

К. А. Карамян

СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ
ДАСТАКЕРТСКОГО
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ЕРВАН 1952



Կ. Ա. ՔԱՐԱՄՅԱՆ

ԴԱՍՏԱԿԵՐՏԻ
ՊՂԻՆՁ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆ
ԵՎ ՆՐԱ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

К. А. КАРАМЯН

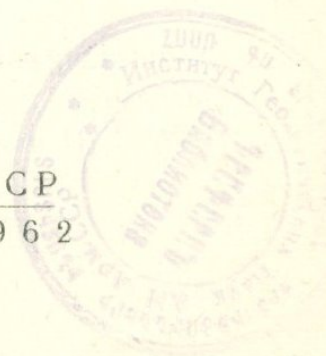
СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ДАСТАКЕРТСКОГО
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

13201

13201

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1962



*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Армянской ССР*

В работе освещены основные особенности геологического строения района развития медно-молибденового оруденения северного склона Баргушатского хребта.

Излагается детальный анализ структуры рудного поля Дастакертского месторождения, увязанный с геологическим строением района. Приводится подробное описание рудных минералов по стадиям минерализации.

Дается схема образования различных типов гидротермально-измененных пород в связи со стадиями минерализации.

Разбираются основные генетические условия формирования Дастакертского медно-молибденового месторождения и намечается конкретный план дальнейших разведочных работ.

ВВЕДЕНИЕ

Геологические исследования, проводившиеся на Дастакертском месторождении до работ автора, не ставили перед собой специальной задачи изучения структуры месторождения.

Естественно, проведение таких работ в период детальной разведки и эксплуатации месторождения должно было способствовать правильному направлению поисково-разведочных и эксплуатационных работ, и перед автором была поставлена задача восполнить существующий пробел — изучить структуру и геологические условия образования месторождения.

С этой целью автором было предусмотрено проведение широких геологических исследований в пределах всего района, что дало возможность выяснить один из наиболее важных вопросов — место оруденения в общей схеме развития геологического строения района. При этом пришлось уделить значительное внимание интрузивной деятельности и удалось выделить три цикла магматической деятельности, развивающейся в тесной связи с геологической обстановкой. В пределах отдельных циклов выделены самостоятельные интрузивные фазы, установлены их возрастные взаимоотношения и рудоносность. Особое внимание уделено изучению структурного контроля оруденения и установлено, что оруденение связано не с крупными региональными разломами, имеющими значительные амплитуды смещения, а с относительно небольшими зонами дробления, представленными различно ориентированными разновременными нарушениями, локализирующими минерализацию отдельных стадий.

Изучение самого Дастакертского месторождения позволило выделить основные структуры и выяснить условия локализации промышленных стадий минерализации.

Особое внимание было уделено выяснению генетической связи оруденения с магматическими очагами и глубине формирования последних, а также установлению места оруденения в общем ходе развития магматического процесса.

В целях отчетливого разграничения отдельных стадий минерализации уделено большое внимание минералогическому изучению руд. В результате наших работ находит подтверждение ранее высказанная И. Г. Ма-

гакьяном точка зрения о более раннем проявлении медной стадии оруденения с локальным наложением на нее медно-молибденовой.

Данная работа является результатом трехлетних полевых исследований 1952—1954 гг., проведенных автором в районе развития медно-молибденового оруденения на северном склоне Баргушатского хребта. За время полевых работ было произведено геологическое картирование района на площади 100 кв. км и геологическое картирование поверхности Дастакертского месторождения. За это время были также детально задокументированы главные горные выработки месторождения (шт. 13, 14, 16, 17, 18, 21, 38 и 40) и все очистные выработки. Геологические материалы шт. 7, 2, 5 заимствованы из отчетов Дастакертской ГРП.

В течение всего периода работ автор пользовался повседневными советами своего руководителя, академика АН АрмССР доктора геол.-минерал. наук профессора И. Г. Магакьяна.

По вопросам структуры месторождения как в полевых условиях, так и при камеральной обработке автора консультировал доктор геол.-минерал. наук профессор Ф. И. Вольфсон.

При обработке всех материалов большую помощь оказали академик АН АрмССР С. С. Мкртчян, доктора геолого-минералогических наук профессора В. Н. Котляр, И. С. Волынский, Ю. А. Арапов.

Считаю своим приятным долгом выразить всем указанным лицам глубокую признательность.

КРАТКИЙ ОРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Дастакертская группа медно-молибденовых месторождений расположена на северных отрогах Баргушатского хребта.

Общая площадь исследованной территории составляет примерно 120 кв. км.

Район исследования представляет собой область интенсивно расчлененного рельефа со значительными, примерно 1000—1200 м, относительными превышениями водораздельных частей над долинами.

Основными орографическими единицами района являются Зангезурский (Конгуро-Алангезский) хребет и его наиболее крупный широтный отрог — Баргушатский хребет.

Наивысшие отметки Баргушатского хребта это г. Альмеран (3343), Арамаз (3410), Дамуры (3226).

От Баргушатского хребта отходят параллельные меридиональные отроги. Один из них является водоразделом между рр. Кызкошты и Айри, второй между рр. Кызкошты и Шенатаг, третий между рр. Айри и Тахтакюрпи. Наиболее высокими отметками этих отрогов являются вершины Кара-Кая (2938), Кяпрю-сар (2841), Безымянная (2961) у истоков реки Айри, Кош-кар (2916).

Основными реками в районе являются: Тахтакюрпи с притоком Дали; Айри с притоками Чичаглы, Кызкошты, Дастакерт, Айдараси; Шенатаг с притоками Мроц-дзор и Гетатах.

В районе исследования Зангезурский хребет морфологически отличается от хребта района, расположенного несколько южнее, в верховьях рр. Охчи, Мегри-гет и Гярд.

На этом участке Зангезурский хребет, вследствие столообразного поднятия, претерпевает вздымание, которое характеризуется обрывистостью и скалистостью, наличием многочисленных водопадов в водораздельной части хребта. Большим распространением здесь пользуются ледниковые формы рельефа в виде висячих троговых долин, ледниковых цирков. Водораздельная часть хребта отличается узостью гребневой части и обрывистостью. Несколько севернее верховьев р. Гярд, притока р. Гехи, хребет резко понижается с высоты 3800 до 3200—3000 м. В этой

части хребта рельеф отличается более пологими формами, гребневая часть пологая и широкая, в водораздельной части почти отсутствуют водопады, следы действия ледников незначительны и представлены зачаточными формами ледникового рельефа (верховья рр. Кызкошты и Айри).

В рельефе северного склона Баргушатского хребта большую роль играют оползневые явления, которые проявляются и в настоящее время. Крутые склоны древнего рельефа, погребенные под молодой плиоценовой глинисто-диатомитовой толщей, являются потенциальными поверхностями оползней. Особенно широко развиты оползни между селами Дастакерт и Ахлатян.

II

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНА

До революции геологические исследования в районе проводились не систематически и охватывали лишь участки, прилегающие к рудным месторождениям. После установления Советской власти геологические исследования получили большой размах и начали проводить систематическое геологическое картирование.

Ранние работы по геологическому изучению северного склона Баргушатского хребта относятся к 1937 г. и принадлежат А. Н. Соловкину [39], производившему геологическую съемку листа J-38-V. К этому же времени относится работа В. Н. Котляра [22] по изучению интрузий Даралагяза и Сисиана.

В 1941 г. в связи с изучением скарнов южной Армении Ю. А. Арапов провел одновременно и шлиховое опробование аллювия рр. Кызкошты, Айри, Шенатаг. При этом была установлена шеелитность скарновой зоны по р. Шенатаг, а также в шлихах были выявлены чешуйки молибденита по рр. Кызкошты и Айри. В 1941 г. геологическая партия Армянского геологического управления под руководством А. Е. Казаряна производила поисково-разведочные работы на полиметаллы в районе с. Лернашен.

Следует отметить, что громадная работа по изучению геологического строения Армении была проведена К. Н. Паффенгольцем. С 1923 г. К. Н. Паффенгольц приступил к планомерной съемке территории Армении и смежных районов Закавказья.

Большое практическое и научное значение имели обширные исследования, проводимые экспедицией Института геологических наук под руководством И. Г. Магакьяна. Этими работами были обнаружены Дастакертское месторождение, а также целая группа мелких медно-молибденовых проявлений. Таким образом, было установлено северо-западное продолжение Зангезурской медно-молибденовой провинции.

С открытием Дастакертской группы медно-молибденовых месторождений значительно возрос интерес к району, тяготеющему к месторождению и относительно еще слабо изученному. Начиная с 1947 г., здесь постепенно ведутся геологоразведочные работы. Одновременно с этим на

северном склоне Баргушатского хребта геологом АрмГУ Ж. М. Григоряном была проведена геологическая съемка и поиски.

В 1948 г. была завершена многолетняя работа Е. А. Акопян по изучению зоны окисления главнейших медно-молибденовых месторождений Армении (Агарак, Каджаран, Дастакерт, Анкаван). С 1948 по 1950 г. сотрудником ИГН АН Армянской ССР Г. О. Пиджяном проводилось изучение геологического строения и металлоносности Баргушатского хребта.

С 1950 г. Т. Ш. Татевосяном производится систематическое детальное петрографическое изучение гранитоидных интрузий северного склона Баргушатского хребта.

В 1951 г. в районе Баргушатского хребта региональные исследования вел С. С. Мкртчян. Им впервые выделены здесь нижнеэоценовая порфировая толща и трансгрессивно залегающая на ней среднеэоценовая вулканогенно-осадочная толща, которая параллелизуется с подобными отложениями Нахичеванской АССР, где их среднеэоценовый возраст обоснован фаунистически Ш. А. Азизбековым.

В 1952 г. на Лернашенском участке были проведены поисково-съемочные и геологоразведочные работы под руководством Э. Х. Гульяна, с целью выявления промышленной перспективности Лернашенского участка, а также выделения новых участков под разведку.

В течение 1950—1951 гг. изучением минералогии Дастакертского месторождения занималась М. П. Исаенко.

В 1953 г. была завершена крупная монографическая работа С. С. Мкртчяна по Зангезурской рудоносной области [29]. Автор на основе богатого фактического материала собственных наблюдений, а также очень широко и критически используя весь существующий материал, подразделяет Зангезурскую рудоносную область на два рудных района — Мегри-Сисианский и Кафанский, отчетливо различающихся по истории геологического развития, тектонике, магматизму и металлогении.

С 1951 по 1953 г. изучением дайковского комплекса района Дастакертского месторождения занималась научный сотрудник ИГН Т. А. Аревшатян.

III

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Район исследования расположен в пределах крупного Зангезурского антиклинория и характеризуется весьма сложным строением, обусловленным мощным развитием эффузивных пород, затрудняющим стратиграфическое расчленение сложной многоэтапной интрузивной деятельностью и сложной тектоникой.

СТРАТИГРАФИЯ

Проводить систематические стратиграфические исследования в районе не представляется возможным ввиду почти полного отсутствия осадочных пород.

На территории, охваченной съемкой, развиты вулканогенные породы, которые широко распространены и в соседних районах.

Стратиграфический анализ соседних районов показал, что эффузивная деятельность была интенсивной в течение ряда геологических периодов. Наложение продуктов эффузивной деятельности разных эпох является главным препятствием в стратиграфических исследованиях. Возраст слагающих район пород определяется косвенно на основе сравнения с подобными породами соседнего района, где их возраст и стратиграфическое положение определены более обоснованно.

Несмотря на вышеизложенные трудности, оказалось возможным определить относительный возраст отдельных толщ в вулканогенных фациях и выделить стратиграфо-литологические комплексы.

На территории наших исследований можно выделить пять стратиграфо-литологических комплексов:

I. Наиболее древними образованиями в районе являются отложения верхнего девона. Они имеют сравнительно небольшое развитие и распространены в водораздельной части Баргушатского хребта, на северо-восточных склонах горы Дамур, а также на южных склонах горы Кара-Кая.

В водораздельной части Баргушатского хребта верхнедевонские отложения представлены известняками, сланцами, роговиками и порфиридами. Указанные отложения образуют довольно крутые сжатые складки

с падением крыльев на юго-запад под углом 80—85°. К северу от водораздельной части палеозойские отложения прерываются гранитоидной интрузией, и их продолжение отмечается на южном склоне г. Кара-Кая, где верхнедевонские отложения представлены скарнированными известняками и довольно мощной толщей полосчатых роговиков; последние представляют собой интенсивно метаморфизованные окварцованные пирокластические породы.

Далее на север палеозойские отложения нигде более не отмечаются, по-видимому, вследствие общего погружения шарнира складки; они уходят под нижнеэоценовые роговообманковые порфириды г. Кара-Кая.

Эти отложения почти непрерывной полосой прослеживаются по р. Кирс, далее до с. Гехи и затем через Пирамсарский хребет в долину р. Шишкерт, где в известняках и глинистых сланцах низов толщи С. С. Мкртчяном была обнаружена фауна брахиопод *Spirifer ex gr.*, *Verneuillei Miron.*, *Rhynchonella sp.*, на основании чего возраст пород толщи определен как верхний девон.

II. Второй стратиграфо-литологический комплекс представлен мощной свитой порфиритов нижнего эоцена, которая слагает значительную часть района. Распространена она у с. Дастакерт и на юг от него вплоть до водораздела Баргушатского хребта, в верховьях рр. Айри, Кызкошты, Шенатаг, а также в водораздельной части северных отрогов Баргушатского хребта.

Отсутствие четко выраженных границ в вертикальном разрезе не позволяет определить мощность этой толщи.

Макроскопически это темные, зеленоватые до черного с зеленоватым оттенком, плотные породы с полевым шпатом и темноцветными минералами.

Породы порфиритовой толщи весьма однообразны по своему составу, но изменчивы по структуре, которая меняется от крипто-кристаллической до микролитовой и гиалопилитовой для основной массы при общей порфиритовой структуре породы. В непосредственной близости от интрузий порфириды претерпевают ряд изменений. К числу наиболее распространенных относятся хлоритизация, эпидотизация и ороговикование.

