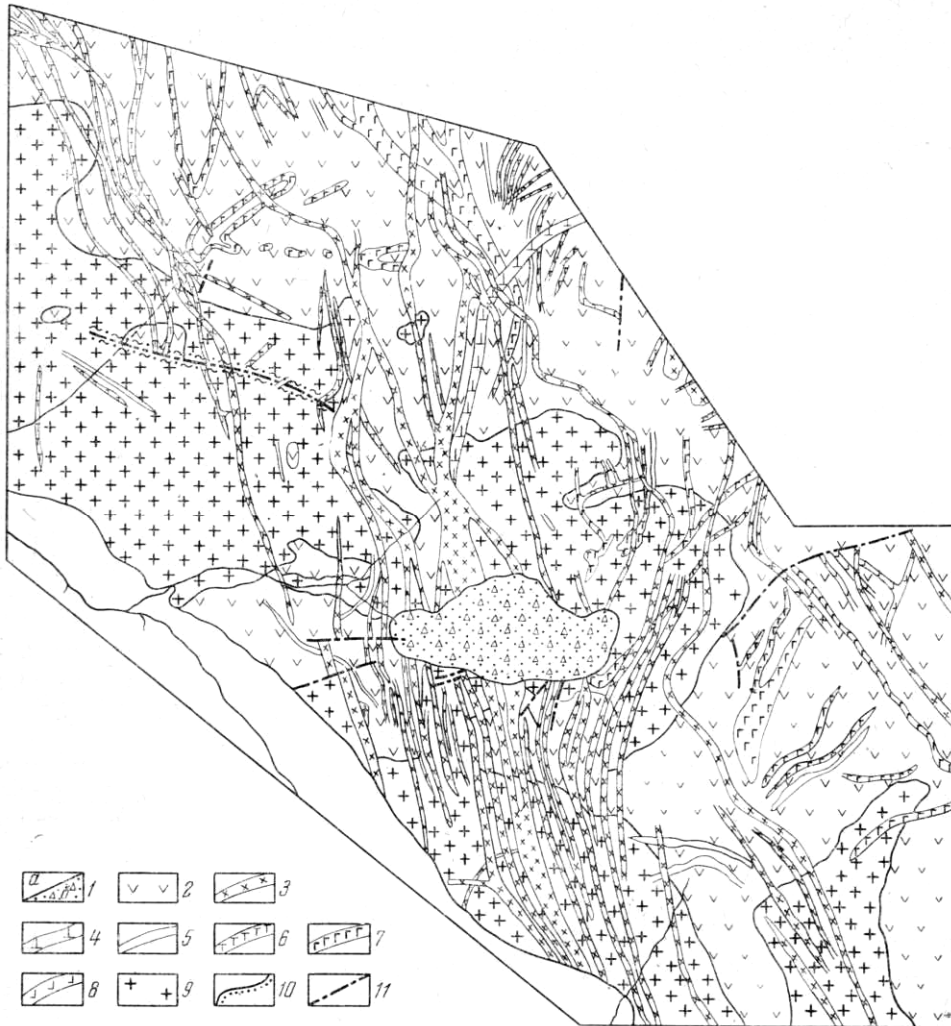
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ДАЕК

По насыщенности дайками район Кирганикского перевала резко выделяется среди других. Здесь дайки встречаются через каждые 50—70 м, а в некоторых участках расстояние между дайками в среднем составляет 10—15 м. Площадь выходов даек по отношению к общей площади района составляет 15—20%. В пределах изученной нами части района дайки образуют поле шириной около 8 км, протягивающееся в субмеридиональном направлении. Южная граница поля проходит примерно на широте устья ключа Туманного — верховья ключа Бараньего и выражается в резком уменьшении количества даек к югу от этой условной линии (фиг. 1). Северная граница дайкового поля не установлена.

В морфологически едином дайковом поле на основании изучения возрастных соотношений даек, сравнения их минерально-петрографического состава с составом эффузивных или интрузивных пород, выяснения особенностей пространственного размещения и соотношения с гидротермально измененными породами и оруденением мы выделяем четыре разновозрастные генетические группы даек.

1. Пластовые интрузии порфировидных шонкинитов, сингенетичных с толщей трахибазальтов и туфов кирганикской свиты.

2. Дайки диоритов, порфировидных диоритов, аплитов, диоритовых порфиритов, связанные с интрузией кварцевых диоритов миоценового возраста.



Фиг. 1. Геологическая карта участка верховьев хребта Перевального (Кирганикский перевал, Срединный хребет Камчатки) (составили В. П. Полохов, О. Н. Волюнец, И. К. Волчанская, Д. И. Фрих-Хар, Г. Б. Флеров)

1 — четвертичные аллювиальные (а) и ледниковые отложения (б): пески, галечники, осыпи; 2 — кирганикская свита палеогена: порфириды, туфы, лавобрекчии, лавоагломераты; 3 — дайки диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов; 4 — дайки микродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов и габбро-диоритов; 5 — дайки роговообманковых пироксен-роговообманковых и пироксеновых диоритовых порфиритов и кварцевых диоритовых порфиритов; 6 — дайки плагиоклазовых диоритовых порфиритов; 7 — дайки порфировидных диоритов; 8 — габбро-диориты и диориты: дайки-сателлиты и дайки-апофизы; 9 — миоценовая интрузия гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов и кварцевых сиенито-диоритов; 10 — ореолы контактового метаморфизма; 11 — разрывные нарушения

3. Дайки кварцсодержащих и кварцевых диорит-порфиритов, являющихся жильными аналогами субэффузивных трещинных интрузий плиоценового возраста ¹.

4. Дайки базальтов, андезитов-базальтов и андезитов, являющиеся корнями нижнечетвертичных покровов.

¹ Дайки диорит-порфиритов этой группы отмечены к северу и югу от Кирганикского перевала. Они образуют дайковый «пояс», протягивающийся вдоль восточной окраины Срединного Камчатского хребта. В районе Кирганикского перевала этот «пояс» накладывается на поле более древних дайковых образований палеогенового и миоценового возраста.

Пластовые интрузии порфиroidных шонкинитов

Они встречаются среди пород кирганикской свиты в западной и северо-западной частях района. Мощность пластовых тел шонкинитов колеблется в пределах 10—50 м; контакты с вмещающими породами не несут следов обжига и закалки. Простирание пластовых тел совпадает с общим простиранием пород свиты. Вкрапленники в порфиroidных шонкинитах составляют 60—65% от всей массы породы и представлены авгитом. Размеры их не превышают 1,0—2,0 мм. Основная масса пород полнокристаллическая и сложена калиевым полевым шпатом, эгиринсодержащим авгитом и рудным минералом. Структура ее гипидиоморфнозернистая, трахитовая, офитовая.

По минерально-петрографическому составу шонкиниты чрезвычайно близки к вмещающим их трахи-базальтовым порфиритам, отличаясь более высокой степенью раскристаллизации и заметно повышенной щелочностью. Количество калишпата в основной массе не опускается ниже 30%, во внешних зонах вкрапленников моноклинного пироксена появляются оторочки эгиринсодержащего авгита; эгиринсодержащий авгит присутствует также в основной массе. В числе аксессуариев характерны крупные кристаллы апатита и сфена (те же аксессуарии характерны и для трахиандезито-базальтовых порфиритов).

Сходный минерально-петрографический состав шонкинитов и вмещающих трахибазальтовых порфиритов, идентичный порфиритам характер изменений и, наконец, возрастная близость их формирования — все это подтверждает вывод о том, что внедрение пластовых интрузий, приуроченных к верхам кирганикской свиты, отражает общую эволюцию единого магматического очага. Дальнейшим развитием процессов дифференциации этого очага явилось отделение существенно калиевых, а затем рудоносных растворов, за счет которых образовались пироксен-ортоклазовые метасоматиты и рудная минерализация в них (Вольнец и др., 1963; Флеров, Колосков, 1966).

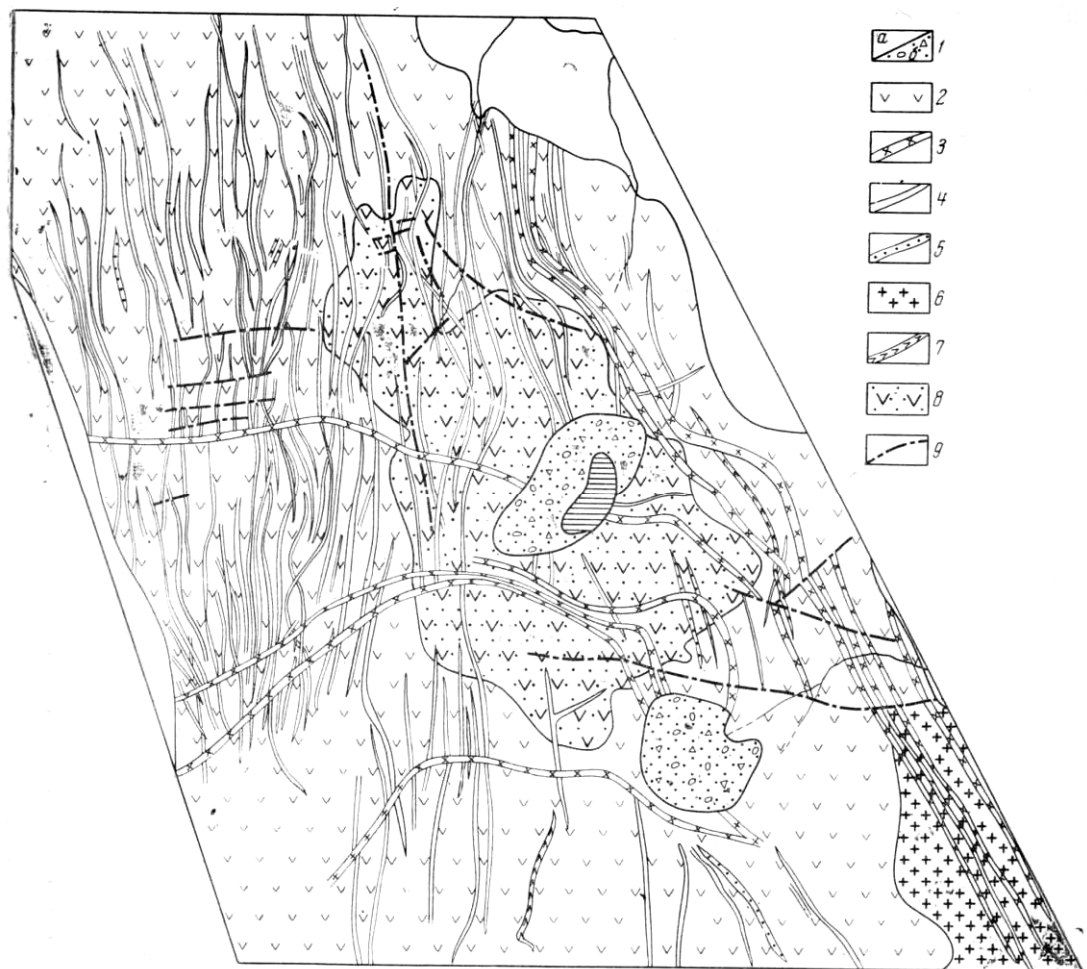
Жильные породы массива кварцевых диоритов

Среди жильных пород массива диоритов выделяются три разновозрастные генетические группы: перимагматические дайки (термин заимствован у Х. М. Абдуллаева, 1957) и дайки I и II этапов (в понимании В. С. Коптева-Дворникова, 1952). Все они локализуются преимущественно во вмещающих интрузию породах кирганикской свиты, в меньшей мере развиты в пределах массива диоритов, причем в его северной, менее эродированной части, тогда как в других частях массива, где обнажаются породы глубинных фаций и, следовательно, эрозионный срез более глубокий, жильные породы полностью отсутствуют.

Максимальное количество даек наблюдается в западной части исследованного района на участке между ключами Перевальным и Бараньим (фиг. 1, 2). Дайки образуют широкое (примерно 2,5 км) и протяженное (около 5 км) поле, в пределах которого на каждые 100 м приходится 8—10 даек мощностью 1—5 м каждая.

Участок представляет собой крупный провес кровли над интрузией кварцевых диоритов.

Закономерная смена одних типов даек другими наряду с заметным уменьшением их общего количества наблюдается к востоку от участка их максимального развития (участок между ключами Перевальным и Бараньим) по направлению к интрузиву диоритов (ключ Лагерный).

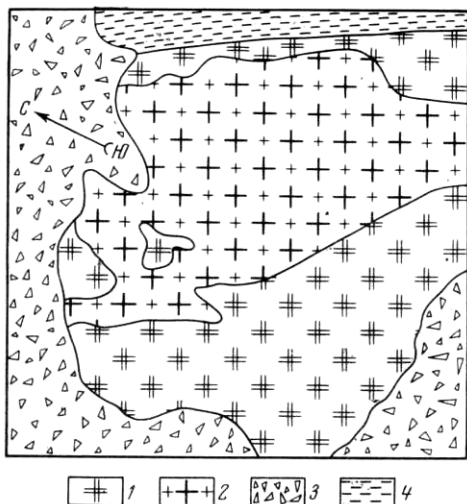


Фиг. 2. Геологическая карта участка месторождения «Сухое озеро» (составили В. П. Полохов, О. Н. Волынец, И. К. Волчанская, Г. Б. Флеров, Д. И. Фрих-Хар)

1— четвертичные аллювиальные (а) и ледниковые (б) отложения: пески, галечники; 2— кирганинская свита палеогена: порфириты, туфы, лавобрекчии, лавоагломераты; 3— дайки диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов миоценовой интрузии диоритов; 4— дайки II этапа: фельзитовидные дайки, дайки роговообманковых, пироксен-роговообманковых и пироксеновых диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, плагиоклазовых диоритовых порфиритов, плагиоклазовых гранофиров; 5— дайки I этапа (дайки-сателлиты и дайки-апофизы): габбро-диориты и диориты, порфириовидные диориты; 6— миоценовая интрузия диоритов; 7— палеогеновые пластовые интрузии шонкинитов; 8— пироксен-калишпатовые метасоматиты; 9— разрывные нарушения

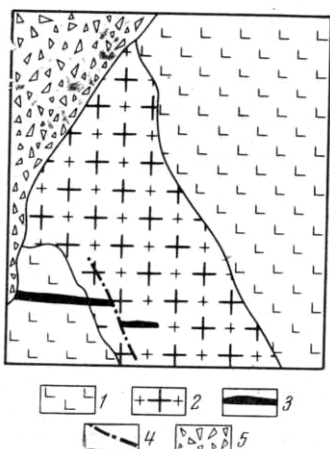
На участке максимального развития преобладают дайки II этапа, к востоку намечается увеличение даек I этапа и ранних генераций II этапа, и, наконец, в непосредственной близости от интрузива диоритов и в нем начинают преобладать перимагматические дайки (см. фиг. 1, 2).

Перимагматические дайки либо являются непосредственными апофизами интрузивного массива (дайки-апофизы), для которых нередко устанавливается постепенный переход в породы главной интрузивной фации, либо размещаются в породах кровли (дайки-сателлиты), когда сам массив в этих участках еще не вскрыт эрозией. Развита перимагматические дайки преимущественно в восточной и северо-восточной частях дайкового поля (фиг. 1).



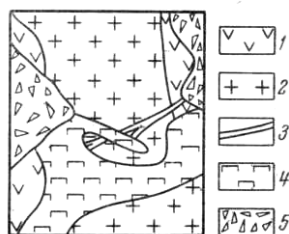
Фиг. 3. Контакт дайки порфиридных диоритов с диоритом интрузии

1 — диорит интрузивного массива; 2 — порфиридный диорит; 3 — делювий; 4 — зона дробления и расланцевания



Фиг. 4. Прожилок аплита, секущий дайку порфиридных диоритов

1 — порфириды кирганинской свиты; 2 — порфиридный диорит; 3 — аплит; 4 — тектоническая трещинка; 5 — делювий



Фиг. 5. Дайка плагиоклазового диоритового порфирита, секущая прожилок аплита (ключ Лагерный)

1 — порфириды кирганинской свиты; 2 — диориты интрузивного массива; 3 — аплит; 4 — плагиоклазовый диоритовый порфирит; 5 — делювий

Перимагматические дайки выполняют как крутые, так и пологие трещины; причем первые характерны для даек-апофиз, вторые — для даек-сателлитов.

Протяженность перимагматических даек колеблется от нескольких метров до первых сотен метров (для даек-апофиз) и 1 — 3 км для даек-сателлитов; мощности варьируют от 0,5—0,6 до 10—20 м.

Дайки I этапа распространены в пределах эндоконтактовых фаций массива диоритов, реже во вмещающих его породах — по преимуществу в местах провеса кровли интрузива. Они выполняют пологие трещины с углами падения 20—45° северо-западного и северо-восточного направлений. Контакты даек с диоритами извилистые, четкие, без следов закалки (фиг. 3).

Среди даек I этапа выделяют две генерации: порфиридные диориты с их кварцевыми разностями и аплиты. Причем аплиты секут дайки порфиридных диоритов (фиг. 4). Мощности даек порфиридных диоритов варьируют в пределах от 2—4 до 20—30 м при протяженности от первых сотен метров до 1—1,5 км. Дайки аплитов обычно маломощные от 0,1 до 0,3 м) и быстро выклиниваются. Порфиридные диориты и аплиты, как правило, содержат тонкую неравномерно рассеянную вкрапленность халькопирита; кроме того, в аплитах отмечены скопления молибдена. И те и другие секутся кварц-халькопиритовыми прожилками.

Дайки II этапа развиты во вмещающих интрузию породах, реже в пределах массива (в его северной части). Они широко развиты и на площади месторождения Сухое озеро, где пересекают пироксен-ортоклазовые метасоматиты и содержат их обломки. Дайки II этапа имеют значительную протяженность (1—1,5 км) и выдержанные мощности (3—8 м). Их контакты с вмещающими породами четкие, с отчетливыми зо-

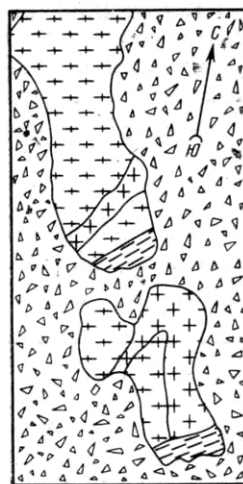
нами закалки. Все они выполняют систему субмеридиональных крутопадающих трещин.

Среди даек II этапа на основании взаимных пересечений (фиг. 5—7) выделено несколько возрастных генераций¹: 1) плагиоклазовые гранофиры, 2) плагиоклазовые диоритовые порфириды, 3) роговообманковые, пироксен-роговообманковые и пироксеновые диоритовые порфириды, 4) кварцевые диоритовые порфириды, 5) микродиориты, мелко-среднезернистые кварцевые диориты и габбро-диориты, 6) фельзитовидные дайки.

Перечисленные генерации даек II этапа отличаются не только по минералого-петрографическим признакам и морфологически, но также и по степени распространенности и приуроченности к определенным участкам дайкового поля.

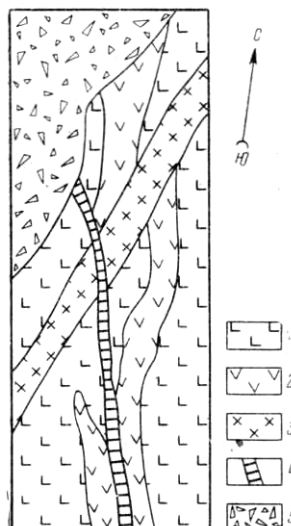
Наиболее распространены дайки мелкозернистых диоритов, микродиоритов и роговообманковых диоритовых порфиридов, тогда как количество даек кварцевых диоритовых порфиридов и фельзитовидных даек незначительно. При средней мощности даек 3—8 м, мощность даек мелкозернистых диоритов и плагиоклазовых гранофиров достигает 10—20 м, а даек микродиоритов — 0,4—0,6 м. Соответственно резко различна и их протяженность. Для некоторых генераций даек можно выделить участки их преобладающего развития. Так, например, плагиоклазовые гранофиры и роговообманковые порфириды развиты в западной части дайкового поля, плагиоклазовые диоритовые порфириды — в центральной, фельзитовидные — в юго-восточ-

¹ Химико—минеральные составы жильных пород массива диоритов миоценового возраста и субэффузивных даек плиоценового возраста очень близки. Эти группы выделены нами по геологическим данным (пересечениям). Поэтому для удобства чтения первые названы диоритовыми порфиридами, вторые — диорит-порфиридами.



Фиг. 6. Дайка плагиоклазового диоритового порфирида, пересекающая дайку плагиоклазового гранофира (ключ Лагерный)

1 — плагиоклазовый гранофир; 2 — плагиоклазовый диоритовый порфирит; 3 — зоны дробления и рассланцевания; 4 — делювий



Фиг. 7. Дайка кварцевого диоритового порфирида, пересекающая дайку роговообманкового диоритового порфирида; обе пересекаются дайкой микродиорита (верхушка Короткого)

1 — порфириды кирганикской свиты; 2 — роговообманковый порфирит; 3 — кварцевый диоритовый порфирит; 4 — микродиорит; 5 — делювий

ной. Дайки микродиоритов и мелкозернистых кварцевых диоритов рассеяны по всему дайковому полю, но наибольшее их количество отмечается в западной части дайкового поля. Все генерации даек, за исключением плагиоклазовых гранофилов и фельзитовидных даек, встречаются среди метасоматитов Сухого озера.

Т а б л и ц а 2

Содержание щелочей и кремнекислоты в некоторых дайковых породах

Наименование породы в порядке внедрения	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂
Плагиоклазовые гранофиры	4,72	2,25	—
Плагиоклазовые диоритовые порфиры	4,01	1,45	—
Роговообманковые пироксен-роговообманковые диоритовые порфиры	3,67	2,25	59,24
Кварцевые диоритовые порфиры	4,71	3,34	66,10
Мелкозернистые диориты			
центральная часть	4,38	2,85	61,03
зальбанды	2,95	0,95	48,02
Фельзитовидные дайки	Не опр.	Не опр.	75,20 – 61,30

Перимагматические дайки, дайки I и II этапов по петрографическому и химическому составу сходны с породами интрузива. Наиболее отчетливо сходство выражено в перимагматических дайках, которые отвечают эндоконтактовым фациям интрузива (габбро, кварцевые габбро-диориты) либо породам главной интрузивной фации (диориты и кварцевые диориты).

Дайки I этапа кислее, чем породы интрузива, хотя комплекс породобразующих минералов и их оптические свойства одинаковы. Кроме того, для порфировидных диоритов наблюдается некоторое увеличение кислотности и щелочности по сравнению с валовым составом пород материнской интрузии и, наоборот, уменьшение содержания Al₂O₃, CaO, MgO, FeO и Fe₂O₃. Намечается порядок внедрения от относительно более основных (порфировидные диориты) к более кислым (аплиты).

По валовому минеральному составу дайки II этапа также близки к породам массива. Однако наблюдаются некоторые отличия. Например, в дайках преобладает бурая роговая обманка, тогда как в диоритах — обыкновенная зеленая, в дайках интенсивно развиты автометаморфические изменения, в качестве аксессуара в них развит ильменит. Петрографические свойства всех даек массива кварцевых диоритов миоценового возраста приведены в табл. 1.

Дайки II этапа обладают резко порфировидными структурами, в контактах с диоритами в них отчетливо проявлены зоны закалки, что свидетельствует о значительном (разрыве во времени между становлением интрузива диоритов и внедрением даек II этапа.

Можно предполагать, что дайки II этапа имеют с интрузивом кварцевых диоритов парагенетическую связь и происходят из более глубоко расположенных магматических камер того же магматического очага, который дал массив кварцевых диоритов. Вероятно, вследствие такого генезиса для даек II этапа не устанавливается какое-либо направленное изменение кислотности — щелочности пород во времени. Это можно видеть из приводимой табл. 2.

Таблица 1

Петрографичес

Генетическая под-группа	Генерация	Порода	Полнокристаллические равномернозернистые породы		
			минеральный состав	содержание, %	структура
Перимагматические дайки		Габбро	Лабрадор № 52—56 Авгит, роговая обманка, гиперстен (редко)	50—60 40—50	Панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, реже планопараллельная, офитовая
		Кварцевые габбро-диориты	Андезин-лабрадор Роговая обманка, авгит, биотит	60—65 25—30	—
		Кварцевые диориты	Кварц Андезин Кварц Роговая обманка, биотит Калишпат	10 50—70 15—20 15—20 До 5—10	Гипидиоморфнозернистая, реже призматически зернистая
Дайки I этапа	1	Порфиroidные диориты, кварцевые порфиroidные диориты	—	—	—
	2	Аплиты	Калишпат Кварц Олигоклаз № 25—30 Биотит	45 45 8—10 0—2	Аплитовая, гранулитовая, реже микропегматитовая, пегматитовая
Дайки II этапа	1	Плагиоклазовые гранофиры	—	—	—
	2	Плагиоклазовые диоритовые порфириды	—	—	—
	3	Роговообманковые, пироксен-роговообманковые, пироксеновые, диоритовые порфириды	—	—	—
	4	Кварцевые диоритовые порфириды	—	—	—
	5	Диориты и кварцевые диориты	Андезин № 40—45 Роговая обманка Кварц и сростки его с калишпатом Калишпат	65—75 20—25 2—10—15 0—2	Призматически зернистая пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая
	Габбро-диориты	Лабрадор № 50—60 Роговая обманка Пироксен Кварц	45—50 35—50 0—5—10 3—5	Призматически зернистая	
	Микродиориты	—	—	—	
	6	Фельзитовые дайки	—	—	—

Таблица 1 (продолжение)

Порфиновые породы					
вкрапленники				основная масса	
общее содержание, %	минеральный состав	содержание от общего количества вкрапленников	размеры вкрапленников, мм	состав	структура
—	—	—	—	—	—
45 — 50	Плагиоклаз (андезин № 40, иногда андезин-лабрадор № 50 — 55) Роговая обманка Биотит Кварц	65 — 70 15 — 20 0 — 7 0 — 7	0,5 — 4,0 1,0 — 3,0 0,5 — 1,5 0,5	Олигоклаз-андезин, кварц, биотит, роговая обманка, псевдосферолитовые сростки кварца и калишпата	Гипидиоморфнозернистая
—	—	—	—	—	—
30 — 50	Андезин-лабрадор № 48 — 55 Роговая обманка Кварц Биотит	65 — 75 5 — 15 0 — 15 0 — 5	0,5 — 2,5 До 1,0 0,4 0,5	Псевдосферолитовые сростки кварц-полевошпатового состава (от 10 до 50—60%), средний плагиоклаз, кварц, роговая обманка	Псевдосферолитовая, микрофельзитовая, микроаллотриоморфнозернистая
25 — 30	Плагиоклаз (андезин № 35—40 в ядре), андезин-лабрадор № 45—52 (по периферии) Роговая обманка Кварц	70 — 85 13 — 30 0 — 2	0,3 — 2,5 До 1,5 0,6 — 0,1	Андезин № 35—40, роговая обманка, продукты девитрификации стекла (альбит, кварц, хлорит, лейкоксен)	Апоинтерсертальная, пилотокситовая, микропиклитовая
40 — 45	Лабрадор № 50 — 54 Роговая обманка Авгит Кварц	50 — 54 45 — 30 — 3 0 — 25 — 40 0 — 2	0,3 — 2,0 0,3 — 2,5 0,3 — 2,4 0,2 — 0,5	Плагиоклаз, роговая обманка, кварц, калишпат, кварц-полевошпатовое вещество	Микропиклитовая, микрогипидиоморфнозернистая, микрофельзитовая
20%	Андезин № 38—42, авгит	75 — 80 15 — 20	0,1 — 0,8 0,3 — 1,3	Кварц, альбит, хлорит, калишпат, псевдосферолитовые кварц-полевошпатовые сростки	Микрогранитовая, микропиклитовая, реже микропсевдосферолитовая, микропегматитовая, микроаллотриоморфнозернистая
—	—	—	—	—	—
5 — 10	Андезин № 45—50 Роговая обманка и пироксен	60 — 75 25 — 40	0,5 — 0,7 0,5 — 0,7	Андезин, андезин-лабрадор, роговая обманка, пироксен	Микропризматически зернистая, микролитовая
0,5—10	Плагиоклаз Темноцветный минерал	— —	0,5 0,5	Плагиоклаз, хлорит кварц	Микропиклитовая, иногда микрогранитовая