По составу в нижнеэоценовой толще выделяются две разновидности порфиритов: полевошпатово-пироксеновая и роговообманковая. Вторая разновидность, в значительной степени обогащенная роговой обманкой, имеет сравнительно небольшое распространение на г. Кара-Кая, а также в верховьях левой составляющей р. Чичаглы.

Полевошпатово-пироксеновая разновидность пользуется относительно большим распространением и занимает основную часть территории, занятой этой толщей.

Полевошпатово-пироксеновая разновидность порфиритов представлена плагиоклазом и пироксеном с незначительным количеством роговой обманки. Из аксессуарных в довольно большом количестве присутствует рудный минерал. Структура породы обычно порфиритовая с микролитовой основной массой. Плагиоклаз образует крупные таблитчатые вкраплен-

ники и мелкие микролиты в основной массе, интенсивно пелитизированы и покрыты сероватыми продуктами разрушения. Пироксен в породе образует как крупные вкрапленники, так и мелкие иголки в основной массе. В шлифе он слабо буроватый $c : Ng = 42^\circ$. Его можно отнести к авгиту. Роговая обманка представлена в небольшом количестве в виде отдельных шестоватых кристаллов с буроватым оттенком, с резким плеохроизмом. Она обычно по краям окружена каемкой опатизации, состоящей из агрегатов мелких зерен рудного минерала $c : Ng = 18^\circ$.

Процессы вторичного изменения проявились в породе довольно интенсивно. Основная масса зачастую замещена хлоритом. По плагиоклазу довольно интенсивно развивается эпидот в виде изометрических скоплениями.

Роговообманковая разность порфирита в основном состоит из роговой обманки и плагиоклаза. Структура породы порфирировая с полнокристаллической структурой основной массы. Бросается в глаза преобладание темноцветного минерала и обилие рудного.

Роговая обманка образует вкрапленники, а также присутствует в основной массе. Представлена в виде коротко призматических кристаллов. Цвет густозеленый с резким плеохроизмом $c : Ng = 20-24^\circ$.

Ниже приводится хим. анализ характерного образца порфиритов и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому.

Таблица 1

271/53. Порфирит. Р. Кызкошты. Коллекция К. А. Карамяна.
Лаборатория ИГН АН Армянской ССР. Аналитик С. Дехтрикян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
% содерж.	53,86	0,6	19,64	4,02	4,36	0,12	3,40	6,71	3,2	1,21	99,8
Молекулярн. количество	899	8	192	25	61	1	84	121	52	13	—

$$a=9,9; c=4,75; b=15,02; S=76,3.$$

Порфиритовая толща, несмотря на свою однородность, все же содержит прослой, линзы и пачки осадочных образований, возникших в период перерывов подводной вулканической деятельности. Особенно широким распространением пользуются линзы полосчатых роговиков, туффигов, туфопесчаников. В основном это кремнистые осадочные породы с отчетливо выраженной слоистостью. Первоначально эти образования имели, по-видимому, глинистый характер, но среди них нередко встречаются и прослой с явно псаммитовой структурой. Нередко также чередование прослоев пород с различной величиной кластического материала. Вышеуказанные осадочные образования подверглись интенсивному кремнению, вследствие чего порода приобрела облик роговика.

Порфиритовая толща имеет большое распространение южнее и юго-западнее исследованной площади, где она занимает значительную территорию, слагая западные отроги Зангезурского хребта (вплоть до правого

берега р. Ордубад-чай) и гребневые части Зангезурского хребта — гг. Капуджих и Акмечит. Эти вулканогенные образования детально изучены Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым [4], которые на основе геологического положения этой толщи и микрофауны относят ее к нижнему эоцену.

В районе г. Ордубада порфирировая толща налегает на фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса и перекрывается вулканогенно-осадочными, охарактеризованными также фаунистически, отложениями среднего эоцена. Кроме того, в верхах этой толщи была обнаружена микрофауна *Globorotalia canariensis* Orbigby, которая вполне определяет нижнеэоценовый возраст этой толщи. Следует отметить, что впервые нижнеэоценовый возраст этой порфирировой толщи на территории Армении обоснован С. С. Мкртчяном [29] на основе идентификации ее с порфирировой толщей г. Капуджих.

Петрографический состав нижнеэоценовой порфирировой толщи Нахичеванской АССР идентичен вышеописанной порфирировой толще района исследования, что позволяет последнюю отнести к нижнему эоцену. Кроме того, толща порфиритов автором прослежена по гребню Зангезурского хребта почти до самых склонов г. Капуджих, чем также устанавливается идентичность этих порфирировых толщ.

III. Третьим стратиграфо-литологическим комплексом является комплекс более молодых пород, представленных также в вулканогенных фациях, главным образом туфовыми песчаниками, туфоконгломератами, туфобрекчиями с подчиненными пачками мергелей, отчасти глинистых сланцев. Эта верхняя вулканогенная толща залегает резко трансгрессивно с большим угловым несогласием, с базальным конгломератом в основании, на нижней порфирировой толще. Падение этой свиты довольно пологое, до 15° . Резкое угловое несогласие хорошо наблюдается в водораздельной части Баргушатского хребта и в верховьях р. Айри-чай.

В туфоконгломератах и туфобрекчиях присутствует галька порфиритов и полосчатых роговиков из нижней порфирировой толщи. Это наблюдается в верховьях левой составляющей р. Кызкошты и на водоразделе Баргушатского хребта, где граница между двумя несогласно залегающими толщами отбивается хорошо. Видимая мощность базальных конгломератов достигает 15 м.

Большое распространение получили эти породы в водораздельной части Баргушатского хребта, слагая самые высокие ее вершины — Альмеран и другие. Особенно хорошо выражена эта толща в истоках р. Айри. Западнее исследованного района эти породы широко представлены в ущелье р. Дали, где они имеют довольно крутое падение.

Стратиграфическое положение этой толщи также определяется сравнением с аналогичной вулканогенной толщей в Нахичеванской АССР и путем прослеживания данной толщи в районы, где она достаточно фаунистически охарактеризована.

В Нахичеванской АССР эта толща имеет значительное распространение в верховьях рр. Гилян-чай и Ванад-чай и вытягивается полосой на

юго-востоке до г. Ордубад. На основе находок нуммулитовой фауны возраст этих отложений определен как средний эоцен.

Вулканогенная толща Баргушатского хребта идентична с вышеописанной вулканогенной — Нахичеванской толщей среднего эоцена, на основании чего ее можно считать также среднеэоценовой.

IV. Четвертый стратиграфо-литологический комплекс представлен в районе исследований менее широко, по сравнению с ранее описанными породами, и является грубообломочной ингрессивной толщей, обнажающейся вдоль древних долин. Породы эти распространены в верховьях правой составляющей р. Чичаглы и левой составляющей р. Шенатаг и залегают на размытой поверхности порфиритов и порфиридных гранодиоритов. Толща эта ингрессивная, распространенная в довольно сработанных долинах древних рек Чичаглы и Шенатаг.

В основном толща состоит из довольно крупных обломков гранодиоритов и порфиритов. Нередко среди обломков встречаются гидротермально измененные разности интрузий и порфиритов с медно-молибденовым оруденением. Территориально тесно к ней примыкают лавовые потоки андезитов, андезито-дацитов и дацитов.

В возрастном отношении эти лавовые потоки являются также образованиями, очень близкими по времени с вышеописанной грубообломочной толщей. Подтверждением этому является то, что обломки наиболее ранних потоков андезитового состава находятся в обломочной толще, а дайки следующих по времени образований андезито-дацитов прорывают вышеописанную толщу.

Цементирующим материалом в этих толщах является переотложенный туфовый песчаник. Окатанность обломков незначительная, что свидетельствует о близости источника размыва.

V. По характеру залегания аналогичное положение занимает сисианская глинисто-диатомитовая толща, которая узким языком вдоль долины р. Айри вклинивается в рельеф. Контуры ее повторяют очертания древнего рельефа. Породы эти представлены глинами, глинистыми диатомитами и диатомитами. Обычно они имеют горизонтальное залегание, местами приобретают косую слоистость, особенно в краевых частях. Нередко при горизонтальном залегании наблюдаются и сбросовые подвижки с незначительной амплитудой — до полуметра.

В краевых частях эта толща постепенно переходит в глинистые и песчано-глинистые фации, нередко переходящие в аллювиальные отложения.

Возраст сисианской толщи, на основании отпечатков флоры, определен как верхний плиоцен.

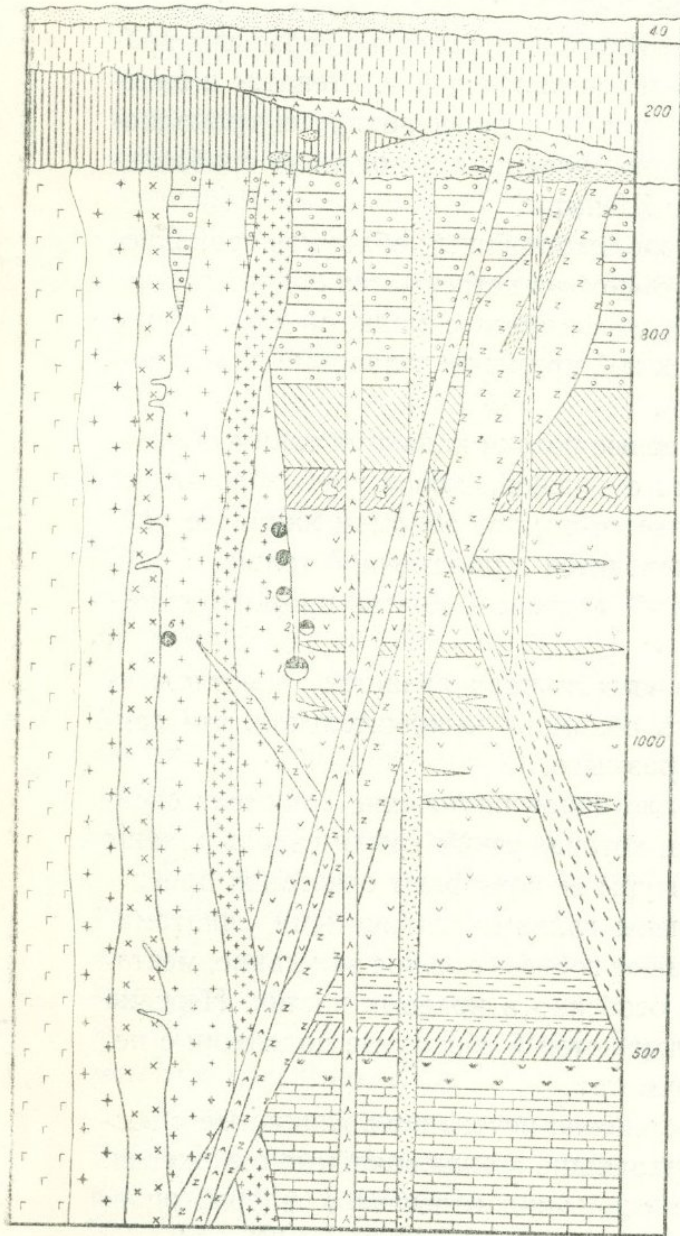
Некоторые исследователи склонны связывать сисианскую толщу с грубообломочными ингрессивными отложениями, считая последние прибрежными отложениями первых. Наши наблюдения не подтверждают этот взгляд ввиду того, что сисианская толща имеет свои прибрежные аналоги, которые не сходны с ингрессивными грубообломочными отложениями; нет также фациальных переходов между сисианской и грубообломочной ингрессивной толщами. Другим важным фактом, который подтверждает

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

СЕВЕРНОГО СКЛОНА БАРГУШАТСКОГО ХРЕБТА

С ПОКАЗОМ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД И ПРИУРОЧЕННОСТИ РУДНЫХ М-НИЙ К ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЕ

составил Карамян К А



условные обозначения

- Аллювиально-делювиальные отложения
- Сисокауская глинисто-диатомитовая толща
- Грубоблочная туфобрекчевая толща
- Турфиты и туфосанчаники
- Туробрекчия
- Туроконгломерат
- Порфирит с подчиненными patches палеогеновых роговиков (туфриты)
- Роговики
- Сланцы
- Порфириды
- Известняки

экструзивные образования

- Андезиты дайки и потоки
- Андезито-дациты дайки и потоки
- Дациты дайки и потоки
- пост-Батолитовые гипабиссальные интрузии
- Габбро-порфириды, диорит-порфириды
- Субфаза габбро-порфиридов, дайки и потоки
- Кварцевые порфиры