Таблица 1 (окончание)

Акцессорные минералы	Характер контактов	Вторичные изменения	
		общее	специфические для отдельных генераций даек
Титано-магнетит, апатит, сфен, циркон, монацит	Несколько уменьшается зернистость пород. Появляются порфировидные структуры	Роговая обманка замещается эпидотом и хлоритом. Роговая обманка замещается хлоритом, карбонатом, по биотиту — хлоритом. В меньшей степени замещается эпидотом и хлоритом. По пироксену развиваются хлорит, карбонат, рудным веществом. Серцитизируется, карбонатизируется, серицитизируется, карбонатизируется, карбонатом, рудным веществом. Сосоритизируется, эпидотом, актинолитом, хлоритом, монацитом, цирконом, рудным веществом. Пренит по плагиоклазу и в прожилках с карбонатом.	По биотиту — эпидот, лейкоксен, рудный; по пироксену — биотит, актинолит; по роговой обманке — цоизит
Титано-магнетит, апатит	Особых изменений не обнаружено		—
Титано-магнетит	В всячем боку, в прожилках, выходящих за пределы массива во вмещающие породы, развивается оторочка		Калишпат пелитизируется
Титано-магнетит, апатит, циркон, реже рутил	Несколько уменьшаются количество вкрапленников и степень зернистости породы		То же
Апатит, ильменит, сфен	—		Породы очень интенсивно изменены
Апатит двух генераций, титано-магнетит, циркон	Появляются стекловатые параллельно контакту		По пироксену — иддингсит, хризотил. Темноцветные минералы относительно свежие
Апатит, титано-магнетит, циркон	Эвтакситовые структуры: параллельно контакту чередуются полосы стекловатые и кристолитические		По плагиоклазу — пренит, прожилки пренита. Пироксен обычно нацело замещен пренитом
Ильменит, апатит, сфен, циркон	Увеличивается количество темноцветных минералов		По пироксену — эпидот, цоизит. Пренит по плагиоклазу и в прожилках с карбонатом
—	—		—
Титано-магнетит, сфен	—		Изменение очень интенсивное

Дайки кварцевых, кварцосодержащих диорит-порфиритов, диорит-порфиритов

Дайки связаны с субэффузивными трещинными интрузиями. Они прорывают отложения среднего миоцена (березовская свита) и в свою очередь секутся дайками раннечетвертичных базальтов (фиг. 1, 8). На основании взаимных пересечений выделено четыре генерации даек, из которых две первые являются перимагматическими дайками трещинных интрузий, а две другие секут эти интрузии, но связаны с ними единством магматического очага.

Намечается следующий ряд жильных образований плиоценового возраста: 1) перимагматические дайки трещинных интрузий кварцосодержащих и кварцевых диорит-порфиритов, 2) дайки кварцевых диорит-порфиритов, 3) дайки диорит-порфиритов.

Субэффузивные интрузии плиоценового возраста образовались в результате внедрения магмы вдоль системы пологих трещин. Нередко эти интрузивы расщепляются на ряд постепенно выклинивающихся даек-апофиз, вытягивающихся согласно общему субмеридиональному или северо-западному направлению развития систем трещин, которые вмещают и более ранние типы даек (см. фиг. 1, 8).

Наибольшая отдаленность даек-апофиз от основного субвулканического интрузива обычно составляет 0,5—0,7 км. Кроме того, в юго-восточной и северо-восточной частях дайкового поля развиты дайки-сателлиты. Обычно это мощные (40—60 м) и протяженные (2—2,5 км) дайки кварцосодержащих и кварцевых диорит-порфиритов, нередко разветвляющиеся на ряд параллельных даек.

Дайки кварцевых диорит-порфиритов и диорит-порфиритов более поздние по сравнению с субвулканическими интрузиями и перимагматическими дайками, однако минерально-петрографические и структурные особенности тех и других очень близки. Для них характерны северо-западные либо субмеридиональные, реже (в западной и юго-западной частях дайкового поля) субширотные простирания, углы падения крутые (70—85°). Нередко дайки изменяют элементы залегания с образованием коленообразных изгибов; часты сложные дайки, образующиеся в результате многократного внедрения магмы в одну и ту же трещину. В результате формируются симметричные или асимметричные тела, в которых краевые части сложены кварцевыми диорит-порфиритами, а центральные — несколько более основными диорит-порфиритами. Контакты между ними нерезкие, без следов закалки, что свидетельствует о сближенном формировании кварцевых диорит-порфиритов и диорит-порфиритов. Средняя мощность даек кварцевых диорит-порфиритов 8—10 м, реже 25—30 м, даек диорит-порфиритов — от 0,5—0,8 до 10—15 м. В зальбандовых частях даек наблюдаются отчетливые зоны закалки, в которых вкрапленники плагиоклаза ориентированы параллельно контакту, нередко подроблены и развальцованы. Последнее, видимо, связано с проявлением тектонических движений вдоль контактов даек в момент еще неполной их консолидации (фиг. 9).

Все перечисленные генерации даек, как и субэффузивные интрузии, имеют чрезвычайно близкий петрографический состав, что подтверждает вывод об их генетическом единстве (табл. 3).

Следует отметить следующие петрологические особенности пород даек плиоценового возраста.

1. Вкрапленники пород этой группы магматических образований имеют интрателлурическое происхождение, о чем свидетельствует их относительно хороший идиоморфизм; интенсивная коррозия их базисом, наличие реакционных кайм пироксена по роговой обманке и кварцу, кайм роговой обманки вокруг биотита; зональное строение плагиокла-

Таблица 3

Петрографические свойства даек диорит-порфиритов, свя-

Генерация	Порода	Вкрапленники				Основная масса состав
		общее содержание, %	минеральный состав	содержание от общего количества вкрапленников	размеры, мм	
Перимагматические дайки трещинной интрузии кварцсодержащих диорит-порфиритов	Кварцсодержащие диорит-порфириты	40—50	Андезин, Роговая обманка, Кварц, Биотит	65—70 25—30 0,5 5	0,3—2,0 0,4—0,6 иногда до 1,5 0,2—0,8 0,4—0,6	Кварц-полевошпатовое вещество, хлорит, микролиты плагиоклаза
Перимагматические дайки трещинной интрузии кварцевых диорит-порфиритов	Кварцевые диорит-порфириты	20—30	Андезин № 38—40, Роговая обманка, Кварц	40—60 60—40 0—10	0,8—1,4 0,8—1,4 —	Микролиты плагиоклаза, роговой обманки и кварц-полевошпат-хлоритовые продукты раскристаллизации стекла
Дайки, секущие интрузию	То же	40—45	Андезин № 40, Роговая обманка, Кварц, Биотит	55—60 — — —	0,6—4,0 — — —	Альбит, хлорит, кварц, калишпат, рудный минерал
	Диорит-порфириты роговообманковые	10—25	Андезин № 38—39, Роговая обманка, Кварц	До 70 20—25 До 5	До 3,0 0,5—3,0 —	Полевошпатовое вещество, микролиты плагиоклаза
	Диорит-порфириты пироксенроговообманковые	10—25	Плагиоклаз; I-я генерация — андезин № 38—39, II-я — Лабрадор № 52 (центр), андезин № 32—35 (периферия), Роговая обманка, Авгит, Кварц	60—65 20—25 —	0,5—1,5 До 3,0 0,5—3,0 0,3—2,0	Микролиты андезина и авгита, ксеноморфные зерна кислого плагиоклаза

зов и роговой обманки и, наконец, резко различный размер вкрапленников и минералов основной массы.

2. Для даек диоритовых порфиритов характерно появление во вкрапленниках и основной массе пироксена, образование оторочек пироксена вокруг роговой обманки, а также то, что в зональных плагиоклазах внешние зоны более основные, чем центральные ядра.

3. Вдоль контактов даек наблюдается протокластическое дробление вкрапленников, завихрение и ориентировка их вдоль контактов.

4. Характерно наличие сложно построенных даек, образовавшихся в результате повторного внедрения магмы близкого состава в одни и те же трещины при еще неполной консолидации более ранних порций магмы.

Таким образом, геологические факты, показывающие временную близость формирования всех магматических пород этой группы, дополняются фактами петрохимического и петрологического сходств этих пород. Все это указывает на то, что они являются производными одного магматического очага.

Таблица 3 (окончание)

занных с плиоценовыми субэффузивными трещинными интрузиями

Основная масса	Акцессорные минералы	Характер контактов	Вторичные изменения	
			общие	специфические для отдельных даек
Микрофельзитовая, криптокристаллически-аллотриоморфнозернистая	Рудный апатит, ортит, циркон, монацит, сфен	Несколько уменьшается количество вкрапленников, их размеры. Нередко они ориентируются параллельно контакту. Иногда наблюдается протокластическое дробление с растягиванием вкрапленников плагиоклаза в полосы, параллельные контакту	Все породы в большей или меньшей степени проплагитизированы: плагиоклаз деанортизирован, роговая обманка заменена хлоритом, карбонатом, эпидотом, рудным. В основной массе — вторичный кварц, миндалитки, выполненные хлоритом, эпидотом, карбонатом, кварцем, альбитом	Породы очень сильно изменены. По плагиоклазу — альбит, серицит, карбонат, цеолит или эпидот, цеолит, серицит. Есть цеолит и по роговой обманке
Апоинтерсертальная, апогиалопилитовая	Апатит, сфен, титаномагнетит			По плагиоклазу — альбит, серицит, соссорит, реже карбонат. По роговой обманке — биотит, кварц. По биотиту — роговая обманка
Микроаллотриоморфнозернистая, микрофельзитовая, реже микрогипидиоморфнозернистая	Сфен, циркон, титаномагнетит, апатит			
Микропойкилитовая	Титаномагнетит, апатит, сфен			По плагиоклазу—эпидот, карбонат, альбит. По роговой обманке — актинолит, кварц, биотит
Микрогипидиоморфнозернистая	Циркон, рутил		По плагиоклазу — эпидот, карбонат, альбит. По роговой обманке — актинолит, кварц, биотит, пироксен. По пироксену — карбонат, хлорит	

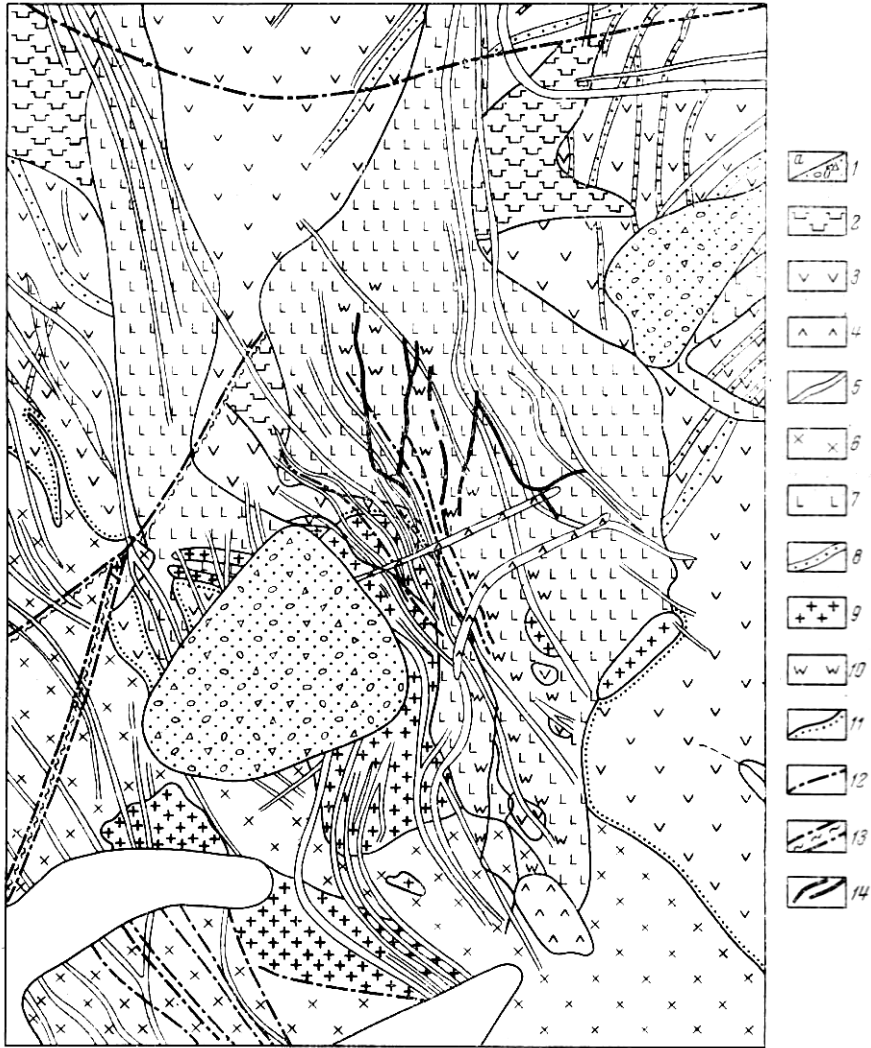
Изменение состава даек от основных к кислым отражает дифференциацию в магматическом очаге.

На конечных этапах становления этого очага появляются более основные дайки диорит-порфиритов, что, видимо, может быть объяснено глубинной ассимиляцией магмой основных пород. Последнее подтверждается наличием в этих дайках большого количества ксенолитов. Изменение химизма даек во времени (от ранних генераций к поздним) отражено в табл. 4.