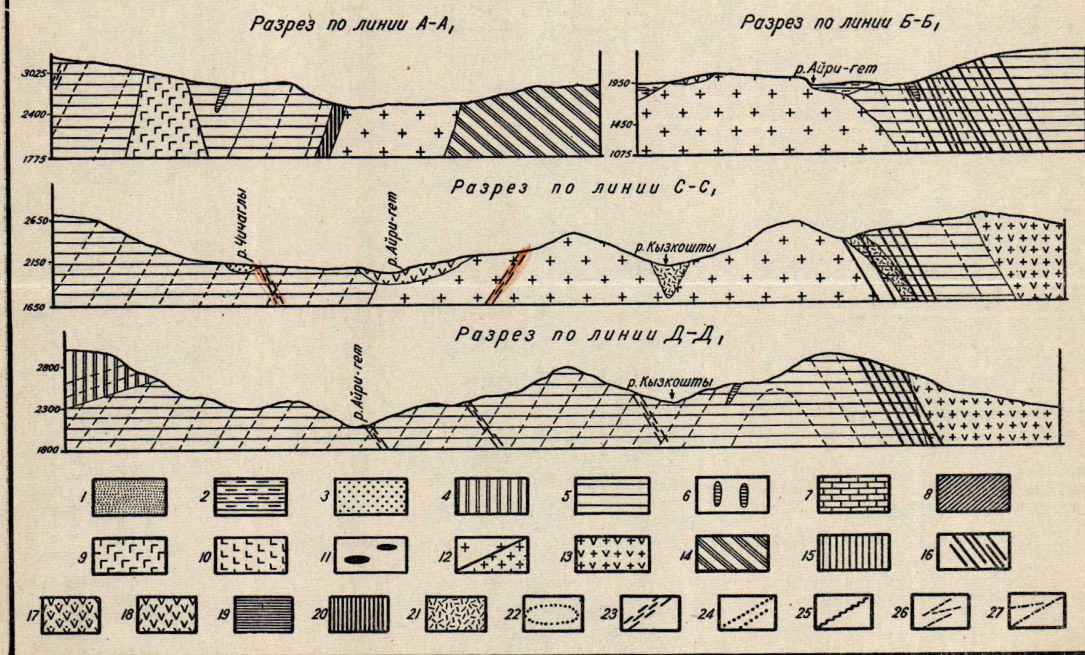
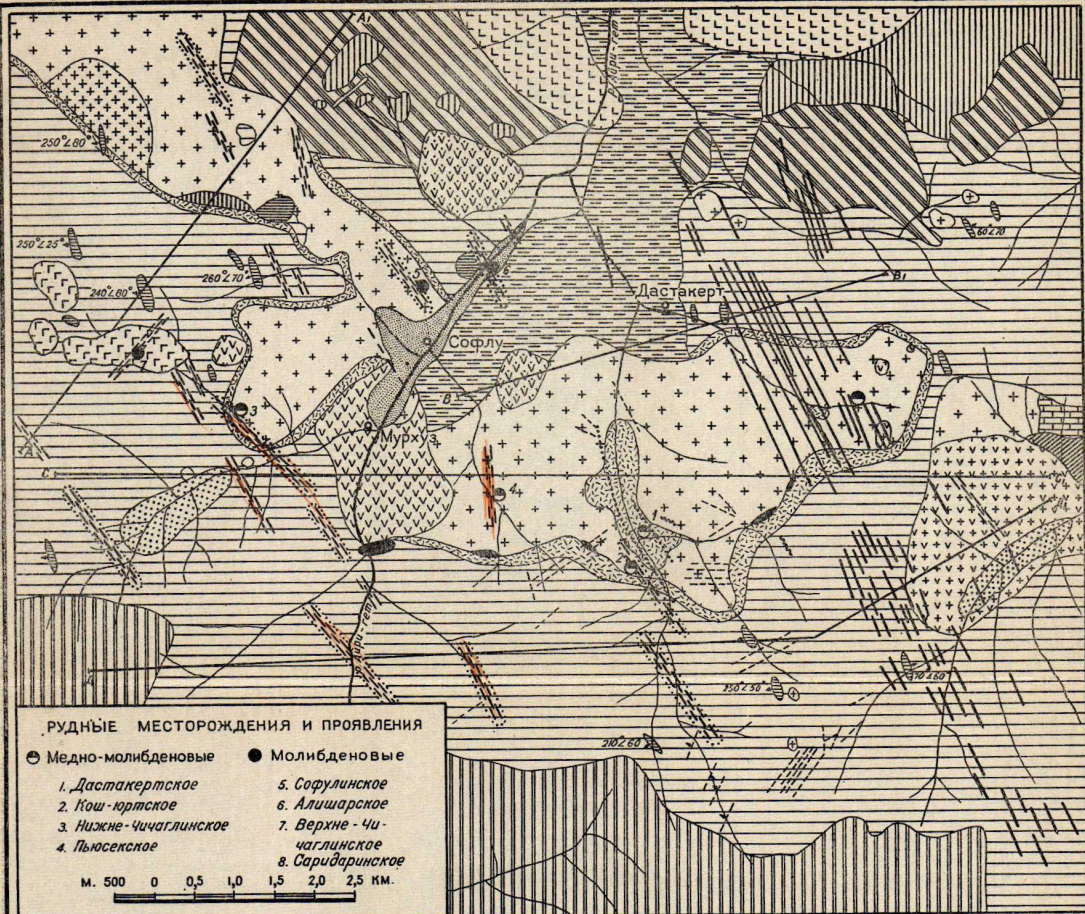
гранитоиды

- гранитоиды переходные от абиссальных к гипабиссальным Габбро, габбро-диориты
- Грано-сиениты
- Кварцевые диориты
- Гранодиориты, кварцевые диориты, ка-мендониты
- Порфиритовые гранодиориты, граниты

Рудные месторождения и проявления

- Медно-молибденовые
- Молибденовые
- 1 Дзастакертское
- 2 Кош-Юртское
- 3 Пыювское
- 4 Алишарское
- 5 Софулинское
- 6 Верхне-Чичаглинское

Фиг. 1.



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

РАЙОНА ДАСТАКЕРТСКОЙ ГРУППЫ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1. Аллювиальные и делювиальные отложения.
2. Верхний плиоцен, Сисянская глинисто-диатомитовая толща.
3. Грубообломочная толща верховьев рек Чичаглы и Шнатаг.
4. Средний эоцен. Вулканогенно-осадочная толща. Туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, туфиты.
5. Нижний эоцен. Порфириты (роговообманковые, плагиоклазпироксеновые).
6. Пачки и линзы туфитов и роговиков, переслаивающихся с порфиритами нижнего эоцена.
7. Верхний девон. Известняки.
8. Верхний девон. Роговики.
9. Габбро, габбро-диориты.
10. Граносениты.
11. Кварцевые диориты.
12. Гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монциты.
13. Порфиroidные гранодиориты и граниты.
14. Доверхнеплиоценовый интрузивный цикл. Габбро-порфириты, диорит-порфириты и их переходные разности.
15. Субфаза габбро-порфиритов (дайки и потоки).
16. Кварц-порфиры (малая интрузия).
17. Доверхнеплиоценовый экструзивный цикл. Андезиты (дайки и потоки).
18. Андезито-дациты (дайки и потоки).
19. Дациты (дайки и потоки).
20. Гибридные породы.
21. Контактные роговики.
22. Гидротермально измененные породы.
23. Зоны тектонических нарушений.
24. Дайки диорит-порфиритов.
25. Дайки диабазовых порфиритов.
26. Дайки роговообманковых диорит-порфиритов.
27. Дайки гранодиорит-порфириров.

разновременность двух вышеописанных толщ, является то, что сисианская толща повсюду является наиболее молодым образованием в районе, там где не имела места интрузивная деятельность. В противоположность этому, образование грубообломочной ингрессивной толщи сопровождалось проявлением экстрезивных образований.

Таким образом, на исследованной территории отчетливо можно выделить следующие стратиграфо-литологические комплексы.

- I. Известняки, сланцы, роговики, порфириды Верхний девон
- II. Порфириды с подчиненными пачками осадочных ороговикованных туффитов, туфопесчаников Нижний эоцен
- III. Конгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, туффиты Средний эоцен
- IV. Грубообломочная ингрессивная толща Мио-плиоцен
- V. Сисианская глинисто-диатомитовая толща Верхний плиоцен

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Район характеризуется весьма большим разнообразием слагающих его интрузивных пород, которые имеют значительное распространение и занимают, примерно, 30—40% всей территории.

Среди этого многообразия изверженных пород можно с достаточной определенностью выделить два разновременных комплекса интрузивных образований и отличный от них, с резким разрывом во времени, комплекс экстрезивного цикла.

13201 Первый — послесреднеэоценовый интрузивный цикл характеризуется довольно широким проявлением интрузивной деятельности, батолитовым характером форм интрузий, многообразием, многофазностью и глубиной большинства интрузивных фаз.

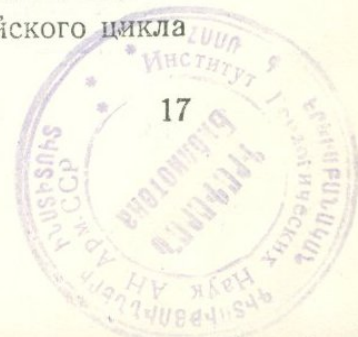
Второй более молодой интрузивный цикл характеризуется локальным характером проявления, сравнительно однообразным составом пород и резко выраженной гипабиссальностью. По форме интрузий и гипабиссальному характеру — это типичные малые интрузии.

Самый молодой экстрезивный цикл магматической деятельности характеризуется локальным характером ее проявления и тесной связью покровов лав с центрами излияний (дайками, некками).

Достоверных данных, определяющих возраст пород второго интрузивного и экстрезивного циклов, пока не имеется, однако есть ряд геологических данных, доказывающих более молодой возраст обоих по отношению к послесреднеэоценовому гранитоидному комплексу, а также наиболее молодой возраст экстрезивного цикла.

В Зангезурской рудоносной области С. С. Мкртчян [29] выделяет два отличных по геологическому строению и истории геологического развития района: Кафанский и Мегри-Сисианский. Район наших исследований входит в Мегри-Сисианский район и, по данным С. С. Мкртчяна, здесь возможно проявление палеозойской интрузивной деятельности.

В южной части Мегринского района наличие палеозойского цикла



интрузивной деятельности доказываются находками галек интрузивных пород в конгломерате, подстилающем верхнедевонские отложения.

Для южной части Мегринского района А. И. Адамян [2] выделяет гранито-гнейсы палеозойского возраста, а также габбро-диориты и диориты.

Палеозойский возраст гранито-гнейсов р. Малев обоснован А. И. Адамяном на основании того, что они прорывают метаморфизованную толщу нижнего палеозоя и в свою очередь прорываются породами монцонитовой интрузии.

Возрастное расчленение палеозойских интрузий в районе наших исследований не представляется возможным ввиду отсутствия стратиграфических данных, однако имеются прямые указания о проявлении интрузивной деятельности в донизнеэоценовое время.

В бассейне левого притока р. Айри-Чичаглы нами в валунах нижнеэоценовых порфиритов были обнаружены обломки интрузивных пород, что свидетельствует о наличии в районе донизнеэоценовой интрузивной деятельности.

Основываясь на схеме геологического развития района, предложенной С. С. Мкртчяном, можно предположить, что обломки интрузивных пород в нижнеэоценовых порфиритах принадлежат нижнепалеозойским интрузиям, поскольку от верхнего девона вплоть до нижнего эоцена район характеризовался геантиклинальной тенденцией, благоприятствующей вскрытию нижнепалеозойских интрузий.

ПОСЛЕСРЕДНЕЭОЦЕНОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ ЦИКЛ

Среди интрузивных пород северного склона Баргушатского хребта наибольшим распространением пользуются породы «эоценового» цикла интрузивной деятельности. Породы этого цикла образуют отдельные крупные массивы, прорывающие нижнеэоценовые порфириты, и ряд мелких выходов, сопровождающих крупные массивы, иногда характеризующихся отличным от основной интрузии составом.

Следует отметить следующие крупные массивы:

1. Дастакерт-Аравусская интрузия.
2. Ахлатян-Дарабасская интрузия.
3. Лернашен-Каракаинская интрузия.

Возраст этого интрузивного цикла является одним из спорных моментов в геологии Южной Армении. По этому вопросу существует ряд разноречивых мнений.

Возраст интрузивных пород Мегри-Сисианского района К. Н. Паффенгольцем и В. Г. Грушевым [33] определяется тем, что в Ордубадском районе у сс. Кетам и Килит плутон прорывает верхнемеловые отложения вместе с налегающими на них вулканогенно-осадочными отложениями среднего эоцена. Несколько севернее данного района, в водораздельной части Зангезурского хребта, по данным К. Н. Паффенгольца, интрузии прорывают вулканогенно-осадочные отложения олигоцена. Верхний пре-

дел возраста плутсна определяется тем, что в Мегринском районе в окрестностях села Нор-Аревик интрузия перекрывается грубообломочной озерной толщей с переслаивающимися угленосными отложениями с обломками интрузивных пород.

Возраст этой толщи, по К. Н. Паффенгольцу, относится к миоцену, по данным же А. А. Габриеляна и А. Л. Тахтаджяна, к верхнему плиоцену.

На северном склоне Баргушатского хребта на размытую поверхность гранитоидных интрузий налегает ингрессивная сисианская глинисто-диатомитовая толща. Возраст последней, по данным К. Н. Паффенгольца, относится к среднему и верхнему миоцену. По данным А. А. Габриеляна, А. Л. Тахтаджяна и ряда других исследователей, она относится к верхнему плиоцену.

Таким образом, по К. Н. Паффенгольцу и В. Г. Грушевому, гранитоидные интрузии попадают в возрастной интервал между олигоценом и миоценом. Точнее, они считают, что интрузивные породы района сформировались в промежутке между верхним олигоценом и нижним миоценом и приурочены к савской (штирийской) тектонической фазе.

Совершенно иную точку зрения о возрасте интрузивных пород данного района высказывает С. С. Мкртчян [29], считающий, что вулканогенно-осадочная толща, отнесенная К. Н. Паффенгольцем к олигоцену, относится к среднему-верхнему эоцену, а глинисто-диатомитовая толща к плиоцену. Исходя из этих данных, С. С. Мкртчян находит, что нет никаких оснований относить возраст интрузивных пород района к олигоцену-нижнему миоцену. По С. С. Мкртчяну, интрузивная деятельность проходила в промежутке между верхним эоценом и олигоценом в период наиболее интенсивной тектонической фазы.

При обосновании возраста интрузий С. С. Мкртчян коррелирует гранитоиды южной Армении с гранитоидами Памбакского хребта, как интрузивы одной и той же тектонической зоны, верхнеэоценовый-олигоценый, возраст которых уже датирован более точно.

Третья, отличная от двух предыдущих, точка зрения о возрасте интрузивных пород Мегри-Сисианского района принадлежит А. Б. Каждану.

Указанный автор на основании многофазности формирования всего интрузивного комплекса района считает, что формирование последнего происходило в течение длительного промежутка времени.

По А. Б. Каждану, внедрение основной массы интрузий связано с тектоническими фазами предолигоценового времени и приурочено к местам вздымания антиклинория. Формирование же всего комплекса интрузивных пород района длилось в течение всего олигоцена и, возможно,хватило низы миоцена.

Таким образом, среди исследователей нет единого мнения о возрасте интрузивных пород района.

Такое разногласие во взглядах, по-видимому, следует объяснить недостаточной степенью стратиграфической расчлененности и изученности

вулканогенно-осадочных толщ, пользующихся значительным развитием в южной Армении.

В районе наших исследований интрузивные породы находятся в возрастном интервале между породами среднего эоцена, которые прорываются дайками гранитоидных интрузий и являются нижним пределом возраста интрузии, и грубообломочной толщей верховьев рр. Чичаглы и Шенатаг.

Возраст последней точно не известен, но определенно доверхнеплиоценовый, на том основании, что плиоценовая глинисто-диатомитовая толща наиболее молодая в районе, перекрывает все интрузивные породы района, в то время как обломочная толща прорывается дайками андезитодацитов.

Исходя из вышеуказанного, можно определенно говорить лишь о послесреднеэоценовом и доплиоценовом возрасте интрузий.

Интрузивные породы отличаются значительным многообразием состава от основных габбро до самых кислых разновидностей — гранитов.

Такое многообразие пород обусловлено наличием различных интрузивных фаз и разнообразием переходных разновидностей в пределах фаз, что обусловлено кристаллизационной дифференциацией, явлениями гибридизма и ассимиляции.

По вопросу о количестве интрузивных фаз в пределах эоценового интрузивного цикла существует ряд разноречивых мнений.

Не разбирая детально этот вопрос, следует отметить, что значительное большинство исследователей стоит на позиции трехфазного внедрения в последовательности: 1) габбро, 2) гранодиориты-монцониты, 3) граносиениты.

Известно, что возрастные взаимоотношения между интрузивными породами должны изучаться на конкретных фактических наблюдениях пересечений и активных контактов.

Изучая интрузивные породы района и критически пересматривая существующую литературу, нам удалось установить конкретные случаи пересечений, позволяющих восстановить последовательность внедрений интрузий. На основе этого нами выделяются пять фаз интрузивной деятельности:

- 1) габбро, габбро-диориты,
- 2) граносиениты,
- 3) кварцевые диориты, диориты.
- 4) среднезернистые гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты,
- 5) порфиридные гранодиориты.

Весьма неопределенным является положение граносиениновой интрузии, место которой в последовательном ряду интрузивных фаз установить весьма трудно из-за отсутствия контактовых взаимоотношений с породами других фаз.

Граносиениты контактируют с габбровыми породами и являются по отношению к ним более молодыми. С породами других фаз взаимоотно-

шения их не ясны. В силу этого обстоятельства время внедрения граносиенитов условно относится нами в промежуток между временем образования габбро и кварцевых диоритов.

Инtruзия габбро, габбро-диоритов

Породы габбровой фазы в районе наших исследований имеют небольшое распространение. Обнажаются они в виде небольших штокообразных тел, за исключением среднего течения р. Шенатаг, где габбровые породы образуют довольно крупную интрузию сложного состава с постепенными переходами в более кислые дифференциаты. Устанавливаются возрастные взаимоотношения габбровой интрузии с породами остальных интрузивных фаз.

1. В водораздельной части меридионального отрога Баргушатского хребта, согласно Г. Ш. Татевосяну, устанавливается интрузивный контакт между габбровыми породами Дарабаса и ахлатянскими граносиенитами. Зона контакта выражена интрузивной брекчией, где обломки, представленные габбро, цементируются граносиенитами.

2. По ручью Мроц-дзор крупнозернистые меланократовые габбро прорываются среднезернистыми гранодиоритами.

Таким образом, габбровая фаза является наиболее древней фазой эоценового гранитоидного цикла. Габбровые породы дают постепенные переходы в более кислые дифференциаты благодаря изменению количественного соотношения минералов.

Обычно в краевых участках интрузий породы имеют более основной состав и более мелкозернистую структуру, к центральным частям массивов породы переходят в габбро-диориты.

Минералогический состав породы представлен в основном плагиоклазом, пироксеном, в небольшом количестве роговой обманкой. В ничтожном количестве присутствуют мелкие зерна кварца. Из аксессуарных присутствуют апатит, сфен, рудный минерал. Структура породы обычно офитовая с резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к темноцветным минералам, реже габбровая.

Плагиоклаз составляет примерно 45—50% всей породы, образует удлиненно-призматические кристаллы, большей частью представлен полисинтетическими двойниками. Угол максимального симметричного погасания в зоне перпендикулярной (010) показывает погасание 35—36°, что соответствует лабрадору № 60.

Пироксен, так же как и плагиоклаз, составляет до 40—25% породы, образует обычно короткопризматические кристаллы $c : Ng = 46—52^\circ$, $Ng - Np = 0,028$; $2v = +60^\circ$, что соответствует авгиту. Часто крупные ксеноморфные зерна пироксена образуют пойкилитовые сростки с плагиоклазом.

Довольно широко развит в породе процесс амфиболитизации авгита. Обычно авгит бывает окружен каемкой зеленой обыкновенной роговой

обманки с резким плеохроизмом и малым углом погасания. Амфиболитизация обычно начинается в периферии кристалла авгита.

Амфиболитизация проявляется наиболее полно в породах центральных частей массива, по периферии она почти отсутствует. Ниже приводится химический анализ и пересчет числовых характеристик по А. Н. Завалицкому наиболее характерного образца указанных пород.

Таблица 2

171/52. Габбро. Р. Чичаглы. Коллекция К. А. Карамяна.

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР. Аналитик С. Дехтрикян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	50,70	0,68	20,94	5,00	4,38	0,10	4,87	9,86	1,97	0,86	—	99,07
Молекуляр. количество	840	9	205	31	68	1	120	162	32	9	—	—

a=6,0; c=11,9; b=18,3; S=64,5.

Интрузия граносиенитов

Породы этой интрузии развиты в северной части исследованного района, образуют довольно крупный выход площадью до 50 кв. км. Интрузия прорывает нижнеэоценовые порфириты, с одновременным сопровождением процессами ассимиляции и гибридизма.

Интрузия в основном имеет изометрические очертания с довольно крутыми контактовыми плоскостями.

В водораздельной части меридионального отрога Баргушатского хребта севернее г. Кяпрю граносиениты прорывают Дарабасскую габбровую интрузию.

Интрузия граносиенитов перекрывается молодой вулканогенной толщей, развитой у с. Толорс и г. Таг-юрт. Толща эта состоит из окатанных глыб граносиенитов, сцементированных туфогенным материалом. На севере таг-юртская толща погружается под сисианскую глинисто-диатомитовую толщу.

Таким образом, таг-юртская толща занимает промежуточное положение между порфиритовой толщей эоцена и плиоценовой глинисто-диатомитовой толщей. Возраст этой толщи определить более точно не представляется возможным ввиду отсутствия в ней фауны. Возрастные взаимоотношения граносиенитов с породами остальных фаз не установлены.

Граносиениты состоят из К-полевого шпата — 30—40%; плагиоклаза — 30%; роговой обманки — 10%; биотита, пироксена — 5% и кварца — 10%. Под микроскопом структура породы гранитовая, характеризующаяся различной степенью идиоморфизма слагающих породу минералов. Обычно темноцветные минералы идиоморфнее, чем К-полевой шпат.

В породе весьма широко развито пегматитовое прорастание кварца и К-полевого шпата. Участки с микропегматитовым прорастанием являются в породе наиболее ксеноморфными и заполняют промежутки между

идиоморфными кристаллами К-полевого шпата и плагиоклаза. Это, по-видимому, связано с образованием остаточного эвтектического расплава к концу кристаллизации породы.

Жильные дериваты в граносиенитовой интрузии имеют небольшое развитие. Представлены они единичными дайками микрограносиенитов, сиенит-аплитов, а также дайками лампрофирового состава.

Дайки эти по составу соответствуют спессартитам или промежуточным породам между спессартитами и одинитами. Под микроскопом структура породы флюктуационная, характеризуется первичной ориентировкой слагающих породу минералов. Однако в общей равномернозернистой массе выделяются более редкие крупные зерна роговой обманки и плагиоклаза. Порода в основном состоит из роговой обманки, пироксена, плагиоклаза и редких зерен кварца.

Ниже приводится химический анализ типичного граносиенита.

Таблица 3

263/53. Граносиенит. Кзыл-Шафак. Коллекция К. А. Карамяна.
Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР. Аналитик С. Дехтрикян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	64,22	0,47	18,82	1,58	1,74	0,10	1,05	3,55	4,16	3,78	0,04	100,72
Молекулярн. количество	1069	5	184	10	24	1	26	63	67	31	—	—

$$a=14,34; c=4,34; b=7,2; S=74,0.$$

Интрузии диоритов и кварцевых диоритов

В районе исследования небольшим развитием пользуются породы, по составу отвечающие диоритам и кварцевым диоритам.

По сравнению с крупными интрузивными массивами, породы этой фазы образуют небольшие выходы, большей частью разобщенные на значительные друг от друга расстояния. Они приурочены, главным образом, к южной контактовой зоне дастакертской гранодиоритовой интрузии. Формы интрузивных тел, по-видимому, большей частью штокообразные, так как образуют тела с крутыми и резкими контактами, часто совпадающими с планом расположения крупной Дастакерт-Аравусской гранодиоритовой интрузии. Это, очевидно, было обусловлено общностью тектонической обстановки, в условиях которой происходило формирование этих интрузий. Отдельные сравнительно небольшие тела имеются в верховьях р. Айри, где они также в виде штокообразных тел прорывают порфиритовую толщу.

Отмеченные породы нельзя отнести к краевой фации гранодиоритовой интрузии, как это сделано для пород с аналогичным составом в пределах дастакертской интрузии, ввиду явной разобщенности их во времени с гранодиоритами.

В верховьях ручья Мегрили небольшое штокообразное тело кварцевых диоритов контактирует с гранодиоритами, и при этом устанавливается явно интрузивный характер контакта. Кварцевые диориты древнее дастакертских гранодиоритов; последние в виде тонких, длиной до 15 см, прожилков пронизывают кварцевые диориты.

Вышеотмеченные мелкие штокообразные тела кварцевых диоритов, хотя и самостоятельны по отношению к крупной дастакертской гранодиоритовой интрузии, однако пространственно подчинены этой интрузии.

Единственно приемлемым объяснением, которое можно дать такой «приуроченности» и подчиненности мелких интрузивных штокообразных тел к контактовой линии крупной и более поздней интрузии это то, что тектоника в период внедрения крупного массива гранодиоритов унаследовала направления и плоскости, которые были заложены в более ранние стадии интрузивной деятельности.

Впоследствии, по-видимому, происходило интенсивное раскрытие плоскостей и внедрение гранодиоритов, в силу чего в контактовой части крупных и более поздних гранодиоритов оказались включенными мелкие более ранние штоки кварцевых диоритов и диоритов.

Порода состоит из плагиоклаза 60%, роговой обманки — 30—35% и кварца — 10%. Из аксессуарных — рудный минерал, сфен и апатит.

Под микроскопом структура породы офитовая.

Плагиоклаз соответствует андезину № 45.

Роговая обманка образует короткопризматические кристаллы. По отношению к плагиоклазу она ксеноморфна, обладает резко выраженным плеохроизмом от темно-зеленого до желтовато-зеленого; $c : Ng = 20^\circ$. Принадлежит к обыкновенной роговой обманке.

Кварц представлен в виде мелких изометрических кристаллов, заполняющих промежутки между плагиоклазом и роговой обманкой.

Ниже приводится химанализ и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому характерного образца кв. диоритов.

Таблица 4

168/52. Кв. диорит. Р. Айри. Коллекция К. А. Карамяна.

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР. Аналитик С. Дехтрикян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	56,16	0,26	20,00	4,70	4,00	0,10	2,40	7,80	3,81	0,24	—	99,26
Молекулярн. количество	935	3	196	29	56	1	59	139	61	2	—	—

$$a=9,6; \quad c=5,5; \quad b=13,2; \quad S=71,5.$$

Интрузия среднезернистых гранодиоритов, кварцевых диоритов, кварцевых монзонитов

Следующей по времени внедрения, после штокообразных тел кварцевых диоритов, является интрузия среднезернистых гранодиоритов.

Инtruзия гранодиоритов является самым крупным из всех интрузивных массивов на северном склоне Баргушатского хребта. Она занимает центральное положение в геологическом строении района и к ней тяготеют главные медно-молибденовые месторождения района.

Инtruзия имеет вытянутое очертание с чередованием участков широтного и северо-западного простирания. Обычно при широтном протяжении интрузия раздувается, а при северо-западном она суживается, приобретая при этом дайкообразную форму, образуя как бы перемычку между двумя раздувами широтного простирания.

В общей сложности интрузив представляет собой довольно крупный шток согласный или почти согласный с планом складчатости в одной части и несогласный, секущий по отношению к плану складчатости в другой части массива. Внедрение интрузива, по-видимому, приурочено к месту вздымания крупной антиклинальной складки.

Весьма различен характер контактов, в месте, где интрузив образует раздув и там, где она образует дайкообразную перемычку. При образовании раздува контакты ее положе и имеют извилистые очертания; при сужении они имеют крутые и прямолинейные контуры с падением контактов в одну сторону.

Контакты интрузии имеют извилистые очертания и образуют заливы и выступы. Обычно в вогнутых участках линии контакта, контактовая плоскость имеет более пологое падение, чем в выпуклых. Об этом свидетельствуют как замеры контактов, так и ширина контактового ореола (на вогнутых участках максимально достигает 250—300 м, в выпуклых частях до 50 м).

Отдельные мелкие выходы интрузивных пород отмечаются вдоль северного контакта гранодиоритовой интрузии. По составу они мало отличаются от главной интрузии. По-видимому, эти мелкие выходы представляют собой апикальные части единой, крупной интрузии, соединяющейся на глубине с главной.

В центральной части массива интрузив образует купола, имеющие вытянутость в близмеридиональном северо-западном направлении. Об этом свидетельствует также и направление течений в гранодиоритах.

В куполах обычно отмечается более кислый состав породы и порфировидное строение.

В некоторых случаях в апикальных частях куполов образуется мало мощная оболочка с порфировидной структурой. Порфиновые вкрапленники здесь представлены крупными призматическими кристаллами плагиоклазов и идиоморфными с гексагональным очертанием фенокристаллами кварца. Основная масса породы представлена среднезернистой роговиковой структурой и состоит почти наполовину из кварца и К-полевого шпата. Эта первая генерация кварца и его наиболее раннее выделение, по отношению к полевым шпатам, основной массы в породе было обусловлено пересыщенностью магматического расплава кремнеземом, что привело к наиболее раннему выделению из него кварца.