Таблица 4

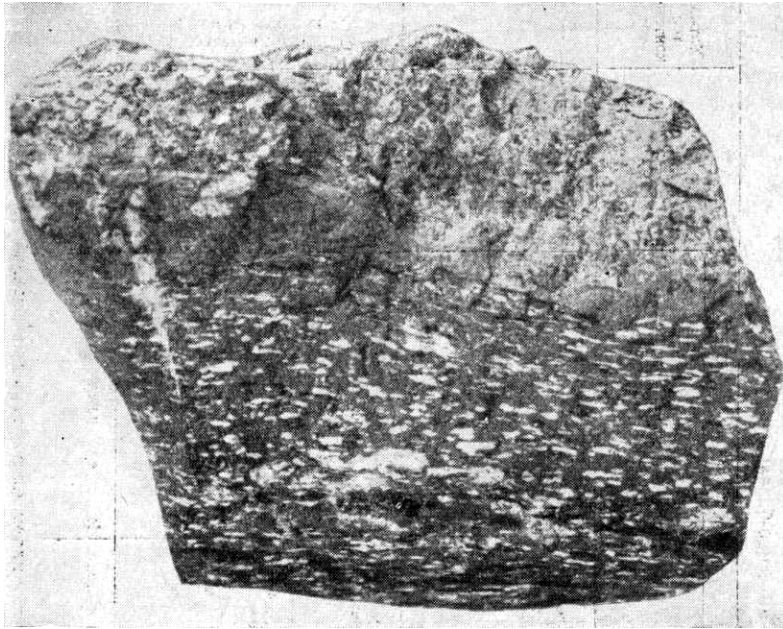
Содержание щелочей и кремнекислоты в плиоценовых жильных образованиях

Порода	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂
Кварцсодержащий диорит-порфирит	3,58	2,26	60,04
Кварцевый диорит-порфирит	3,98	2,58	64,10
Диорит-порфирит	3,18	1,87	55,91—56,24



Фиг. 8. Схематическая геологическая карта месторождения «Лазурное» (составили В. П. Полохов, О. Н. Вольнец, И. К. Волчанская, Г. Б. Флеров, Д. И. Фрих-Хар)

1 — четвертичные аллювиальные (а) и делювиальные (б) образования: галечники, суглинки, щебенка, осыпи; 2 — средний миоцен, березовская свита: андезит-дациты и их туфы; 3 — палеоген, кирганикская свита: порфириды, туфы, лавобрекчии, лавоагломераты; 4 — нижнечетвертичные дайки и нежки базальтов и андезито-базальтов; 5 — дайки диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов; 6 — субвулканическая интрузия кварцевых диорит-порфиритов; 7 — субвулканические интрузии и дайки кварцсодержащих диорит-порфиритов; 8 — дайки микродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов и габбро-диоритов миоценовой интрузии; 9 — миоценовая интрузия гранодиоритов, кварцевых диоритов, габбро-диоритов, кварцевых сиенит-диоритов, диоритов; 10 — гидротермально измененные породы; 11 — ореолы контактового метаморфизма; 12 — разрывные нарушения; 13 — зоны брекчирования; 14 — рудные тела, жилы выполнения и вмороженные зоны



Фиг. 9. Контакт дайки кварцевых диоритовых порфиритов с порфиритом Кирганикской свиты. В дайке вкрапленники ориентированы параллельно контакту. 1/2 нат. вел.

В табл. 5 дано сравнение элементов-примесей в минералах даек, связанных с массивом диоритов и даек.

Таблица 5

Характерные элементы примеси в минералах жильных пород района Кирганикского перевала (Срединный хребет)

Минерал	Жильные породы массива кварцевых диоритов миоценового возраста, %	Субэффузивные жильные породы плиоценового возраста, %
Плагиоклаз	Sr — 0,1—0,3	Sr — 1,0
Роговая обманка	Pb — 0,001 — 0,003 Co — 0,007 — 0,009 Ni — 0,007 — 0,009 Cr — 0,04 — 0,06	Co — 0,01 — 0,03 Ni — 0,01 — 0,03 Cr — 0,007 — 0,01 P — 0,1—0,3

Дайки нижнечетвертичных базальтов и андезитобазальтов

Дайки этого типа малочисленны и развиты преимущественно в юго-восточной части дайкового поля, где они отчетливо секут плиоценовые субэффузивные интрузии и дайки (фиг. 8). По составу они идентичны вулканогенным образованиям нижнечетвертичного возраста и являются, видимо, их подводными корнями.

Для даек характерна столбчатая, реже шаровая, отдельность. Мощность их не превышает 10—15 м, протяженность — 0,5—0,8 км. Выполняют они трещины северо-западного и северо-восточного направлений. Характерной особенностью пород даек являются их исключительная свежесть и наличие среди вкрапленников в небольших количествах

Таблица 6

Петрографические свойства даек нижнечетвертичных базальтов и андезито-базальтов*

Порода	Вкрапленники				Основная масса		Акцессорные минералы	Характер контактов
	общее содержание, %	минеральный состав	содержание от общего количества вкрапленников, %	размер, мм	состав	структура		
Базальты	60—70	Плаггиоклаз I генерации — лабрадор № 67—69; II генерации — андезин № 38—39 Роговая обманка Авгит Оливин	35—40 10—15 45—50 0—5	До 1,0 0,3—0,4 До 1,0 0,4—0,5	Микролиты плаггиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена, стекло	Интерсерральная, гиалопилитовая	Магнетит, апатит	—
Андезито-базальты	5	Лабрадор Авгит	— —	0,4—0,5 0,2—0,3	Андезин-лабрадор № 45—55, моноклинный пироксен, реже оливин, ромбический пироксен, немного стекла (до 10%)	Микрогипидиоморфнозернистая, интерсерральная	Магнетит	В контактах отчётливые зоны закали
Андезиты	15—30	Плаггиоклаз I генерации — андезин № 40—43; II генерации — андезин № 45—48 Роговая обманка Авгит Биотит	35—45 50—60 5—10 0,3	1,0—2,0 0,3—0,5 0,3—0,4 0,3—0,5	Микролиты андезина № 45—50, моноклинного пироксена, роговой обманки, ромбического пироксена, стекло	Интерсерральная, гиалопилитовая	Магнетит апатит, реже циркон	
Плаггиоклазовые андезиты	5	Андезин № 43	До 0,7		Микролиты андезина и стекло	Интерсерральная	Магнетит	—

* Вторичные изменения в породах весьма слабые. Наблюдается опацификация роговой обманки и иногда развитие идингита по оливину, пироксену.

Таблица 7

Оптические свойства минералов жильных пород Кирганикского дайкового поля

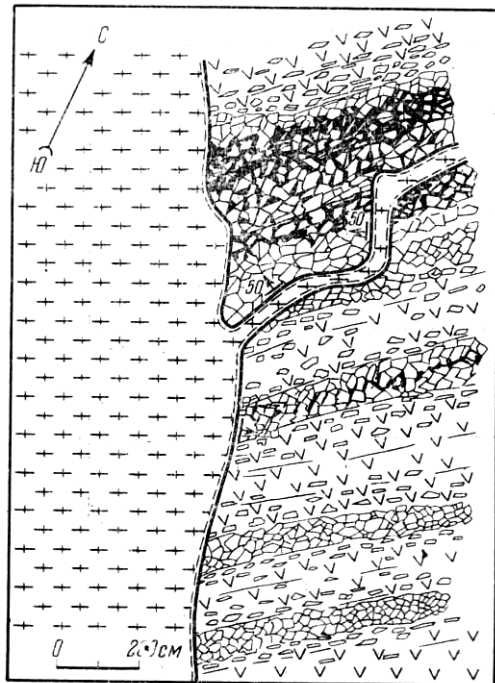
Минерал	Пластовые интрузии порфи- ровидных шонкинитов палео- генового (?) возраста		Жильные породы массива кварцевых диоритов предсреднеиоцеенового возраста				Дайки диорит-порфи- ритов, кварцсодер- жащих и кварцевых диорит-порфиритов, связанные с плиоце- новыми субэффузивны- ми трещинными интрузиями	Нижнечетвертичные дайки базальтов, андезито-базальтов и андезитов
			перимагматические дайки	дайки I этапа		дайки II этапа		
				порфиоровидные диориты	аплиты			
Плагио- клаз	—		Андезин-лабрадор, лаб- радор № 52—56	Андезин № 45	Олигоклаз № 25—30	Андезин-лабрадор, лабрадор № 50—58	Андезин № 38—40	Андезин № 40—43, лабрадор № 57—65
Роговая об- манка	—		Обыкновенная, зелено- вато-бурая — $c:Ng =$ $= 16—20^\circ$, ($-$) $2V =$ $= 76—84^\circ$	Обыкновенная зелено- вато-бурая — $c:Ng =$ $= 11—13^\circ$, до $18—20^\circ$; $-2V = 76—84^\circ$	—	Оксироговая с колебаниями от обыкновенной до базальтиче- ской, бурая, буровато-коричне- вая, красновато-бурая, желто- бурая, зеленовато-бурая; $c:Ng$ обычно $12—14^\circ$, колебания от $5—10^\circ$, $-2V$ обычно $80—82^\circ$, колебания от 72 до 88° , Ng — — $Np = 0,021—0,023$, до $0,030—$ $0,031$. В зональных кристаллах центр: $-2V = 76—78^\circ$. Края: $-2V = 84-86^\circ$.	Обыкновенная зеле- ная — $c:Ng = 21—23^\circ$, $-2V = 70—78^\circ$, Ng — — $Np = 0,023—0,025$	Базальтическая крас- но-бурая — $c:Ng$ — до 10° , $-2V = 76—80^\circ$, $Ng—Ne$ — около $0,040$
Пироксен	моно- клин- ный	Авгит — $c:Ng = 40—42^\circ$, $-2V = 58—62^\circ$; эгирин- содержащий авгит — $-2V = 62^\circ$; $c:Ng = 6^\circ$	Авгит $c:Ng = 42—45^\circ$, $2V =$ $= 64—66^\circ$	—	—	Авгит — $c:Ng = 42—45^\circ$, $2V =$ $= 52—56^\circ$, $Ng—Np = 0,020—$ $= 0,025$	Авгит — $c:Ng = 45^\circ$, $2V =$ $= 52—54^\circ$, $Ng—Np =$ $= 0,022$	Авгит — $c:Ng = 43^\circ$, $2V =$ $= 54^\circ$
	ромби- ческий	Гиперстен: — $2V = 50^\circ$	—	—	—	—	—	Гиперстен
Калишпат	Анортоклаз: — $2V = 54—56^\circ$		—	—	Анорто- клаз: — $2V =$ $= 50—55^\circ$	—	—	—

оливина. Петрографические свойства даек этой группы представлены в табл. 6, оптические свойства минералов жильных пород всего дайкового поля Кирганикского перевала — в табл. 7.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СУХОЕ ОЗЕРО

Характеристика вмещающих пород

Среди порфиров кирганикской свиты на участке Сухое озеро развиты своеобразные гидротермально измененные породы (метасоматиты). Они слагают вытянутое в субмеридиональном направлении поле шириной около 800 м (см. фиг. 2). Гидротермально измененные породы (метасоматиты) неоднородны по составу. В пределах указанного поля выделяются несколько зонально построенных полос, в периферических частях кото-



Фиг. 10. Дайка плагиоклазовых гранофиров, пересекающая метасоматиты. В дайке и ее апофизе отчетливо выражена зона за-
калки (ключ Короткий)

1 — порфиры; 2 — метасоматиты; 3 — лавобрекчии;
4 — гранофиры; 5 — падение плоскости контактов дайки гранофиров

рых развиты биотит-пироксен-полевошпатовые зеленые и зелено-вато-серые с розоватым оттенком породы. Местами встречаются порфирировидные или гиганто-порфирировидные разности, в которых вкрапленники достигают 3 см в длину и 1,5 см в поперечнике. Текстуры пород пятнистые или ориентированные. Переходы к неизменным разностям пород постепенные, в единичных случаях отмечаются резкие контакты.

В центральной части полос развиты биотит-калишпатовые и калишпатовые разности пород, которые состоят из множества беспорядочно ориентированных прожилков розовато-белого, белого и красноватого калиевого полевого шпата. Как зоны в целом, так и отдельные прожилки, слагающие их, не имеют четких границ и как бы растворяются в массе метасоматитов (фиг. 10). Именно к этим участкам поля метасоматически измененных пород приурочены и рудные скопления халькопирит - халькозин - борнитового состава. Кроме того, в виде гнезд густой вкрапленности или коротких прожилков встречаются скопления титано-магнетита, ассоциирующего большей частью с биотитом.

Прожилки калишпатового состава встречаются в порфиритах, где, как правило, имеют асимметричное строение: четкие контакты со стороны лежащего бока и неотчетливые границы с постепенными переходами в слабо измененные разности со стороны висящего бока. Нередко прожилки калишпатового состава пересекают друг друга. Формирование метасоматитов происходило, видимо, в результате длительного многостадийного пропитывания щелочными растворами милонитизированных порфиров.

В менее трещиноватых или немилонитизированных порфиритах метасоматиты развиты менее интенсивно. Следовательно, диффузионный метасоматоз по сравнению с инфильтрационным имел меньшее значение.

В результате метасоматического замещения порфиритов образовалась серия измененных пород, связанных постепенными переходами. В идеальной схеме эта последовательность в направлении от неизменных порфиритов к участкам развития калишпат-биотитовых пород выражается в следующем виде:

1. Неизменные порфириты сменяются породами с псевдобрекчиевой текстурой, в которых в ортоклазовом цементе заключены «ксенолиты» порфиритов, корродированные зерна пироксенов, апатита, титаномагнетита и биотита.

2. «Ксенолиты» отсутствуют; по пироксену развиваются зоны обогащенного натрием эгиринсодержащего авгита; калишпат как бы пропитывает всю породу; интенсивной коррозии подвергаются вкрапленники.

3. Порода состоит из калишпата, биотита и апатита. Многочисленны взаимно пересекающиеся прожилки ортоклазового или ортоклаз-биотитового состава.

Основным порообразующим минералом метасоматитов является калинатровый полевой шпат (ортоклаз). По форме и оптическим свойствам различается несколько его генераций.

Изучение структурных особенностей метасоматитов позволило наметить последовательность образования различных генераций ортоклаза.

Первыми образуются наиболее низкотемпературные крупные лейстообразные кристаллы ортоклаза ($-2V = 76^\circ$), ксеноморфные зерна ортоклаза ($-2V = 71^\circ$) размером 1—2,5 мм образуются несколько позднее; последними образуются мелкозернистые (наиболее высокотемпературные для данного типа калишпата) разновидности ($-2V = 65^\circ$ и $-2V = 61^\circ$).

Таким образом, из приведенной последовательности видно, что образование генераций ортоклаза идет обратным путем, чем образование генераций магматических пород, и может быть объяснено лишь их метасоматической природой.