По мере удаления от прикупольной части количество кварца постепенно уменьшается, появляются темноцветные минералы, увеличивается содержание плагиоклазов и порода приобретает среднезернистое строение.

Гранодиориты являются преобладающим типом пород в этой интрузии. Они постепенно переходят в кварцевые диориты и кварцевые монциты. Как правило, контакты между ними неуловимы.

Гранодиориты представляют собой светло-серые, равномерно-зернистые породы. Под микроскопом структура породы гипидиоморфнозернистая, местами гранулитовая, когда отмечается некоторое обогащение кварцем и кварц кристаллизуется несколько раньше К-полевого шпата. Порода представлена плагиоклазом, К-полевым шпатом, кварцем, роговой обманкой. Из аксессуарных присутствуют сфен и рудный минерал.

Плагиоклаз составляет 45% породы. Образует короткопризматические кристаллы с двойниковым строением, обычно является самым идиоморфным минералом в породе, к контурам которого приспособляются все остальные минералы. Нередко отдельные кристаллы плагиоклазов бывают окружены альбитовой каемкой. К-полевой шпат образует незаконченные очертания, обычно ксеноморфен по отношению к остальным минералам, за исключением случаев, когда кварц является наиболее поздним минералом.

Кварц имеет широкое развитие в породе (до 20%), образует зерна изометрического очертания, заполняющие промежутки между остальными минералами. Иногда выявляет идиоморфизм по отношению к К-полевному шпату. Нередко отмечаются случаи разъедания кварца К-полевым шпатом.

Роговая обманка составляет 10—15% породы, образует короткошепчатые кристаллы $c : Ng = 19—22^\circ$. Плеохроизм выражен резко от бутылочно-зеленого до желто-зеленых тонов. Схема адсорбции $Ng > Nm > Nr$. Из аксессуарных минералов сфен имеет наибольшее распространение.

Весьма интересны и необычны взаимоотношения сфена с остальными породообразующими минералами. Сфен во всех случаях сростания с породообразующими минералами ксеноморфен. Он обычно облегает идиоморфные кристаллы плагиоклаза и роговой обманки и зачастую в виде коротких прожилков сечет зерна кварца и К-полевого шпата.

В кварцевых монцонитах обычно увеличивается содержание К-полевого шпата и наряду с этим увеличивается основность плагиоклаза (доходит до лабрадора), появляется в породе пироксен и несколько уменьшается содержание кварца. Структура породы при этом типично монцитовая.

В кварцевых диоритах резко падает содержание кварца и К-полевого шпата и, наоборот, за их счет увеличивается содержание плагиоклаза и темноцветных минералов. Обычно кварцевые диориты характеризуются более мелкозернистой структурой по сравнению с гранодиоритами и кварцевыми монцитонитами.

Ниже приводим химический анализ и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому наиболее характерного образца из гранодиоритов.

Гранодиорит, М-ние Дастакерт. Колл. И. Г. Магакьяна.
Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР. Аналитик А. Петросян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	64,08	0,53	17,38	1,31	2,62	—	1,54	5,08	3,76	2,34	0,22	99,07
Молекулярн. количество	1066	6	170	8	36	—	38	103	47	35	—	—

$$a=11,6; c=6,2; b=6,3; S=75,8.$$

Кроме контактового воздействия гранодиоритовой интрузии на вмещающие породы и их ороговикование, сказывается также и влияние вмещающих пород на состав гранодиоритов. Благодаря ассимиляции и контаминации породы приобретают основной характер. Контакты интрузии с вмещающими породами в случаях ассимиляции постепенные. При переходе от гранодиоритов к порфирирам резко повышается количество темноцветных компонентов, до явного их преобладания в породе над остальными минералами. В дальнейшем на процесс ассимиляции и контаминации накладывается процесс ороговикования, который проявляется и в порфирирах, и в гранодиоритах.

На участках особенно интенсивного проявления ассимиляции и контаминации порода приобретает основной состав, приближающийся к габбро-диориту.

Под микроскопом эта порода имеет гетерогенную структуру (гипидноморфнозернистую и на отдельных участках роговиковую).

Жильные породы

Интрузия среднезернистых гранодиоритов отличается весьма богатым разнообразием жильных дериватов. Все жильные дериваты этой интрузии тесно территориально тяготеют к главному интрузивному массиву. В основном они залегают в пределах интрузии, большей частью в приконтактных зонах, но нередко они рвут вмещающие толщи в значительном удалении от интрузии, примерно на расстоянии от 1 до 3 км.

В образовании жильных дериватов Дастакертской-Аравусской гранодиоритовой интрузии выделяются две стадии.

Первая: пегматит-аплитовая и вторая: жильные дериваты среднего и основного состава.

Формы жильных тел пегматит-аплитовой стадии — большей частью мелкие жилообразные тела с невыдержанным простираем и малой мощностью максимум до 1 м; в большинстве случаев их мощность не превышает 20—25 см.

Наиболее ранними в этой стадии являются пегматиты, которые имеют подчиненное значение и встречаются довольно редко. Обычно это мелкие, от 0,01 до 0,5 м мощностью, тела с невыдержанным протяжением. Падение их обычно крутое при господствующем северо-западном простираем.

Сложены они преимущественно из довольно разнообразных по величине кристаллов К-полевого шпата, кварца и небольшого количества биотита, который образует крупночешуйчатые выделения. Довольно часто кварц и К-полевой шпат образуют закономерные пегматитовые прогадания.

Нередко в тесной ассоциации с пегматитовыми жилками проявляется медное (халькопиритовое) оруденение.

Более поздними по времени образованиями являются аплитовые жилы, секущие более ранние пегматитовые тела.

Аплитовые жилы приурочиваются обычно к двум направлениям — северо-западному и северо-восточному. Мощность аплитовых жилок небольшая, не превышает 50 см.

В распределении аплитовых жил в гранодиоритовом массиве намечается явная приуроченность их к трещинам отдельности.

В отличие от пегматитов, аплиты нередко выходят за пределы интрузии в роговики.

Макроскопически это мелкозернистые светло-серые с розоватым оттенком породы.

Под микроскопом структура породы порфировидная с микрогранулитовой структурой основной массы.

Порода состоит из кварца, К-полевого шпата, плагиоклаза и редких хлоритизированных чешуек биотита.

Вторая стадия внедрения жильных дериватов характеризуется образованием дайкового комплекса среднего и основного состава, проявляется весьма широко, как по интенсивности проявления, так и разнообразию состава. Наиболее широкое развитие и разнообразие даек наблюдается на участке самого Дастакертского месторождения.

Установлена следующая последовательность внедрения жильных дериватов Дастакертской-Аравусской гранодиоритовой интрузии:

- 1) диорит-порфиры,
- 2) диабазовые порфиры,
- 3) роговообманковые диорит-порфиры,
- 4) керсантиты.

Жильные породы Дастакертского месторождения подробно изучены Т. А. Аревшатын. Ниже приводится их краткое описание с использованием данных Т. А. Аревшатын.

Диорит-порфиры представляют собой довольно плотные породы с порфировой структурой. В сероватой основной массе выделяются порфировые вкрапленники таблитчатых плагиоклазов. Вдоль контактов даек намечается довольно четко выраженная зона закалки, иногда достигающая 30 см.

В зоне закалки лейсты плагиоклазов переплетаются и образуют тонкозернистую сплошную массу. В средней части даек величина плагиоклазов основной массы резко увеличивается и среди общей массы отчетливо выделяются отдельные их зерна. Порода в основном состоит из плагиоклаза и небольшого количества аксессуарных минералов.

По данным Т. А. Аревшатян, призматические порфиновые вкрапленники плагиоклаза по углу угасания MP дают величину $= 40-45^\circ$, что соответствует ряду битовнита N80—84. Что же касается плагиоклаза основной массы, то он сравнительно кислее и соответствует по составу андезину N 30—33.

Довольно широко в породе представлены вторичные минералы — эпидот, хлорит и серицит.

Диабазовые порфириты представляют собой темно-серые, с зеленоватым оттенком полнокристаллические тонкозернистые породы.

Под микроскопом структура породы полнокристаллическая диабазовая, трахитоидная. Характерна вытянутость кристаллов плагиоклаза и их ориентировка в направлении течения расплава. В контактовой части величина лейст плагиоклаза резко уменьшается и создается густое сплетение мелких микролитов.

Порода в основном состоит из плагиоклаза и вторичных минералов: эпидота, хлорита, кварца, карбоната. Плагиоклаз слагает основную массу породы, представлен удлиненными призматическими кристаллами, в большинстве случаев сдвойникованными.

По данным Т. А. Аревшатян, плагиоклаз соответствует составу андези́на № 45.

Большое место в породе занимают вторичные минералы — эпидот, хлорит и кварц.

Из акцессорных минералов присутствует рудный минерал и апатит.

Роговообманковый диорит-порфирит является преобладающим типом даек среди жильного комплекса Дастакертской интрузии. Дайки роговообманковых диорит-порфиритов характеризуются значительным содержанием роговой обманки, реже биотита.

Под микроскопом структура породы порфировидная с гипидиоморфной структурой основной массы. Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, биотита и сравнительно небольшого количества кварца. Плагиоклаз является самым распространенным минералом и составляет до 60% всей породы. Образует как вкрапленники, так и слагает основную массу. Плагиоклаз вкрапленников представлен в виде таблитчатых сдвойникованных кристаллов. Плагиоклаз основной массы образует идиоморфные брусковидные кристаллы, являясь самым идиоморфным минералом в породе. Довольно часто мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза образуют пойкилитовые включения в амфиболе.

По данным Т. А. Аревшатян, плагиоклаз роговообманковых диорит-порфиритов соответствует андезину № 45—50. Роговая обманка составляет 25% породы. Представлена она удлиненными кристаллами во вкрапленниках основной массы, ксеноморфна по отношению к плагиоклазу. Бистит составляет незначительную часть породы, образует чешуйки не-

больших размеров, обычно ксеноморфные по отношению ко всем остальным минералам.

Кварц составляет до 10% породы, обычно заполняет промежутки между остальными породообразующими минералами и приспосабливается к контурам плагиоклаза, роговой обманки и биотита.

Керсантиты. Относительно небольшое развитие среди жильного комплекса гранодиоритовой интрузии имеют дайки керсантитового состава. Они встречены и на месторождении, и за его пределами, где прорывают порфиритовую толщу. Макроскопически это темные, до черного цвета, породы с мелкозернистой полнокристаллической структурой; невооруженным глазом легко определяется темная слюда.

Под микроскопом структура породы гипидиоморфнозернистая, характеризуется различной степенью идиоморфизма составных минералов.

Порода состоит в основном из плагиоклаза и биотита. В незначительном количестве присутствуют хлоритизированные кристаллы роговой обманки и пироксена.

Из аксессуарных минералов широким распространением пользуется апатит, который образует довольно крупные призматические кристаллы.

Интрузия порфиридных гранодиоритов

Интрузия порфиридных гранодиоритов имеет относительно небольшое развитие в районе исследования. Она образует штокообразное тело, вытянутое в широтном направлении. Контакты интрузии характеризуются извилистыми очертаниями с крутым падением.

Западная граница контакта падает на восток и сопровождается рядом мелких выходов.

Южный контакт интрузии довольно круто падает на юг под углом 75—80°. Северный контакт, по-видимому, падает на север.

Таким образом, интрузии порфиридных гранодиоритов представляют собой шток своеобразной формы трапецидальной пирамиды, где западный контакт довольно круто падает на восток.

Взаимоотношение интрузии порфиридных гранодиоритов с остальными интрузивными фазами выявляется установлением интрузивного контакта между дастакертскими среднезернистыми гранодиоритами и порфиридными гранодиоритами.

В верховье левого притока р. Дастакерт, где обнажаются мелкие штоки порфиридных гранодиоритов, отчетливо устанавливается внедрение апофиз порфиридных гранодиоритов в дастакертские гранодиориты, чем и устанавливается более молодой возраст первых.

В пользу самостоятельного и более позднего внедрения порфиридных гранодиоритов по отношению к дастакертской интрузии, свидетельствует наличие в районе, в тесной пространственной и генетической связи

с ними, жильных дериватов, которые известны только на участке выхода порфиридных гранодиоритов и в зоне их экзоконтакта. Дайки эти представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и реже аплитами. По составу они очень близки к материнским массивам.

Дайковый комплекс порфиридных гранодиоритов приурочен к периферийной части интрузии и нередко выходит за пределы материнской интрузии, прорывая дастакертские гранодиориты.

Более молодой возраст порфиридных гранодиоритов устанавливается и пересечением жильных дериватов дастакертских гранодиоритов жильными дериватами порфиридных гранодиоритов.

Под микроскопом структура порфиридных гранодиоритов резко порфиридная.

Порода состоит из плагиоклаза, К-полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита.

Структура основной массы аллотриоморфнозернистая. Основная масса представлена, главным образом, К-полевым шпатом и кварцем с подчиненной ролью плагиоклаза. Последний является, однако, самым распространенным минералом в породе и составляет до 35% породы, образует, главным образом, порфиристые вкрапленники с призматическими очертаниями, которые почти полностью полисинтетически сдвойникованы с резко зональной структурой. Размер порфиристых вкрапленников доходит до 10 мм в длину и 3—4 мм в поперечнике.

Угол максимального симметричного погасания вкрапленников плагиоклаза в зоне перпендикулярной (010) = 14—15°, что соответствует кислому ряду андезина N 30—32.

Калиевый полевой шпат имеет также значительное распространение в порфиридных гранодиоритах и составляет примерно 30% всей породы. Представлен порфиристыми вкрапленниками и присутствует в основной аллотриоморфной массе в тесном сростании с кварцем.

Основная масса на 50% состоит из калиевого полевого шпата. Очертания зерен К-шпата резкие, угловатые, они тесно примыкают к зернам кварца. Средняя величина зерен К-полевого шпата в основной массе равна 0,16—0,20 мм.

Кварц является одним из распространенных минералов в породе, составляет до 20% породы. Он представлен в порфиридных вкрапленниках и в основной массе. По величине зерен и количеству вкрапленников, порфиристые вкрапленники кварца уступают К-полевному шпату и плагиоклазу. Изредка величина их достигает 2,0 мм. Кварц представлен ксеноморфными зернами. Нередко кристаллы по краям интенсивно корродированы с образованием своеобразного венчика, опоясывающего все зерно. Из темноцветных минералов в породе присутствуют роговая обманка и биотит, общее количество которых, примерно, составляет 15%.