В преобладающей массе метасоматиты имеют пироксен-полевошпатовый состав при резко подчиненном значении биотита. Причем количественные соотношения между светлой и цветной частями породы варьируют в значительных пределах; от 15—20% до 70—80% цветных минералов. В среднем цветные минералы составляют около 45—50%, причем среди них преобладает пироксен. Он образует таблитчатые или бесформенные выделения, сравнительно равномерно распределенные в породе; нередки шлировые скопления на фоне калишпатовой массы (такситовая структура). В крупнозернистых и порфириовидных метасоматитах пироксен интенсивно корродирован и встречается в виде реликтов размером до 2 мм, округлых зерен или трещиноватых кристаллов, сцементированных калишпатом.

Изучение оптических свойств пироксенов показало, что бесцветные с желтоватым и зеленоватым оттенком зерна с типичной для диопсида ориентировкой постепенно меняют свойства, приближаясь к эгиринсодержащему авгиту. По пироксену развиваются хлорит, эпидот, карбонат, биотит; однако в большинстве случаев он сохраняет свежий облик.

Биотита примерно 8—10%. Встречаются выделения от 1,0 до 1,5 мм и биотит, образующий реакционные каймы по пироксену. Биотит замещается хлоритом, эпидотом и кальцитом. Он отчетливо корродируется калишпатом с образованием структур замещения. Нередко крупнопластинчатые агрегаты биотита деформированы; вдоль трещинок спайности в них развивается альбит.

Из аксессуарных широко развит апатит, встречающийся в форме кристаллов до 2 мм в поперечнике, а также в виде игольчатых скоплений, в меньшей степени сфен. Кристаллы апатита большей частью деформированы и интенсивно корродируются калишпатом.

Многочисленные прожилки, секущие метасоматиты, нередко имеют сложное строение: в их зальбандовых частях, как правило, развиты ориентированные параллельно стенкам кристаллы альбита, центральные части сложены карбонатом и эпидотом. Иногда в них можно обнаружить вкрапленность халькопирита и пирита. Встречаются также кварц-серицитовые прожилки, имеющие строго симметричное строение: серицит образует оторочки по стенкам, а центральные части выполнены кварцем.

Рудные зоны

Наибольший интерес среди гидротермальных образований представляет рудная минерализация, имеющая характер преимущественно халькопирит-борнит-халькозиновых прожилково-вкрапленных скоплений в метасоматически измененных породах.

По данным разведочных работ (А. И. Байков, Я. Ш. Геворкян и др.), в пределах поля метасоматически измененных трахиандезито-базальтов рудная минерализация концентрируется в виде двух субмеридиональных параллельных зон: Центральной и Западной, прослеженных по простиранию, соответственно на 1100 м при средней мощности 50 м и на 500 м при мощности 70—80 м.

Для указанных зон отмечены некоторые элементы внутренней зональности, выражающиеся как в различии минерального состава измененных пород в их центральных и внешних частях, так и в составе преобладающей рудной минерализации.

Так, центральные части зон, сложенные калишпатовыми породами, содержат преимущественно прожилково-вкрапленную минерализацию халькопирит-пиритового состава; во внешних частях зон, сложенных биотит-пироксен-калишпатовыми или пироксен-биотит-калишпатовыми породами, развиты халькозин-борнит-халькопиритовые и борнит-халькопиритовые прожилково-вкрапленные скопления. Кроме того, во внешних частях зон в большей степени развиты гнездовые и прожилковидные обособления магнетита и титано-магнетита. Мощность рудных обособлений варьирует от 1 до 50—60 м; располагаются они кулисообразно, образуют цепочки, вытянутые согласно с общим субмеридиональным простиранием.

Сложное геологическое строение рудных зон, как и сложное геологическое строение участков месторождения, обусловлено наличием многочисленных разновозрастных, большей частью послерудных даек, протягивающихся в субмеридиональном и субширотном направлениях. Возрастные соотношения даек между собой и с рудной минерализацией установлены на основании изучения непосредственных пересечений, изучения рудной вкрапленности в дайках, характера изменений в них. Так, например, в дайке плагиоклазовых гранофиров, секущей метасоматически измененные породы с обильной рудной вкрапленностью, отчетливо сохраняются флюиальность и закалка у контактов (см. фиг. 10). Кроме того, в дайке отсутствуют какие-либо признаки рудной минерализации. Процессы изменения плагиоклазовых гранофиров выражены в серицитизации плагиоклазов, разложении темноцветных. Нередко встречаются метакристаллы пирита и прожилки окислов железа.

Каких-либо явно выраженных признаков термального метаморфизма руд на контактах с дайками не наблюдается. Видимо, эти признаки могли быть затушеваны в результате (многократных внедрений магматических масс и прогрева всей рудовмещающей толщи. Структуры распада твердых растворов, характерные для руд халькопирит-борнитового состава и нередко свидетельствующие о термальном воздействии на борнит, здесь развиты повсеместно как у контактов даек, так и на значительном удалении.

Полевые наблюдения и всестороннее изучение каменного материала (в том числе определение абсолютного возраста гранитоидов, щелочных метасоматитов) позволяют с достаточной достоверностью считать, что внедрение гранитоидов и формирование их дайкового комплекса происходили после формирования зон метасоматически измененных пород и прожилково-вкрапленного оруденения. Все это дает основание считать возраст прожилково-вкрапленного медного оруденения и щелочных метасоматитов, вмещающих это оруденение, не неогеновым, как на это указывали Г. М. Власов и М. И. Василевский (1959, 1964), а более древним. Возникает и другой, не менее важный, вопрос — об источнике и природе минерализующих растворов, в результате деятельности которых сформировались зоны щелочных метасоматитов в палеогеновых трахиандезитобазальтах и оруденение, локализованное в этих зонах. На некоторые вопросы можно получить ответ из характеристики руд.

Характеристика руд

Минеральный состав руд месторождения Сухое озеро прост. Однако решение некоторых вопросов генезиса этого рудопроявления связано с определенными трудностями. Кроме того, это рудопроявление не имеет себе подобных как по составу руд, так и по геологическому положению. В Японии есть несколько месторождений меди в основных эффузивах, которые отдаленно напоминают Сухое озеро; но они находятся в несколько иной геологической обстановке и отличаются более сложным минеральным составом руд, позволяющим, однако, однозначно относить эти месторождения к группе низкотемпературных поствулканических.

Основными минералами руд месторождения Сухое озеро являются борнит, халькопирит, халькозин. Подчиненное положение занимают пирит, магнетит, гематит и др. Вторичные минералы (в зоне окисления) представлены малахитом, брошантитом, ковеллином, азурином, купритом и др. В шлифах нередко встречаются самородные золото и медь.

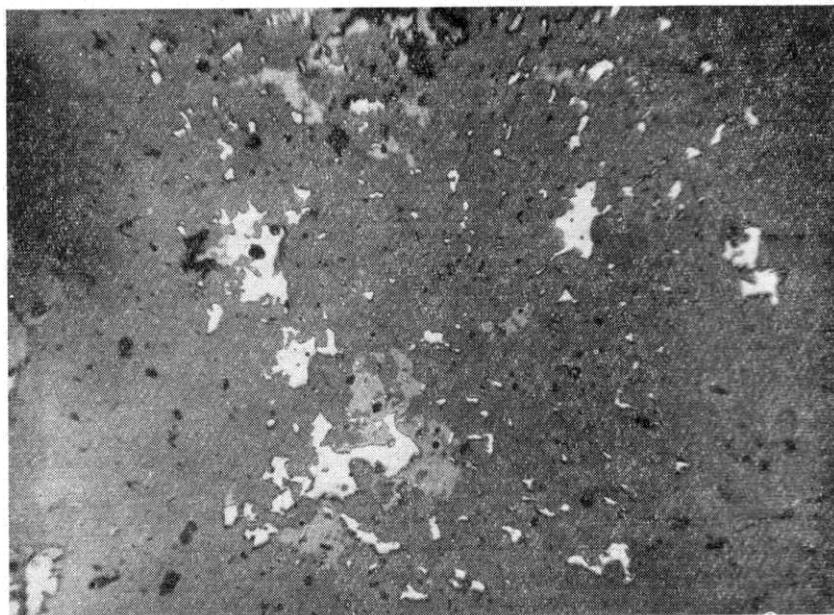
Борнит, халькопирит и халькозин с преобладанием какого-либо из них образуют выделения в виде густой вкрапленности или шпироподобных скоплений (фиг. 11). Пятнистые выделения размером от долей миллиметра до 1—1,5 мм, как правило, сопровождаются короткими прожилковидными ответвлениями от основного ядра, густой сетью проникающими в жильные минералы или заполняющими пространство между ними. В последнем случае возникают характерные псевдосидеронитовые структуры.

При наблюдении под микроскопом можно выделить два типа выделений борнита: борнит с тонкими веретенообразными или вытянутыми пластинками халькопирита, нередко образующими графические или субграфические структуры распада твердых растворов (фиг. 12), и борнит без пластинок халькопирита. В последнем случае борнит имеет несколько меньшую отражательную способность.

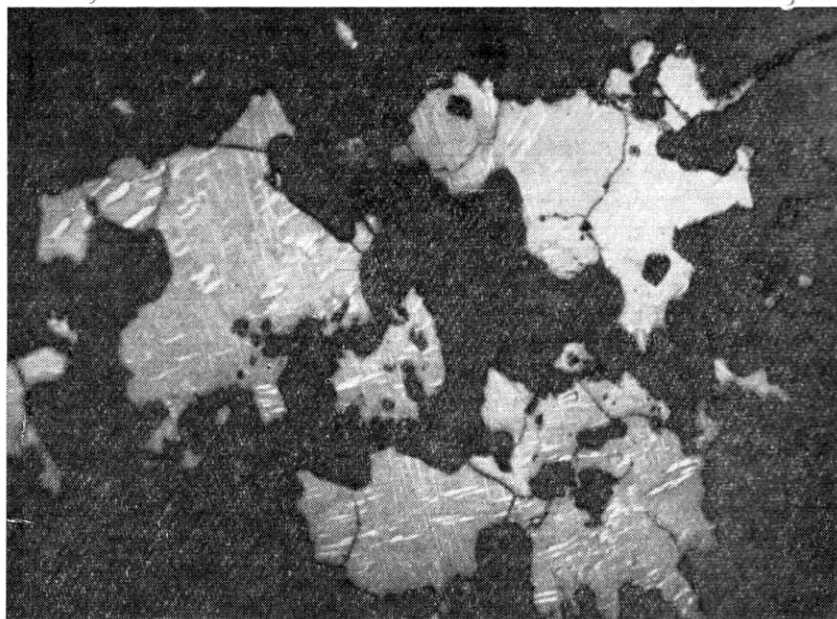
Кроме того, широко развиты равномернозернистые агрегаты халькопирита и борнита, состоящие из овальных или вытянутых зерен с признаками взаимного прорастания, что также свидетельствует о их практически одновременном отложении. В этом случае, как правило, в борните отсутствуют пластинки халькопирита и границы между ними резкие.

Часто в борните отмечаются точечные или в форме коротких столбиков выделения белого с чуть розоватым оттенком изотропного минерала. По заключению Т. Н. Шадлун, это может быть блеклая руда.

Борнит и халькопирит замещаются халькозином и ковеллином, которые развиваются в них вдоль трещинок или по периферии выделений. В случае замещения зерен борнита, содержащих пластинки халькопирита,



Фиг. 11. Вкрапленность борнита (светлое) в метасоматите (преимущественно в калишпате). Шлиф 1171, увел. 40



Фиг. 12. Решетчатая структура срастания борнита и халькопирита. Продольные полосы имеют четкие границы, поперечные — извилистые четковидные. Шлиф 070/2, увел. 15

та, последние нередко сохраняются в халькозине. В некоторых случаях в рудах халькозин преобладает, и только его ассоциация с ковеллином и наличие в нем реликтов борнита указывают на его негипогенное образование (фиг. 13). Негипогенное образование халькозина подтверждается и некоторыми косвенными данными. В частности, известно, что в минералах, которые ассоциируют с первичным халькозином, нельзя ожидать избытка CuFeS_2 , а вследствие этого и пластинок распада. В нашем же случае повсеместны отчетливые следы замещения борнита халькозином, содержащим пластинки халькопирита. Кроме того, в халькозине сохраняются точечные выделения борнита.

При этом мы не отрицаем наличия и гипогенного халькозина в рудах.

Халькопирит, так же, как и борнит, нередко образует обильные прожилково-вкрапленные скопления в щелочных метасоматитах (фиг. 14). Тонкие, нитевидные прожилки халькопирита проникают в жильные минералы, образуя густую сетку, или заполняют пространство между ними. Таким образом, возникают псевдобрекчиевые, псевдосидеронитовые текстуры руд. Встречающиеся в ассоциации с халькопиритом и борнитом (последний в этих участках имеет заметно подчиненное значение) магнетит и пирит идиоморфны, секутся прожилками халькопирит-борнитового состава. При этом в магнетите и пирите отчетливо выражены следы коррозии (фиг. 15).

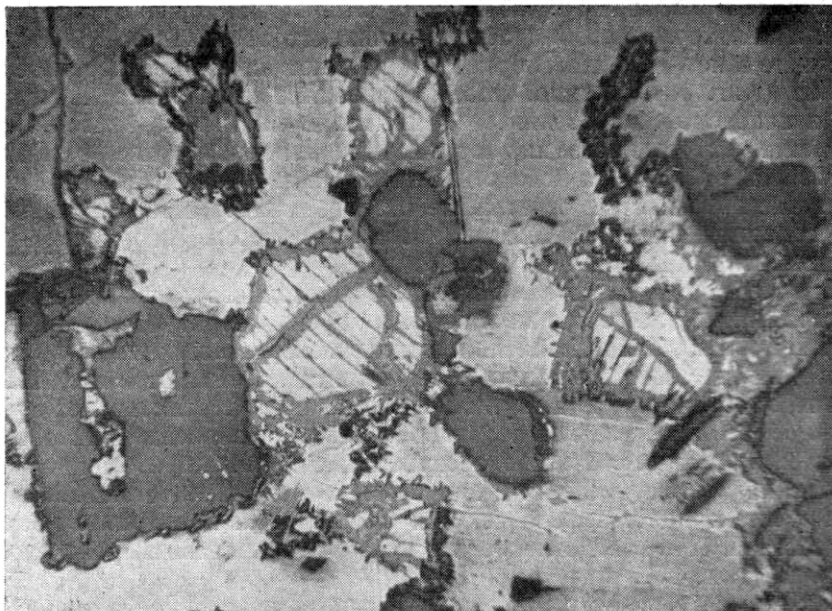
Как отмечено ранее, халькозин широко распространен и является одним из основных рудных минералов. Выделяется даже халькозин-борнитовый тип руд. В некоторых же участках халькозин в ассоциации с гематитом заметно преобладает над борнитом и другими сульфидами, образуя густую вкрапленность в виде отдельных зерен или сплошных масс с полигональными очертаниями зерен. Известно, что ромбический халькозин может иметь как гипогенное, так и гипергенное происхождение. Характерные структуры замещения, ритмические образования и реликты сульфидов в халькозине, наконец, ассоциация его с гематитом и заметное уменьшение халькозина с глубиной указывают на происхождение его за счет замещения борнита и халькопирита в приповерхностных условиях при воздействии поздних порций растворов, а возможно, и в результате термального метаморфизма руд под воздействием многократных внедрений магматического материала. Ассоциация халькозин + гематит, образовавшаяся в результате разложения борнита при повышении содержания кислорода в растворах, вероятно, отвечает условиям термального метаморфизма.