Биотит в виде буровато-коричневых чешуек размером до 1 мм, обычно свежий, резко плеохроирует от буровато-коричневого до светло-коричневых тонов. Иногда биотит переходит в хлорит. Нередко роговая обманка и биотит включены в крупные идиоморфные кристаллы плагиоклаза и

К-полевого шпата. Иногда чешуйки биотита заключают в себе игольчатые кристаллики апатита. Довольно редки случаи разъедания чешуек биотита полевошпатовой основной массой, а также прорастания их кварцем и полевым шпатом. Весьма интересны взаимоотношения между биотитом и роговой обманкой.

Роговая обманка и биотит образуют тесные срастания, что свидетельствует о почти одновременном их образовании. Роговая обманка примерно в равном количестве с биотитом представлена идиоморфными кристалликами с ромбическим сечением и характерными для нее трещинами спайности. Характерен резкий плеохроизм от темно-зеленого до желтовато-зеленого $\varepsilon : N_g = 16^\circ$.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и рудным минералом.

Апатит представлен в виде игольчатых и призматических кристаллов, заключенных в чешуйки биотита.

Сфен представлен в породе в виде агрегатов с клиновидными и копьевидными очертаниями. Нередки для сфена также и ромбические сечения. По отношению к основной массе породообразующих минералов сфен резко идиоморфен. Зерна кварца и калиевого полевого шпата заполняют промежутки между копьевидными выступами сфена. По-видимому, сфен кристаллизовался одним из первых после рудного минерала, в отличие от сфена в дастакертских гранодиоритах, где он кристаллизуется самым последним.

Ниже приводится химический анализ порфиоровидного гранодиорита, выполненный в лаборатории ИГН АН АрмССР.

Таблица 6

69/52. Порфиоровидный гранодиорит. Р. Дастакерт. Колл. К. А. Карамяна.
Аналитик С. Дехтрикян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	66,56	0,22	17,71	1,24	2,23	0,04	1,90	3,41	5,72	1,86	—	99,57
Молекулярн. количество	1108	3	174	7	31	—	47	61	60	19	—	—

$$a=10,97; c=4,2; b=11,1; S=77,2.$$

Характерной особенностью интрузии порфиоровидных гранодиоритов является однообразие слагающих интрузию пород. Интрузия состоит из пород двух составов с однотипной структурой. В периферийной части интрузии породы соответствуют гранодиоритам (несколько даже кислее), дальше от контакта состав интрузии приближается к гранитам. В этом случае происходит обогащение интрузии калиевым полевым шпатом за счет уменьшения содержания плагиоклаза. Переход между двумя разновидностями пород постепенный и установить контакт их не представляется возможным.

Интрузия порфировидных гранодиоритов сопровождается своим жильным комплексом, который резко отличается от жильного комплекса дастакертской гранодиоритовой интрузии.

Отличительная черта дайкового комплекса порфировидных гранодиоритов — это их однообразие. В основном дайки по составу отвечают кислому ряду: гранит-порфирам, гранодиорит-порфирам и аплитам.

Такое небольшое разнообразие дайкового комплекса интрузии порфировидных гранодиоритов, по-видимому, связано с гипабиссальными условиями формирования интрузии, что обусловило ее довольно быстрое застывание.

Быстрое застывание интрузии не благоприятствовало полной дифференциации магматического очага, в результате весь дайковый комплекс близок по составу, химически и минералогически, с материнской интрузией. Громадное большинство даек гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и аплитов приурочено к периферийной части интрузии, к контакту с дастакертскими гранодиоритами. Преобладающее простирание даек северо-западное с падением на северо-восток. Мощность даек достигает 5—6 м при сравнительно незначительном протяжении 300—400 м.

Ни минералогически, ни в структурном отношении дайки гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров не отличаются друг от друга. Основное их различие сводится к количественному соотношению минералов.

В гранодиорит-порфирах преобладающее место в породе занимает плагиоклаз, в то время как в гранит-порфирах доминирующими минералами являются К-полевой шпат и кварц.

Под микроскопом структура основной массы микрогранитовая, характерна относительным идиоморфизмом полевых шпатов по отношению к кварцу. Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры характеризуются отсутствием плагиоклаза в основной массе, чем сходны в микроструктурном отношении с самой материнской интрузией, где также в основной массе почти нет плагиоклаза.

Контактово-измененные породы

Контактово-измененные породы в связи с проявлением послесреднеэоценовой интрузивной деятельности представлены в районе исследования довольно широко. Они развиваются почти сплошной полосой по контакту дастакертских гранодиоритов и образуют довольно четко выраженный контактовый ореол.

Контактовые породы представляют собой измененные порфириты и их образование надо рассматривать не только как продукт термального воздействия интрузии на порфириты, а в значительной степени как изменение, связанное с контактово-метасоматическим воздействием ранних (пневмато-гидротермальных) растворов. Менее широко развито эндоконтактовое изменение в самих гранодиоритах. Оно также выражается в ороговиковании гранодиоритов. Ширина контактово-метаморфизованной зоны колеблется от 50 м до 300—350 м.

Контактные роговики по составу и характеру изменения разнообразны, но в то же время в отдельных участках контактовой зоны образуются породы с определенным минералогическим составом.

Переходы между этими разновидностями контактово-измененных пород весьма постепенны и неуловимы.

Среди контактово-метаморфических роговиков нами выделяются следующие разновидности:

- 1) роговообманково-полевошпатовые,
- 2) биотит-полевошпатово-роговообманковые,
- 3) кварц-биотит-полевошпатовые.

К первой разновидности примыкает и актинолитовая разновидность, которая имеет подчиненное значение среди остальных представителей роговиков.

Контакт роговиков с интрузией обычно резкий, интрузивный, исключая некоторые случаи постепенного перехода интрузии в роговики и роговиков в порфириды, где хорошо выражено переплавление и ассимиляция порфиритов.

При удалении от интрузии роговики через пропилитизированные (хлоритизированные, эпидотизированные) разновидности переходят в свежие порфириды.

Макроскопически роговики темно-серые до черного цвета, мелкозернистые, плотные породы иногда с порфировой структурой, с крупными выделениями полевого шпата и роговой обманки. Для контактовых роговиков характерна роговиковая структура. Довольно часто в них выражена остаточная структура порфиритов, за счет которых они образовались. Наиболее полно разновидности контактовых роговиков представлены на самом Дастакертском месторождении.

Как было отмечено ранее, эндоконтактные изменения в дастакертских гранодиоритах распространены весьма слабо и представлены довольно узкой полосой и, притом, на очень небольшом промежутке контакта в виде интенсивной хлоритизации и эпидотизации темноцветных минералов, а также заметным проявлением ороговикования. Здесь намечается заметный привнос кремнезема и щелочей с отложением роговикового кварца и полевого шпата, которыми прорастают первичные минералы породы — плагиоклаз и К-полевой шпат.

Новообразованные кварц и плагиоклаз носят типичные черты роговиковых минералов с изометрическим и полигональным очертанием. Они большей частью образуются в промежутках между первичными породообразующими минералами. При удалении от контакта намечается ослабление ороговикования.

«ПОСТБАТОЛИТОВЫЙ» ИНТРУЗИВНЫЙ ЦИКЛ

Особое место среди комплекса интрузивных пород исследуемого района занимают породы более молодой интрузивной деятельности.

Различие их от пород гранитоидного комплекса послесреднеэоценового цикла не только возрастное. Они отличаются также по петрографическому составу и приуроченности к определенным тектоническим структурам.

В возрастном отношении это наиболее молодые интрузивные породы. Они повсюду имеют секущие контакты с эоценовыми гранитоидами и в виде даек и апофиз внедряются в гранитоиды. Повсюду, где бы они ни контактировали с гранитоидами, устанавливается их более молодой возраст.

Так, например, по дороге Сисиан-Дастакерт отмечается несколько случаев внедрения даек — апофиз молодых интрузивов в Ахлатянские граносиениты. В верховье правой составляющей р. Сисиан дайки молодых габбро-порфиритов прорезают дастакертские гранодиориты, чем и устанавливается более молодой возраст габбро-порфиритов.

Нижняя возрастная граница молодых интрузий габбро-порфиритов определяется «эоценовым» гранитоидным комплексом. Верхняя же граница возраста этих интрузивов менее определена.

В возрастной последовательности событий за габбро-порфиритами следует дайковый комплекс кварц-порфиров, после чего — многофазный экструзивный цикл и, наконец, породы сисианской глинисто-диатомитовой толщи верхнеплиоценового возраста.

Дайковый комплекс кварц-порфиров имеет широкое распространение в районе исследования, по времени внедрения очень близок к габбро-порфиритам и, по-видимому, непосредственно следовал за внедрением габбро-порфиритов. Как гипабиссальная интрузия габбро-порфиритов, так и дайковый комплекс кварц-порфиров несут черты типичных малых интрузий и представляют образования одной фации глубинности.

Все вышеописанное позволяет нам объединить габбро-порфириты и кварц-порфиры в единый интрузивный цикл. В отношении вещественного состава пород этого цикла следует отметить наличие как основных, так и кислых пород.

В тектоническом отношении молодые интрузии формировались в совершенно иной обстановке по сравнению с эоценовыми гранитоидами. Прежде всего — это интрузии, характеризующиеся малыми и приповерхностными глубинами становления. Резкое различие в условиях формирования этих двух интрузивных циклов сказывается на форме интрузивных тел, их пространственном размещении и структуре породы.

В период внедрения пород молодого цикла складчатость была, в основном, уже завершена и формирование пород происходило в условиях консолидированной складчатости, в силу чего вся вмещающая среда представляла собой жесткий массив и, естественно, все тектонические усилия находили свое выражение в виде разрывных деформаций. Естественным выражением этих разрывных деформаций являются формы интрузивных тел с характерной разрозненностью выходов, которые, судя по контактам, не образуют крупных тел на глубине. Форма интрузивных тел не имеет батолитовый характер, т. е. они не образуют тела с расширяющимися

книзу контактами, наоборот контакты резки и круты и в значительной степени приспособляются к более древним структурным элементам (контактовым поверхностям более древних интрузий).

Интрузивные тела этого цикла образуют вытянутые тела, ориентированные перпендикулярно или в значительной степени косо к направлению складчатости.

Это обстоятельство является хорошим доказательством того, что разрывы являлись благоприятными структурами для внедрения малых интрузий.

Дайки этих пород имеют два направления: северо-западное и северо-восточное. Северо-восточные дайки приурочены главным образом к трещинам разрыва и, естественно, ориентированы параллельно действующим тектоническим усилиям. Дайки же северо-западного простирания в большинстве случаев несут черты разрывных трещин, но нередко также сколовых — это открытые трещины, большей частью приуроченные к сдвиговым плоскостям.

Породы молодого интрузивного комплекса характеризуются значительной изменчивостью микроскопической структуры, давая постепенные переходы от структур чисто интрузивного облика к структурам, характерным для эффузивов. Преобладающей является порфировидная структура при микрокристаллической основной массе.

Ниже приводится описание довольно сложной интрузии габбро-порфиритов.

Интрузия габбро-порфиритов

Породы габбро-порфиритового состава имеют сравнительно широкое распространение в районе. Они образуют вытянутое в северо-восточном направлении тело длиной до 8 км при сравнительно небольшой мощности 2—3 км.

На востоке габбро-порфириты прорывают порфиритовую толщу нижнего эоцена, а также линзы осадочных пород, переслаивающихся с ними. На левом берегу р. Айри интрузивные габбро-порфириты контактируют как с граносиенитовой интрузией, так и с дастакертской гранодиоритовой интрузией. В обоих случаях устанавливается более молодой возраст габбро-порфиритов. В контактовой части габбро-порфиритовой интрузии образуется своеобразная зона закалки. В приконтактной части порфиритовые вкрапленники сравнительно редки, а основная масса мелкозернистая. По мере удаления от контакта количество их увеличивается с одновременным увеличением их размеров. Такое явление свидетельствует о сравнительно более позднем внедрении габбро-порфиритов по отношению к уже застывшим гранодиоритам. Это подтверждается также и тем, что дайки габбро-порфиритов прорывают гранодиоритовую интрузию.

Интрузия габбро и габбро-порфиритов характеризуется весьма значительным разнообразием структур слагающих ее пород. Кроме такого разнообразия структур интрузии, здесь характерно наличие переходных диф-

ференциатов от габбро через габбро-диориты к типичным диоритам. В основном изменение состава происходит в связи с количественными изменениями соотношения темноцветных и лейкократовых минералов в породе.

Переходы между породами весьма постепенные и неуловимы.

Габбровые породы образуют изолированные участки с изометрическими очертаниями и извилистыми границами.

Макроскопически это среднезернистые, полнокристаллические, плотные темные породы. Под микроскопом структура породы офитовая — характеризуется резким идиоморфизмом полевого шпата по отношению к темноцветному минералу.

Порода состоит из плагиоклаза и пироксена. Плагиоклаз образует призматические кристаллы, достигающие в среднем 2 мм. Более мелкие кристаллы плагиоклаза образуют пойкилитовые вроски в пироксене. Угол максимального симметричного погасания в зоне перпендикулярной (010) = 30—32°, что соответствует лабрадору № 55.

Пироксен так же, как и плагиоклаз занимает значительное место в породе — примерно 50%. Обычно представлен в виде ксеноморфных, иногда довольно крупных кристаллов. Часто в виде короткопризматических кристаллов. Пироксен явно ксеноморфен и приспосабливается к контурам плагиоклаза. Интерференционная окраска второго порядка оптически положительна, $c : Ng = 45^\circ$, на основании чего относится к авгиту.

В породе сильно развиты вторичные изменения. Наиболее сильно развит процесс хлоритизации пироксена, начинающегося с периферии зерен. Из аксессуарных в породе присутствует рудный минерал, содержание которого иногда достигает 10%.