Кроме того, термальным метаморфизмом обусловлено широкое развитие решетчатых выделений халькопирита в борните, возникших в результате распада твердых растворов.

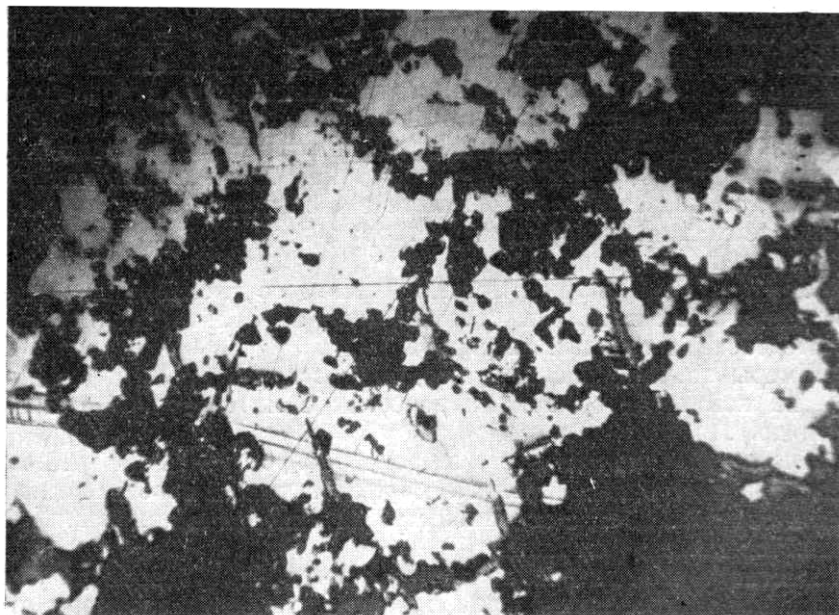
Примеры явлений распада твердых растворов борнита с халькопиритом на контактах с дайками известны в литературе (Филимонова, 1949, и др.).

Магнетит (титано-магнетит) широко распространен на всей площади развития измененных пород. По морфологическим особенностям и возрастным соотношениям с основной массой минералов измененных пород выделяются две его генерации.

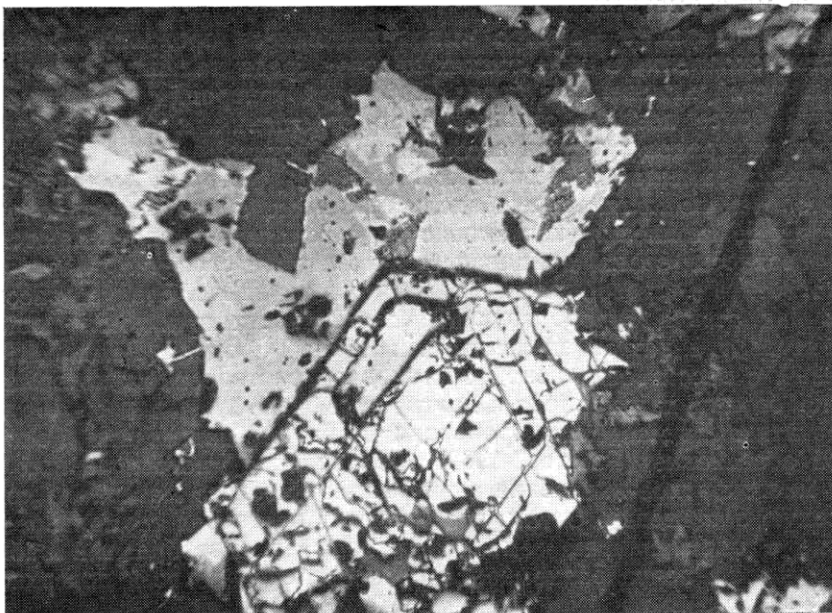
Магнетит первой генерации образует круглые, субизометричные, интенсивно корродированные зерна или агрегаты зерен размером от мелкой сypi до 5 мм в поперечнике (см. фиг. 15). Наиболее широко эта генерация развита во внешних частях зон метасоматически измененных пород, в участках перехода калишпат-ортоклазовых с пироксеном пород в пропильтизированные разности. Вероятно, образование магнетита здесь связано с перегруппировкой вещества, в частности с выносом железа, освобождающегося при разложении темноцветных минералов в трахиандезито-базальтах, в периферические части зон. Видимо, этим и



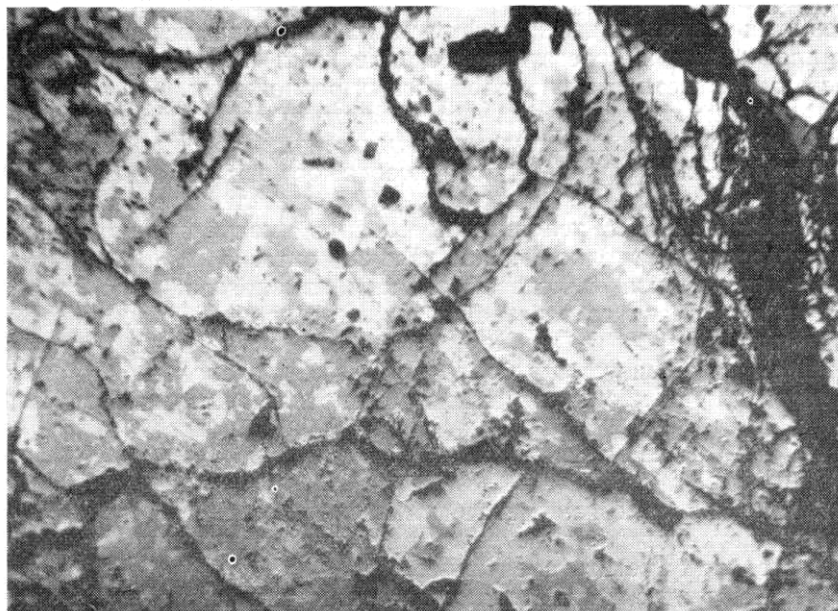
Фиг. 13. Борнит, по краям замещенный халькозином
По борниту также развивается пластинчатый ковеллин. Шлиф 1180, увел. 90



Фиг. 14. Халькопирит в метасоматите
Жильные минералы иногда сохраняют идиоморфизм. Шлиф 1167, увел. 90



Фиг. 15. Магнетит и ксеноморфный по отношению к нему борнит
Последний замещается халькозином и ковеллином. Шлиф 1171, увел. 90



Фиг. 16. Магнетит замещается гематитом. Шлиф 347, увел. 165

объясняется тот факт, что в основном магнетит этой генерации является более ранним по отношению к минералам, слагающим калишпат-ортоклазовые метасоматиты.

Вторая генерация — быстро выклинивающиеся прожилки, гнезда и пятнистые скопления в виде тонких цепочек среди калишпат-ортоклазовых разностей измененных пород. Для этой генерации магнетита характерны более позднее отложение по отношению к основной массе жильных минералов и тесная ассоциация с биотитом.

Магнетит замещается гематитом (фиг. 16), который развивается в виде оторочек по краям зерен, вдоль трещинок, образует незакономерные сетчатые скопления, когда пластинки гематита распределяются по всей поверхности зерна, придавая ему мозаичное строение. Мартитизацию магнетита — превращение в гематит, несомненно, следует рассматривать как отзвук рудообразующей деятельности при понижающейся температуре, т. е. как определенный гипогенный процесс (Рамдор, 1962), связанный с восстановительной обстановкой растворов, из которых отлагались борнит, халькопирит и другие сульфиды.

Мартитизация магнетита происходит и при его нагревании в окислительной обстановке (Рамдор, 1962). Образование многочисленных трещин и многократное внедрение в них магматического материала создавало такую обстановку. О том, что магнетит претерпел термальное воздействие с образованием гематита, указывает своеобразный габитус пластинок и их почти равномерное распределение по всей поверхности зерна (фиг. 16).

Наблюдаются и другие превращения магнетита, связанные с наложением поздней минерализации. В частности, образование пирита связано как с разложением темноцветных минералов, так и с сульфидизацией магнетита при воздействии сероводородсодержащих терм (фиг. 18). Магнетит замещается также борнитом и халькопиритом (фиг. 15, 17).

Пирит широко развит в пропилитизированных трахиандезито-базальтах, образует в них густую вкрапленность. Вкрапленники представлены как зернами с правильными очертаниями, являющимися, видимо, метакристаллами, так и агрегатными скоплениями пирита, возникающими на месте темноцветных минералов при их разложении.

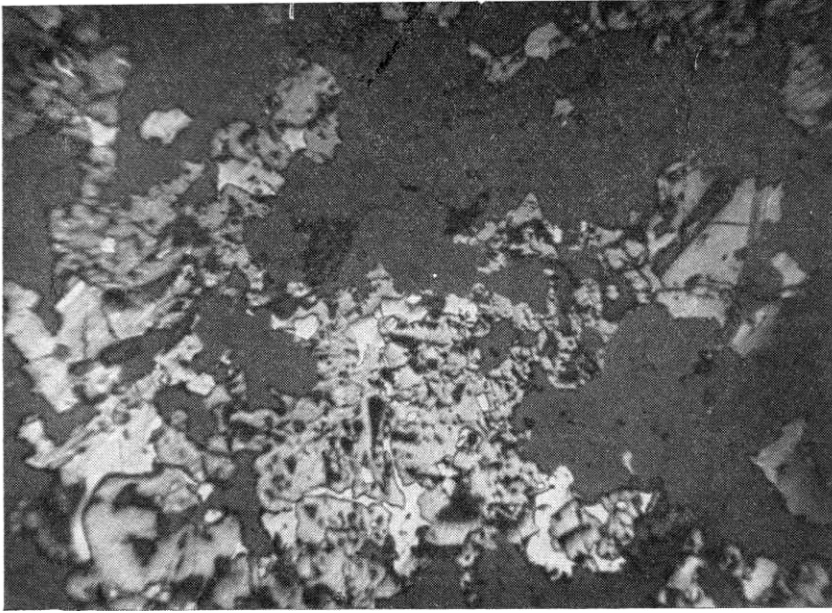
В прожилках калишпатового состава отмечаются скопления пирита в ассоциации с халькопиритом и гематитом. Идиоморфные зерна пирита секутся халькопиритом. Нередко и псевдоморфозы гематита по пириту также пересекаются халькопиритом, что свидетельствует о гипогенном превращении пирита в условиях повышенной концентрации кислорода еще до отложения основной массы халькопирита.

Прожилки пирита в метасоматически измененных породах, как и скопления карбонатного состава, завершают процесс палеогеновой минерализации. Однако не исключено, что эти образования могут быть отражением на этом участке более молодого, неогенового, этапа гидротермальной деятельности, связанной с внедрением кислых экзтрузий.

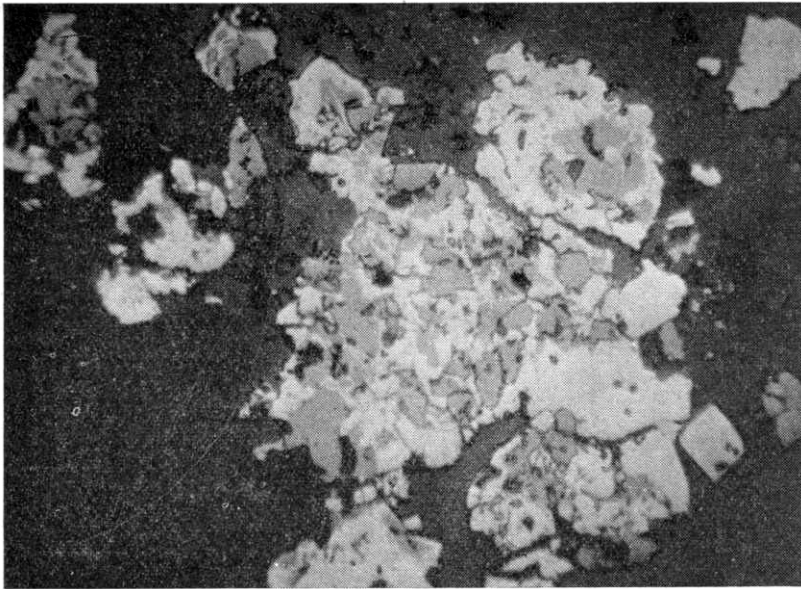
О генезисе месторождения

Касаясь вопроса связи метасоматически измененных пород и прожилково-вкрапленного оруденения в них с магматической деятельностью, следует заметить следующее:

1. Метасоматически измененные породы и локализованное в них оруденение пространственно связаны с толщей палеогеновых эффузивов повышенной щелочности. Последняя заметно возрастает к верхам разреза толщи, достигая максимума в наиболее поздних магматических образованиях этого этапа — шонкинитах, слагающих пластовые тела. Калиевый полевой шпат составляет в них основную массу. Как показали



Фиг. 17. Магнетит корродируется и сечется халькопиритом, шлиф 1180, увел. 40



Фиг. 18. Магнетит (серое), замещенный пиритом с образованием метакристаллов последнего, шлиф 3053, увел. 165

исследования Г. Б. Флерова и А. В. Колоскова (1966), О. Н. Волынца и других геологов (Волынец и др., 1963), щелочность пород эффузивной толщи первичная, не связана с наложением поздней магматической деятельности, в частности с внедрением интрузии кварцевых диоритов, формированием дайкового комплекса пород или с внедрением кислых интрузий.