По мере удаления от участков с полнокристаллической структурой порода приобретает порфировидную структуру. При этом изменяется и петрографический состав в сторону уменьшения количества темноцветных, вплоть до их полного исчезновения. Порода при этом через габбро-диориты переходит в плагиоклазовые диорит-порфириты.

Ниже приводится химический анализ и пересчет числовых характеристик по А. Н. Заварицкому наиболее характерного образца габбро-порфирита.

Таблица 7

187/52. Высота 2654,0. Габбро-порфирит. Колл. К. А. Карамяна.
Анализ выполнен в ИГН АН АрмССР. Аналитик Г. Джрбашян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	51,04	0,96	19,70	6,19	3,00	—	3,98	7,90	2,50	2,30	—	99,75
Молекулярн. количество	894	12	193	39	42	—	121	141	40	24	—	—

$$a=9,4; c=9,4; b=17,7; S=63,3.$$

Субфаза габбро-порфиритов. После внедрения основной габбро-порфиритовой интрузии с небольшим перерывом и отставанием во времени формируется ее субфаза.

Породы эти по своему химическому составу ничем не отличаются от основной габбро-порфиритовой интрузии. Они образуют, главным образом, крупные дайкообразные тела с северо-восточным простиранием с падением на северо-запад, мощность которых местами достигает 100 м при протяжении до 1 км. Породы субфазы территориально приурочены к габбро-порфиритам и нигде за пределами последних не отмечаются. Макроскопически это темно-коричневые породы с отчетливо выраженной флюидалльной текстурой. В основной массе выделяются мелкие порфировые вкрапленники плагиоклаза и темноцветных минералов.

Под микроскопом структура порфировая с микролитовой трахитовой структурой основной массы. Флюидалльная структура породы ориентирована вдоль простирания дайки, что свидетельствует о таком же направлении движения магмы. В ходе движения микролиты огибают порфировые вкрапленники плагиоклаза и пироксена.

Кроме отдельных фенокристаллов, в основной массе выделяются скопления более мелких зерен пироксена и плагиоклаза. Плагиоклаз представлен промежуточной разностью андезин-лабрадором, а пироксен — авгитом.

Малая интрузия и дайковая серия кварц-порфиров

В районе большим распространением пользуется дайковая интрузия кварц-порфиров. Отличительной чертой даек кварц-порфиров является их приуроченность к определенной геологической структуре — северо-восточному крылу антиклинальной складки общекавказского простирания.

В локализации кварц-порфиров благоприятным условием, по всей вероятности, являлись зоны сдвигово-надвиговых смещений, вдоль которых произошло раскрытие плоскостей отслаивания и внедрения даек.

В общем плане дайковая серия кварц-порфиров в виде пояса протягивается на 15—16 км. Общая ширина этого пояса колеблется от 3 км до 1 км. Густота даек в поясе неравномерная; местами встречаются отдельные дайки со значительным интервалом между собой, местами дайки образуют серии по 3—5, иногда до 7—10 параллельных друг другу. Местами отдельные дайки образуют значительные раздувы, большей частью благодаря повторным внедрениям по прежним плоскостям.

При удалении от центральной части пояса даек число их резко сокращается с одновременным уменьшением их протяженности.

В развитии дайкового пояса весьма значительное влияние оказывают структуры, имеющие поперечные кварц-порфирам направления. Особенно это видно при пересечении интрузии габбро-порфиритов кварцевыми порфирами.

Интрузия габбро-порфиринов, вытянутая поперек дайкового комплекса кварц-порфиринов, выполняет роль барьера. Дайковый пояс кварц-порфиринов, при всей своей мощности до 3 км и при значительной густоте даек, вплотную подходит к контакту габбро-порфириновой интрузии. При пересечении интрузии ширина пояса и густота даек резко уменьшаются.

Из большого числа даек в габбро-порфирины пробиваются лишь отдельные дайки и они при этом значительно теряют в мощности и в протяженности. По всей вероятности, у контакта габбро-порфиринов происходило затухание трещин, вследствие чего вся зона несколько сузилась и поредела.

Далее на север кварц-порфиры скрываются под молодыми отложениями сисианской глинисто-диатомитовой толщи и только отдельные дайки выступают из-под них.

Характерной особенностью дайкового пояса кварц-порфиринов является его значительное региональное распространение. Весь пояс, как было отмечено выше, непрерывно прослеживается на расстоянии 15—16 км и более, на юге он переваливает Баргушатский хребет и переходит в бассейн р. Гехи.

Повсюду дайки кварц-порфиринов однотипны, с характерным белесоватым цветом и крупными вкрапленниками идиоморфного кварца. Во всех случаях дайки пересекают эоценовые гранитоидные интрузии и не имеют генетической и пространственной связи с ними.

В возрастном отношении это наиболее молодые интрузивные образования района. Они пересекают гипабиссальную интрузию габбро-порфиринов, на основании чего можно считать доказанным отсутствие генетической связи их с гораздо более древними гранитоидами эоцена. В свою очередь кварц-порфиры пересекаются дайками более поздней экструзивной деятельности.

Так, например, на левом склоне р. Шенатаг напротив с. Лернашен довольно мощная дацитовая дайка с северо-западным простиранием пересекает и смещает кварц-порфириновые дайки северо-восточного простирания на амплитуду до 200 м.

По данным некоторых исследователей, дайковая серия кварц-порфиринов пересекает краевую фацию сисианской глинисто-диатомитовой толщи верхнего плиоцена. На основании этого делается вывод о плиоценовом возрасте кварцевых порфиринов.

Нам представляется, что кварцевые порфиры не пересекают туфобрекчиевую толщу, а наоборот туфобрекчиевая толща р. Шенатаг, являясь ингрессивным образованием, заполнила древний рельеф, в котором выступали кварцевые порфиры. Более молодая эрозионная деятельность вскрыла дайки, в силу чего создается впечатление о пересечении толщи дайками. Следует отметить, что нигде не отмечены пироконтакты даек с туфобрекчиями, а также не устанавливаются какие-либо метасоматические процессы, тогда как при пересечении дайками порфиринов и роговиков образуется довольно значительный ореол метасоматически измененных пород.

Поясовое расположение даек кварцевых порфиров, их региональное распространение, отрыв во времени от эоценовых гранитоидов, однотипность состава, могут рассматриваться как характерные черты самостоятельности этого интрузивного цикла, обособленного во времени от формирования других интрузивных комплексов.

Другим отличительным признаком даек кварц-порфиров является широкое проявление аутометасоматических процессов. Повсюду дайки кварц-порфиров подверглись воздействию гидротермальной деятельности, связанной с появлением самой дайковой интрузии.

Доказательством последнего является то, что гидротермально измененные дайки залегают в свежих нетронутых гидротермальными процессами вмещающих породах; вмещающие породы — гранодиориты и порфириты в контактах с дайками имеют маломощную (до 0,3—0,5 м) зону гидротермального изменения; в измененных дайках встречаются неизмененные участки.

Под микроскопом структура породы порфировидная; структура основной массы большей частью равномерномелкозернистая с характерными изометрическими очертаниями слагающих ее минералов,

Порфиновые вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, К-полевым шпатом и отдельными чешуйками мусковитизированной слюды. Кварц составляет до 70% порфировых вкрапленников и присутствует также в основной массе. Представлен хорошо ограниченными кристаллами с гексагональным очертанием. Порфиновые выделения кварца окружены венчиком мутноватого хлопьевидного кварца.

Плагиоклаз имеет также широкое развитие. Образует вкрапленники, а также слагает подавляющую часть основной массы. Представлен в виде призматически вытянутых кристаллов.

В гидротермально измененных разностях кварцевых порфиров плагиоклаз как основной массы, так и вкрапленников подвергся довольно сильной серицитизации. Серицит в плагиоклазе образует густую вкрапленность.

В связи с проявлением аутометасоматоза в кварцевых порфирах широко проявляется и карбонатизация, в основном охватывающая плагиоклазы.

К-полевой шпат составляет 20—25% породы, представлен в виде ксеноморфных образований; процессы гидротермального воздействия оказали слабое влияние на К-шпат.

Мусковитизированная слюда пользуется слабым распространением и представлена в виде отдельных крупных чешуек, нередко образующих сростания с плагиоклазом.

Ниже приводится химический анализ и пересчет числовых характеристик наиболее характерного образца кварц-порфиров.

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР. Аналитик Г. Джрбашян.

33/52. Ущ. р. Дастакерт. Кварц-порфир. Колл. К. А. Карамяна.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	75,10	0,08	13,93	1,74	—	0,09	0,27	0,41	3,31	4,14	0,20	99,86
Молекулярн. количество	1250	—	136	11	—	—	31	7	53	44	—	—

$$a=12,3; c=4,4; b=7,5; S=79,7.$$

ДОВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЙ ЭКСТРУЗИВНЫЙ ЦИКЛ

Продуктами наиболее позднего этапа магматической деятельности являются молодые экструзивные образования, отчетливо проявившиеся в районе.

Отличие их от гранитоидов и «постбатолитовых» гипабиссальных малых интрузий габбро-порфиритов и кварцевых порфиритов весьма существенное. Во-первых, это продукты наиболее молодой магматической деятельности — они пересекают все изверженные породы. Отчетливо намечается пересечение ими гранитоидов — довольно часто дайки экструзивных образований прорывают гранодиориты. Так, в 300 м на С—В от поселка Дастакертской ГРП дайка андезито-дацитового состава северо-западного простирания прорывает гранодиориты. Отмечается также пересечение габбро-порфиритов и кварц-порфиров.

С другой стороны, экструзивные образования трансгрессивно перекрываются сисианской глинисто-диатомитовой толщей, возраст которой определяется как верхний плиоцен, в силу чего по времени образования они относятся к доверхнеэоценовым экструзиям. Характерной чертой в проявлении этих образований является их многофазность, с увеличением кислотности пород от ранних фаз к поздним. Возрастные взаимоотношения различных фаз внедрения устанавливаются как по взаимным пересечениям друг с другом, так и на основе взаимоотношения с синхронными или близкими по времени осадочными образованиями.

Так, например, галька и обломки первой андезито-дацитовой фазы находятся в туфообломочной толще верховьев р. Чичаглы, между тем как дайки последующей фазы прорывают эту толщу. Другой характерной чертой в геологии их образования является повсеместная связь дайковой и жерловой фаций с потоками. Повсеместно каждая фаза экструзивной деятельности характеризуется своей дайковой фацией, которая является центром излиятий лавовых потоков.

В отношении структур пород этих экструзивов следует отметить их довольно выдержанное однообразие в пределах фаций. Так, довольно хорошо выдерживается для жерловой и дайковой фаций порфировая структура с полнокристаллической основной массой, для потоков — порфировая структура с гиалопилитовой и микролитовой структурами основной массы.

Состав пород отвечает ряду: андезит, андезито-дацит, липарито-дацит.

Наиболее ранними являются андезиты. Они образуют дайки, некки и потоки сравнительно небольших размеров. Дайки имеют северо-западное простирание с максимальной мощностью до 5 м и простиранием до 100—150 м.

Некки и жерловины излияний имеют сравнительно небольшое пространство. Прекрасным примером некка и жерловин излияний является некк Даш-Кала.

Даш-Кала характеризуется округлой сердцевиной, диаметром до 100 м, с хорошо выраженной горизонтальной столбчатой отдельностью. По-видимому, лавы заполняли долину р. Айри, затем были пропилены рекой, так как те же лавы распространены и на правом берегу р. Айри. Масштаб лавовых потоков в этом экструзивном цикле небольшой и не превышал 1,5—2,0 км.

Первые порции излияний, по-видимому, сопровождались выбросом туфов. Это хорошо видно в ущелье ручья, впадающего в р. Айри у развалин с. Кюврах. Здесь обнажается прекрасный разрез лавового потока, в основании которого залегает маломощный до 1,5 м слой туфов.

Туфы содержат обломки более древних пород, в том числе полосчатые лавы субфазы габбро-порфиритов, чем и определяется более поздний возраст извержения андезитов. Верхний возраст излияния андезитов определяется ингрессивной туфообломочной толщей р. Чичаглы. Обломки андезитов в довольно значительном количестве присутствуют в этой толще. Таким образом, время извержения андезитов вполне установлено по отношению к другим фазам экструзивного цикла.

Макроскопически андезиты светло-серые до темно-серых, плотные породы с порфировой структурой.

Под микроскопом структура породы порфировая с полнокристаллической структурой основной массы в жерловой и дайковой фациях и микролитовой структурой пород, образующих лавовые потоки. В составе породы участвуют плагиоклаз и роговая обманка. Плагиоклаз является наиболее распространенным минералом и составляет до 70% всей породы. Намечаются две генерации плагиоклаза. Первая, наиболее ранняя, образующая порфиновые вкрапленники, и вторая, поздняя мелкозернистая, слагающая основную массу породы.

Угол максимального симметричного погасания в зоне перпендикулярной $(010) = 24—26^\circ$, что соответствует андезину № 45.

Роговая обманка имеет также значительное распространение в породе, составляет до 30%. Представлена, в основном, удлиненно призматическими шестоватыми кристаллами во вкрапленниках. Она часто образует срастания с плагиоклазом и при этом резко идиоморфна по отношению к плагиоклазу.

Роговая обманка из потоков и жерловин излияний почти нацело опацифицирована, в то время как в дайках она совершенно свежа. Кроме того, при срастании с полевым шпатом опацификации подвергаются те части

роговой обманки, которые непосредственно соприкасаются с основной мелкозернистой массой, части же, окаймленные полевым шпатом, лишены опациitized каемки.

Биотит в породе представлен одиночными чешуйками, также сильно опациitized по краям.