2. Возрастание щелочности в ряду трахибазальт — шонкинит отражает, видимо, дифференциацию в отдельных магматических очагах. Г. Б. Флеров, А. В. Колосков (1966), О. Н. Волынец и другие геологи (1963) считают, что естественным результатом такой дифференциации могло быть отделение на ее определенном этапе щелочных гидротермальных растворов, которые вызывали интенсивную пропилитизацию эффузивов и образование в них существенно ортоклазовых пород.

3. Прожилково-вкрапленное оруденение, хотя и наложено на метасоматически измененные породы, однако локализуется только в пределах зон измененных пород. Кроме того, в распределении минеральных ассоциаций наблюдаются некоторые элементы зональности, в общих чертах совпадающие с зональностью измененных пород. Наконец, в формировании зон измененных пород и локализованного в них оруденения отмечается отчетливая сближенность во времени (метасоматиты и руды секутся многочисленными дайками, руды несут следы термального метаморфизма).

4. Палеогеновые эффузивы основного состава содержат значительные количества железа, меди и других компонентов. Гидротермальные растворы, проходящие через толщу этих эффузивов и производящие их метасоматическую переработку, помимо первичной обогащенности рудными компонентами, могли частично заимствовать их из вмещающих пород.

ПРОЯВЛЕНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В районе Кирганикского перевала медно-молибденовые рудопроявления обнаружены на двух участках.

Рудопроявление Лагерное находится в бассейне ключа Перевального — в верховье его правого притока — ключа Лагерного, на водоразделе между ключами Северным и Лагерным. Здесь в апикальной части интрузива гранитоидов встречаются штокверковые зоны, в которых кварцевые прожилки, выполняющие системы субширотных пологих трещин, содержат вкрапленность халькопирита, молибденита и пирита. Прожилковые зоны имеют небольшую протяженность при ширине в первые десятки метров. Мощность отдельных прожилков иногда достигает 5—10 см.

Встречаются кварцевые прожилки с вкрапленностью сульфидов (халькопирита и молибденита), сопровождающие дайки аплитов. На основании пересечений можно выделить как несколько генераций даек аплитов, так и несколько генераций кварцевых прожилков. Нередко вкрапленность сульфидов наблюдается и в дайках. Тесную ассоциацию аплитов и кварцевых прожилков с вкрапленностью сульфидов мы склонны рассматривать как результат дифференциации сложных остаточных расплавов, которые, внедряясь в трещинные полости, расщепляются на кварцевую и аплитовую части.

Приуроченность кварцевых прожилков с вкрапленностью сульфидов к апикальным частям интрузива, их тесная ассоциация с дайками аплитов свидетельствуют о генетической связи этого типа оруденения с гранитоидами, в которых оно локализовано.

Рудопроявление Туманное расположено в верховьях одноименного ключа — правого верхнего притока р. Средний Кирганик.

Здесь, преимущественно на контакте палеогеновых эффузивов с прорывающими их диоритами, прослеживаются зоны ороговикования с эпидотом и актинолитом. Когда зоны изменения захватывают диориты, в последних наблюдаются интенсивные биотитизация и альбитизация вплоть до превращения диоритов в своеобразный биотит-альбитовый грейзен с прожилково-вкрапленными скоплениями халькопирита. В актинолит-эпидотовых разностях измененных пород, образованных за счет преобразования основных эффузивов, наряду с обильной вкрапленностью магнетита в виде пятнистых расплывчатых скоплений и сыпи отмечаются вкрапленность и тонкие прожилки халькопирита. Пирит, как правило, встречается в форме идиоморфных или агрегатных скоплений. Молибденит, ассоциирующий большей частью с халькопиритом, имеет резко подчиненное значение, образуя редкие лучистые агрегаты, обнаруживаемые только под микроскопом. Магнетит корродируется и сечется прожилками халькопирита, подвергается замещению гематитом и сульфидизации (по магнетиту развиваются каймы пирита). Особенности геологического положения медно-молибденового оруденения ключа Туманного позволяют считать, что и здесь минерализация теснейшим образом связана с интрузией диоритов. Разница заключается в том, что на рудопроявлении ключа Лагерного генетическая связь медно-молибденового оруденения с интрузией диоритов очевидна, тогда как на рудопроявлении ключа Туманного эта связь несколько маскируется приуроченностью оруденения к линейно расположенным зонам измененных пород в диоритах (наряду с зонами приконтактных изменений). Последнее обстоятельство, по нашему мнению, было неправильно истолковано Г. М. Власовым и М. М. Василевским, которые отнесли измененные породы и медно-молибденовое оруденение ключа Туманного к проявлениям более глубоких фаций единого процесса, породившего в приповерхностных условиях полиметаллическое оруденение месторождения Лазурного. Кварц-карбонатно-сульфидные рудные тела этого последнего сопровождаются эпидот-хлоритовым и хлорит-карбонатными типами измененных пород и залегают на 200—300 м гипсометрически выше.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛАЗУРНОЕ

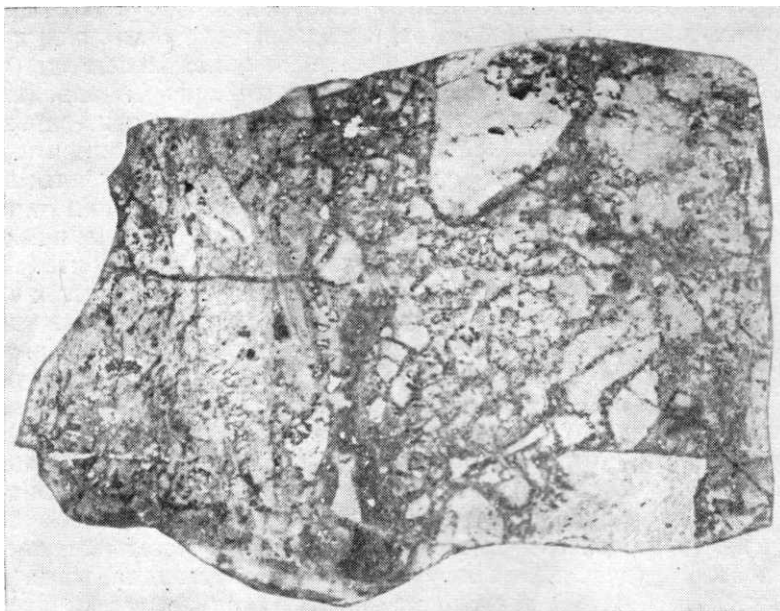
Месторождение расположено в верховье ключа Семи Холмов — верхнего левого притока р. Средний Кирганик.

Геологическая характеристика

На участке месторождения, преимущественно в пониженных формах рельефа, вскрываются гранодиориты, кварцевые диориты и диориты миоценового возраста, прорывающие верхнемеловые — палеогеновые отложения. Субвулканические полого залегающие интрузии кварцсодержащих диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов и их перимагматические дайки занимают значительную часть площади месторождения. Они прорывают эффузивные отложения верхней части анавагской серии (средний миоцен), интрузивный массив миоценовых гранитоидов и секутся дайками диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов. Последние на участке месторождения и за его пределами выполняют системы субмеридиональных и северо-западных трещин (см. фиг. 8).

Самыми молодыми магматическими образованиями являются дайки и некки базальтов и андезито-базальтов предположительно нижнечетвертичного возраста.

Рудные тела кварц-сульфидного и карбонатно-сульфидного составов, а также зоны гидротермально измененных пород, сопровождающие эти



Фиг. 19. Образец из зоны брекчирования

Обломки диорит-порфирита цементируются халцедоновидным кварцем с вкрапленностью халькопирита и других сульфидов. Natur. вел.

рудные тела и зоны дробления, секутся дайками нижнечетвертичных базальтов и андезито-базальтов. Дайки диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов, являющиеся наиболее молодыми геологическими образованиями на участках месторождений Сухое озеро и Лагерное, здесь, на участке месторождения Лазурного, пересекаются рудными жилами и подвержены интенсивному гидротермальному изменению.

Учитывая такие геологические соотношения между дайками и рудными жилами, мы приходим к определенному выводу, что на месторождении Лазурном полиметаллическое оруденение и зоны гидротермально измененных пород, сопровождающие это оруденение, формировались в послесреднемиоценовое время и что оруденение парагенетически связано с кислыми субэффузивными трещинными внедрениями. Об этом свидетельствует приуроченность оруденения гидротермально измененных пород и субвулканических интрузий к одним и тем же тектонически ослабленным зонам или разломам, оперяющим эти зоны.

Большинство рудных тел месторождения Лазурного располагается в пределах экструзивного, вытянутого в меридиональном направлении, полого падающего тела и в плане образует систему жил, веерообразно расходящихся к северу от штокверковой зоны (см. фиг. 8). Ориентировка их изменяется от 0 до 340° с падением под углом 50—70° на северо-запад и от 0 до 40° с падением под углом 60—70° на юго-восток.

Хотя структурный план рудовмещающих трещинных зон до конца не выяснен, имеющиеся материалы позволяют считать, что основная часть рудных тел контролируется системой субмеридиональных нарушений, определяющих также пространственное положение даек диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов. Рудные тела северо-восточного простирания, видимо, контролируются системой оперяющих трещин.

В морфологическом отношении рудные тела при их средней мощности 1—1,5 м представляют собой зоны брекчий, в которых обломки вме-

щающих пород цементируются кварцем (халцедоном) и карбонатами с вкрапленностью сульфидов (фиг. 19). Брекчиевые или псевдобрекчиевые текстуры руд сменяются полосчатыми и друзовыми.

Наличие этих текстур позволило выделить три последовательные стадии формирования рудных тел Лазурного месторождения: 1) кварц-галенит-сфалеритовую, 2) кварц-карбонатную с сульфидами, 3) карбонатную с халцедоном.

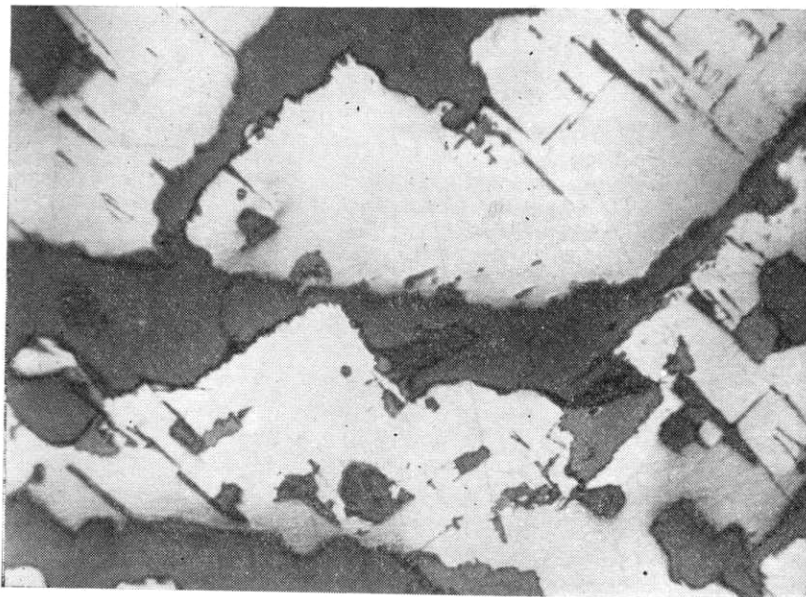
Наряду со сложными рудными телами, формирование которых протекало в течение всех трех названных стадий минерализации, встречаются жилы, минеральный состав которых отвечает только минеральному составу одной из этих стадий. Например, жилы северо-восточного простирания имеют кварц-карбонатный состав; некоторые же участки жилы № 1 сложены массивными галенит-сфалеритовыми рудами.

Помимо системы кварц-сульфидных и кварц-карбонатных жил, сопровождаемых чехлом интенсивно измененных пород с определенной симметричной зональностью, на Лазурном месторождении развиты штокверковые зоны, сменяющие по простиранию рудные жилы (например, штокверковая зона в южной части месторождения сменяет по простиранию жилу № 2 и др.).

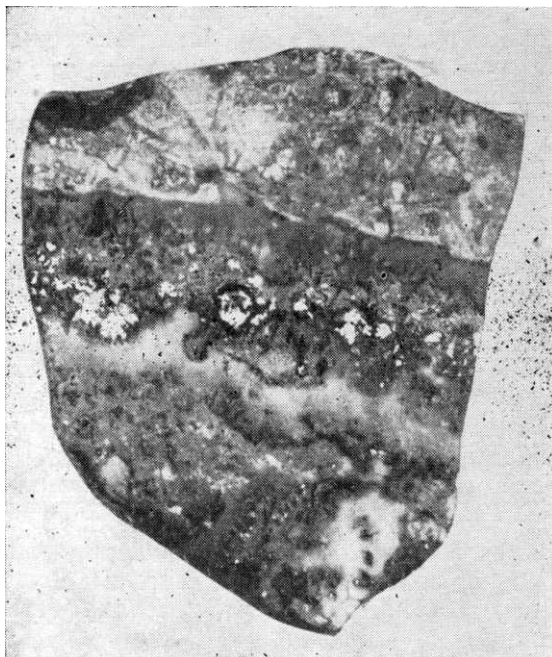
Штокверковые зоны, достигающие иногда 40 м мощности, представляют собой участки интенсивно пропилитизированных пород с кварц-сульфидными и кварц-карбонатными прожилками. В составе прожилков, как и в рудных жилах, отмечаются сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, самородное золото и серебро и сера. Из минералов зоны окисления определены смитсонит, церуссит, ковеллин, гетит и гидрогетит, малахит, азурит.

Минеральный состав руд

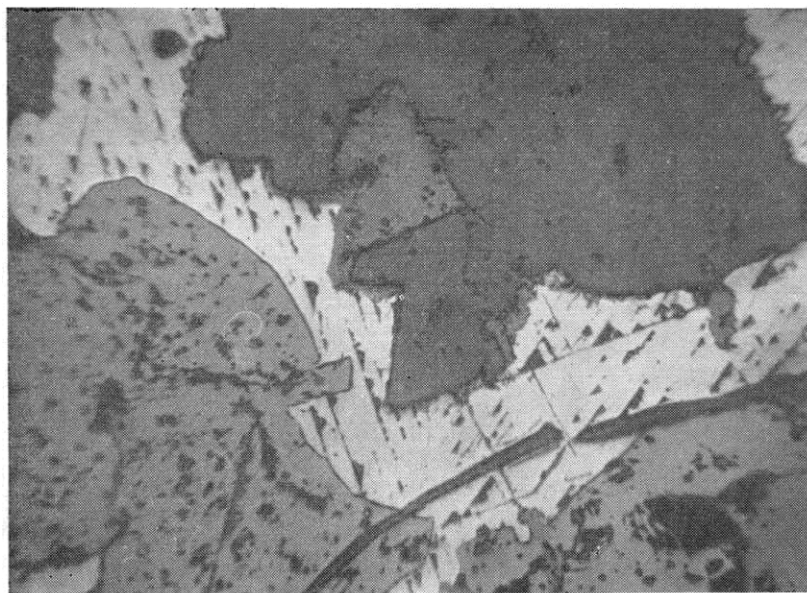
Галенит наряду со сфалеритом и халькопиритом широко развит в рудных телах месторождения. Он встречается в форме угловатых обломочного облика агрегатов в кварцевых жилах. При этом отчетливо видно замещение галенита кварцем (фиг. 20); вдоль плоскостей спайности



Фиг. 20. Замещение галенита кварцем, проникающим вдоль плоскостей спайности. Шлиф 332, увел. 40



Фиг. 21. Кварц-сульфидный прожилок
Зальбанды сложены щетками кварца, в центре — галенит и сфалерит. Natur. вел.



Фиг. 22. Кайма галенита по сфалериту. Шлиф 332, увел. 40

в галенит проникают тонкие прожилки кварца и карбонатов. Скопления галенита пронизаны метакристаллами кварца.

В других случаях галенит, тесно ассоциирующий со сфалеритом, выполняет центральные части кварцевых прожилков, зальбанды которых сложены щетками кварца (фиг. 21). Галенит в этих прожилках образует оторочки по сфалериту (фиг. 22). Наконец, встречаются массивные, преимущественно галенитовые, руды с прожилковидными или пятнистыми выделениями в халькопирите. Характерная особенность галенитов месторождения Лазурное — повышенное содержание в них серебра, теллура, висмута и др. (фиг. 23).

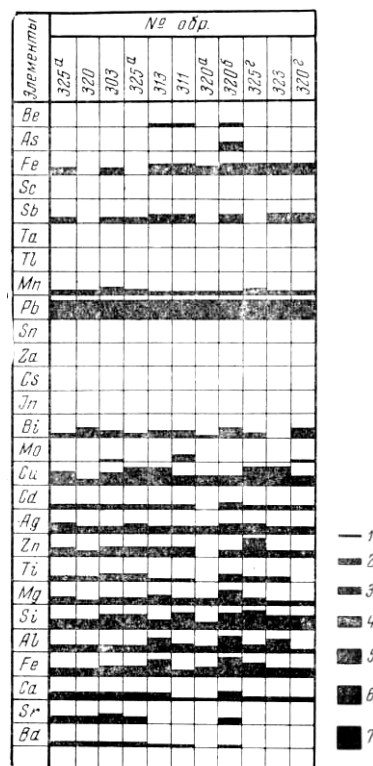
Под микроскопом в галените постоянно отмечаются мелкие (0,01 мм в поперечнике) линзовидные или изометричные выделения аргентита, с которыми ассоциируют самородное золото и серебро (фиг. 24). Размеры выделений очень малы, и, конечно, в диагностике могут быть допущены ошибки. Возможно, мы здесь имеем дело с теллуридами золота и серебра. Вероятно, этим и объясняется повышенное содержание в галенитах теллура.

Халькопирит не образует значительных скоплений, однако встречается в рудных телах месторождения. В одних случаях — это обильная вкрапленность в зонах брекчирования и вдоль зальбандов кварцевых жил, в других — прожилковидные или линзовидные скопления в кварце и, наконец, в обломках руд ранней кварц-сульфидной стадии в кварц-карбонатных жилах.

В кварц-сульфидных жилах халькопирит преобладает над сфалеритом; прожилки и гнездовидные скопления халькопирита образовались позднее сфалерита, но в свою очередь пересекаются кварцем и содержат метакристаллы кварца (фиг. 25).

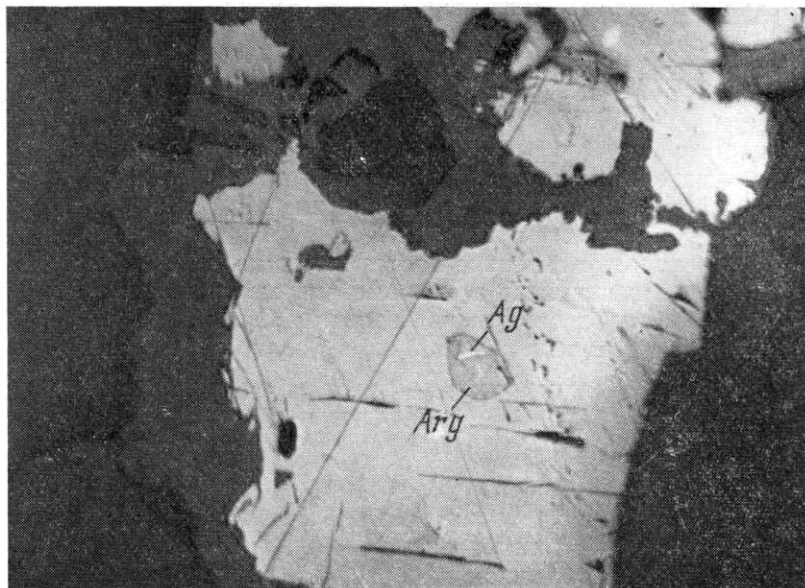
В кварц-карбонатных жилах, помимо угловатых обломков кварц-сульфидного состава (сфалерит, халькопирит), встречаются расплывчатые скопления тонкой вкрапленности и сыпи халькопирита, ассоциирующего с клеофаном. В сфалерите иногда наблюдаются обильная эмульсионная вкрапленность халькопирита и изометричные выделения блеклой руды. Халькопирит значительно легче других сульфидов подвергается замещению гидроокислами железа с образованием лучистых агрегатов гематита. Поэтому сравнение их количественных соотношений несколько затруднительно.

Сфалерит также относится к числу основных сульфидов в кварц-сульфидных жилах; редкая вкрапленность его отмечается и в поздних кварц-карбонатных жилах, где он представлен разностью соломенно-желтого цвета, не содержащей эмульсионных выделений халькопирита. Помимо угловатых обломков, пронизанных тонкими прожилками кварца,

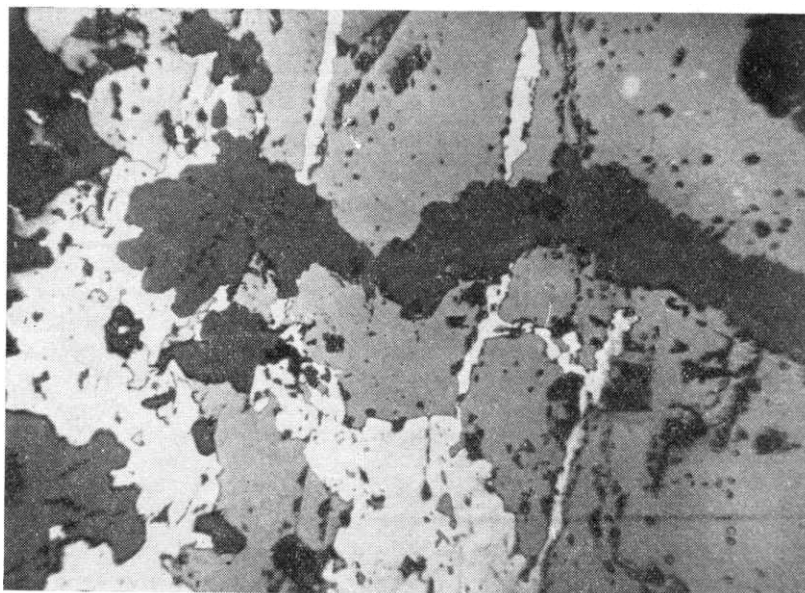


Фиг. 23. Результаты спектральных анализов галенитов (месторождение «Лазурное»)

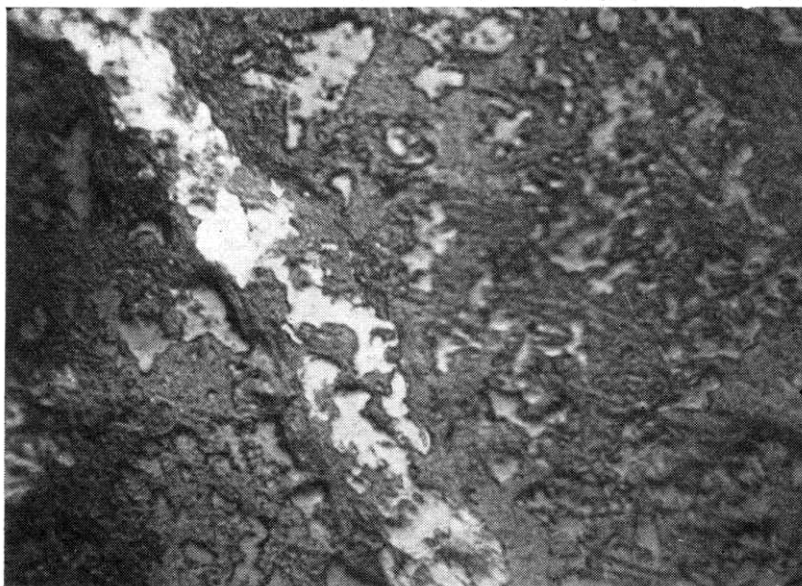
1—0,0001—0,0009%; 2—0,001—0,009%; 3—0,01—0,09%; 4—0,1—0,9%; 5—1—3%; 6—4—6%; 7—9% и более



Фиг. 24. В галените — изометричное выделение аргента (*Arg*), в аргентите — линзочка самородного серебра (*Ag*). Шлиф 325, увел. 320



Фиг. 25. Прожилки халькопирита, пересекающие сфалерит (серое) и в свою очередь пересеченные кварцем (темное). Шлиф 307/1, увел. 90 (месторождение «Лазурное»)



Фиг. 26. В прожилке сфалерит-халькопиритового состава — зерно самородного серебра (белое). Шлиф 324, увел. 320

сфалерит нередко выполняет промежутки между кристаллами кварца ранних генераций.

Пирит, часто встречаемый в жильном материале и во вмещающих гидротермально измененных породах, как правило, имеет идиоморфные очертания. По пириту развиваются магнетит и гидроокислы. В кварцевых жилах пирит нередко ассоциирует с рутилом.

Из самородных минералов заслуживают внимания серебро и золото, которые в виде тонкой вкрапленности размером 0,01 мм и сыпи встречаются как в кварц-сульфидных, так и в кварц-карбонатных жилах. Золото и серебро встречаются также в сульфидных прожилках, где они тяготеют в основном к халькопириту и галениту. В галените, кроме того, самородное серебро ассоциирует с аргентитом (фиг. 26).

Кварц и карбонаты. Можно «выделить несколько разновидностей кварца и карбонатов, различающихся не только по времени отложения, но и по цвету, степени кристалличности. Наряду с друзовыми щетками раннего кварца широко развиты разно окрашенные скрытокристаллические разновидности. Нередко обломки халцедона зеленоватого и розоватого цвета с вкрапленностью сульфидов цементируются халцедоновидным кварцем.

Наряду с жилами кварц-карбонатного состава, в которых кварц, халцедон и карбонат (кальцит) встречаются в сложных взаимоотношениях, отмечаются жилы и прожилки только карбонатного состава. В них обнаруживаются редкие зерна самородных золота и серебра, а также кристаллики адуляра и серы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение мы хотели бы сделать некоторые замечания по поводу представлений Г. М. Власова и М. М. Василевского, которые, касаясь вопросов генезиса измененных пород и оруденения в Срединном хребте, представили на первый взгляд очень стройную схему, построенную на предположении о том, что все особенности гидротермальной

деятельности описываемого участка отражают различные условия глубинности единого гидротермального процесса, связанного с неогеновой экстрезивной деятельностью.

Ими были выделены на основе анализа фаций гидротермально измененных пород в различных структурных ярусах типы глубинности измененных пород и соответствующие им типы оруденения.

Исходя из анализа глубинных фаций измененных пород, упомянутые авторы предприняли попытку реконструкции гидротермального процесса с характеристикой состояния гидротермальных растворов и их эволюции по мере подъема в верхние горизонты земной коры.

В последней работе Г. М. Власов и М. М. Василевский (1964), продолжая отстаивать «наличие... переходов почти между всеми... типами горизонтальных разрезов» и полагая, что «вертикальная зональность для всей Центрально-Камчатской рудной зоны в целом (сверху вниз) может быть выражена вертикальной колонкой типов от 1 до 9 включительно» (стр. 171), вынуждены признать возможность прерывного образования различных частей этой «непрерывной колонки». Надо сказать, что авторы еще в 1963 г. (Волынец и др., 1963) впервые показали, что отдельные звенья метасоматической колонки Г. М. Власова и М. М. Василевского представляют собой разновозрастные образования. При этом формирование их связано с различными не только по возрасту, но и по существу магматическими образованиями. Так, палеогеновый магматизм основного и субщелочного типов завершается гидротермальной деятельностью с образованием метасоматически измененных пород и медной прожилково-вкрапленной минерализацией в них. Метасоматически измененные породы и ассоциирующие с ними рудные образования секутся и метаморфизируются дайками, связанными с внедрением в миоценовое время интрузии гранитоидов.

Медно-молибденовая минерализация, локализованная в апикальных частях миоценовой интрузии гранитоидов и в экзоконтактовых зонах, генетически связана с этой интрузией.

Наконец, плиоценовый экстрезивный магматизм в Среднем хребте сопровождался формированием вдоль разломов субвулканических интрузивных тел диоритовых порфиритов, кварцсодержащих и кварцевых диорит-порфиритов и дацитов, с которыми на нашем участке связано полиметаллическое рудопроявление Лазурное.

Таким образом, в приведенной выше схеме Г. М. Власова и М. М. Василевского в единую колонку включены разновозрастные гидротермальные образования, имеющие к тому же различный магматический источник. Все сказанное делает неубедительными выводы упомянутых авторов, базирующиеся на искусственно построенной схеме.