Ниже приводится химический анализ андезита, выполненный в лаборатории ИГН АН АрмССР:

Таблица 9

188/52. Андезит. Некк. Даш-Кала. Колл. К. А. Карамяна.
Аналитик С. Дехтрикян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	65,74	0,36	17,18	2,47	1,16	0,08	1,68	4,34	4,22	2,02	0,32	100,21
Молекулярн. количество	1094	3	169	16	15	—	42	79	71	21	—	—

$$a=12,7; c=5,3; b=6,2; S=76,0.$$

Андезито-дациты

Вслед за андезитами происходит извержение андезито-дацитов. Они имеют сравнительно небольшое распространение, образуют дайки и потоки, при этом дайки, по-видимому, являлись центрами излияний. Наибольший поток андезито-дацитов покрывает оба склона ущелья р. Айри у с. Мурхуз. Поток заполнил долину р. Айри и лежит на размывтой поверхности интрузии гранодиоритов. Небольшие останцы этого покрова остались в среднем течении р. Чичаглы и в верховье ручья, впадающего в приток р. Айри у с. Софулу. В возрастном отношении андезито-дациты, безусловно, моложе андезитов Даш-Кала, так как дайки андезито-дацитов прорывают грубообломочную трансгрессивную толщу в верховье р. Чичаглы, в то время как обломки андезитов Даш-Кала находятся в этой толще.

Под микроскопом структура породы порфировая с микрокристаллической основной массой. В составе породы участвуют плагиоклаз — 80%, биотит — 15% и кварц — 5%.

Плагиоклаз по углу максимального симметричного погасания в зоне перпендикулярной (010) = 20—22° соответствует андезину № 40.

Ниже приводится химический анализ наиболее характерного образца андезито-дацита, выполненный в лаборатории ИГН АН АрмССР:

Таблица 10

161/52. Андезито-дацит. Сел. Мурхуз. Колл. К. А. Карамяна.
Аналитик С. Дехтрикян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	67,16	0,22	17,19	0,81	0,87	0,04	0,91	3,69	4,14	1,37	0,30	100,16
Молекулярн. количество	1119	3	169	5	12	—	22	66	66	15	—	—

$$a=11,3; c=4,6; b=6,1; S=78,02.$$

Липарито-дациты

В последнюю фазу субвулканической деятельности молодого экстрезивного цикла происходит извержение пород повышенной кислотности. Минералогический состав пород соответствует дацитам, в то время как химический состав выявляет значительно более кислый состав, приближающийся к составу липарита, в силу чего породу можно назвать липарито-дацитом. Различие между минералогическим и химическим составом в этих породах, по-видимому, связано с присутствием значительного количества кислого стекла.

Породы этой фазы экстрезивной деятельности образуют дайки, близповерхностные мелкие тела с незакономерным очертанием, а также не имеющие значительного распространения эффузивные потоки. Центрами излияний этих потоков являются дайки и вышеописанные тела, выходящие на дневную поверхность. Дайки дацитов прорывают породы габбропорфириновой гипабиссальной интрузии, чем и определяется принадлежность этих пород к молодому циклу экстрезивной деятельности.

Под микроскопом структура породы витропорфировая с гиалиновой структурой основной массы.

Порода состоит из плагиоклаза — 50%, кварца — 35% и биотита — 15%. Довольно значительное место в породе занимает кислое стекло.

Плагиоклаз образует таблитчатые вкрапленники с полисинтетическим двойникованием или же монокристаллы с резко зональным строением.

Угол симметричного погасания в зоне перпендикулярной (010) = 15—17°, что соответствует кислому андезину № 38—35°.

Кварц образует крупные кристаллы, размер которых местами достигает 1,5 см. В потоках кварц сильно корродирован основной массой. Биотит образует чешуйчатые таблитчатые агрегаты, беспорядочно рассеянные в породе.

Ниже приводится химический анализ характерного образца липарито-дацита, выполненный в лаборатории ИГН АН АрмССР.

Таблица 11

46/52. Липарито-дацит. с. Софулу. Колл. К. А. Карамяна.

Аналитик С. Дехтрикян.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
% содерж.	71,38	0,16	16,02	1,02	0,72	0,02	0,92	2,56	2,91	2,61	0,14	100,52
Молекулярн. количество	1119	2	159	7	10	—	22	46	48	32	—	—

a=10,5; c=3,0; b=8,03; S=88,1.

ТЕКТОНИКА

В исследованном районе имеют главное распространение два отличных друг от друга как литологически, так и по своему стратиграфическому и тектоническому положению, комплекса. Первый порфириновый комп-

лекс, определенный как нижнеэоценовый, залегает в нижней части разреза; второй вулканогенно-осадочный комплекс залегает трансгрессивно с большим угловым несогласием на первом.

Мощное развитие вулканогенных пород в районе, безусловно, сильно затрудняет выяснение тектоники района и в частности тектоники порфиритовой толщи нижнего эоцена. Выяснение строения нижней порфиритовой толщи является первостепенным вопросом и интересует нас в первую очередь ввиду того, что почти все месторождения района локализованы в порфиритах. Несмотря на сложность строения района и ограниченные возможности в выяснении тектонического строения, все же главные черты тектоники могут быть выяснены, если учесть, что линзы полосчатых ороговикованных туффигов и туфопесчаников, переслаивающих почти всю толщу нижнеэоценовых порфиригов, отлагались в перерывах подводной вулканической деятельности, а затем уже в период складкообразования деформировались одновременно и согласно с вмещающими порфиритами. Вследствие этого эти маломощные пачки и линзы осадочных образований имеют большое значение для выяснения структуры вмещающих порфиригов.

Линзы и пачки аргиллитов и ороговикованных туффигов распределены не беспорядочно по всей толще порфиригов, а в большинстве случаев встречаются совместно, причем одна линза сменяет кулисообразно другую. Это означает, что линзы осадочных пород образуются в пределах определенных горизонтов.

Простираие этих линз и пачек роговиков обычно весьма постоянно и изменяется от СЗ—320° до 340°. В некоторых случаях вблизи выходов интрузивных пород их простираие резко отклоняется от обычного, местами приобретая северо-восточное простираие; в этом случае они интенсивно дислоцированы и перемяты. По всей вероятности, это связано с внедрением интрузий, которые сминают их и нарушают первичные элементы залегания.

Многочисленные замеры падения линз роговиков и пачек осадочных пород показали, что направления падения этих пород изменяются с северо-востока на юго-запад. Так, в западной части исследуемого района, в бассейнах рр. Айри и Чачаглы, а также в верховьях р. Кызкошты и в верховье левого притока ручья Мегрили отмеченные линзы и пачки осадочных образований повсюду падают на юго-запад под углом 60—70°. В центральной и восточной частях района, по южному склону р. Дастакерт, а также в верховье левого притока р. Шенатаг пачки роговиков и аргиллитов имеют северо-восточное падение с углами 50—60°.

Таким образом, здесь намечается антиклинальная складка с падением крыльев на юго-запад и северо-восток при общем простираии оси антиклинали СЗ—340°.

Указанная антиклинальная складка местами имеет слабо выраженное асимметричное строение. Так, юго-западное крыло этой складки на участке несколько северо-западнее с. Софулу имеет падение на юго-запад 260° \angle 70°, северо-восточное же крыло имеет падение на северо-восток \angle 50—60°.

Такое асимметричное строение антиклинали, вероятно, обусловлено слабым надвиганием масс с северо-востока на юго-запад.

На исследованном участке, там где обнажается комплекс интрузивных пород, по-видимому, ось антиклинали испытывает вздымание и обнажаются более глубокие горизонты структуры. Несколько южнее ось идет на погружение, вследствие чего обнажаются верхние горизонты нижней порфиритовой толщи и трансгрессивно на них налегающая вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена.

В водораздельной части Баргушатского хребта вышеупомянутая антиклинальная складка испытывает периклинальное замыкание. В структурной седловине породы представлены исключительно молодыми отложениями вулканогенно-осадочной толщи среднего эоцена с базальным конгломератом в основании.

Несколько северо-западнее от периклинальной части складки вулканогенно-осадочная толща приобретает более крутые элементы залегания. Так, в долине р. Дали, по данным С. С. Мкртчяна [29], весь комплекс вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена (представленный здесь наиболее полно) имеет довольно крутое падение под углом 60° , азимутом падения 250° , т. е. общекавказское простирание.

Далее на северо-запад антиклинальная структура северо-западного простирания, по всей вероятности, испытывает погружение. Севернее исследованного района обнажаются более молодые отложения и породы целого ряда близповерхностных малых интрузий. К центральной части антиклинальной складки и месту вздымания ее шарнира приурочены интрузии послесреднеэоценового цикла.

Интрузия главной фазы (дастакертские граноидориты) имеет вытянутое очертание с чередованием участков северо-западного протяжения с участками широтного простирания. При этом участки интрузии с широтным протяжением образуют раздувы и характеризуются штокообразной формой с более мелкими куполами и с зажатым между ними провесом кровли.

Участки с северо-западным простиранием имеют разнообразную форму с падением обоих контактов на юго-запад и являются как бы перемычкой между двумя раздувами. Остальные фазы эоценовых гранитоидов приурочены также к месту вздымания складки и тяготеют территориально к главной фазе. Более поздние циклы магматической деятельности «пост-батолитовый» и доверхнеплиоценовый экструзивный обособлены в пространстве и приурочены к участкам погружения шарнира складки.

Определенное структурное положение относительно складки занимает дайковый пояс кварцевых порфиров. Представлена эта серия многочисленными дайками северо-западного простирания с общим падением всей серии на северо-восток под углами $60-80^\circ$.

Отдельные дайки в пределах зоны прослеживаются на значительное расстояние, примерно 3—4 км. Мощность кварц-порфировых даек изменчива, по простиранию они образуют раздувы и пережимы. Резких изме-

нений в простирании отдельных даек в общей зоне распространения всей дайковой серии не намечается. Изменение в простирании отдельных даек колеблется от СЗ—300—320 до 340°.

Общая ширина всей зоны, в которой развита дайковая серия кварцевых порфиров, достигает примерно 2 км, однако на значительном протяжении зона имеет ширину не более 1 км. В общей зоне значительная часть даек имеет незначительное протяжение, достигающее 200—300 м. Дайки в зоне имеют кулисообразное расположение.

Довольно часто отдельные дайки посредством диагональных перемычек соединяются друг с другом. Иногда они образуют разветвления и тупо выклиниваются (см. блок-диаграмму, рис. 2).

По элементам залегания вся дайковая серия кварцевых порфиров совпадает с направлением складчатости и падает почти согласно с падением северо-восточного крыла антиклинальной складки. По всей вероятности, внедрение дайковой серии в северо-восточное крыло складки было связано с движением масс с северо-востока на юго-запад. При движении всей массы на юго-запад, на северо-восточном крыле складки образуются расслабленные участки между пластами, поверхности отслаивания и трещины, благоприятные для внедрения дайковой серии.

Дополнительным подтверждением внедрения даек в связи с надвиганием масс является образование диагональных трещин отрыва, соединяющих плоскости отслаивания и их определенная ориентировка по отношению к плоскости движения.

Все диагональные трещины имеют северо-восточный аз. падения, т. е. падают в том же направлении, что и сами дайки. В отличие от даек, заполнивших плоскости отслаивания, дайки, выполнившие диагональные трещины отрыва, обладают значительно более пологими углами падения и образуют перемычки между крутопадающими дайками. В данном случае мы имеем комбинацию трещин склона с трещинами отрыва.

Наличие антиклинальной складки северо-западного простирания в районе исследования подтверждается не только изменением направлений падений линз и пачек полосчатых роговиков, но также развитием различных систем трещин на различных крыльях складки.

В основном, в толще порфиритов развито несколько систем трещин, которые отличаются как морфологически, так и по частоте и отчетливости проявления.

Отмечаются следующие системы трещин:

1. Аз. простирания СЗ 340—330° с падением на СВ $\angle 60-80^\circ$.
2. Аз. простирания СЗ 340—330° с падением на ЮЗ $\angle 60^\circ$.
3. Аз. простирания СЗ с почти вертикальным падением.
4. Аз. простирания ЮЗ 250—240° с падением на СЗ $\angle 60^\circ$.

Наибольшим распространением пользуются 1,2 и 4 системы, 3-я система представлена менее отчетливо.

На северо-восточном крыле складки выделяются главным образом следующие четко выраженные системы трещин. Простирание северо-западное с падением на СВ; эта система совпадает с направлением складча-

СХЕМАТИЧЕСКАЯ БЛОК-ДИАГРАММА

РАЗРЕЗ ПЕРПЕНДИКУЛЯРНО ОСИ АНТИКЛИНАЛИ

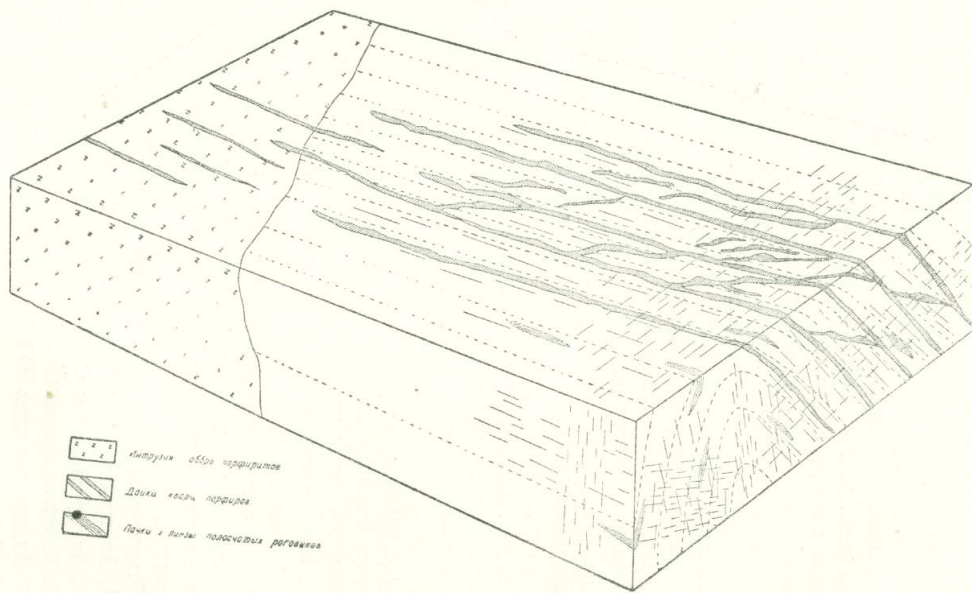


Рис. 2.

тости, с падением в ту же сторону и под тем же углом, что и падение пласта. Это, по всей вероятности, трещины, совпадающие с плоскостями отслаивания, обусловленные движением пластов друг относительно друга. Эти трещины более выдержаны и прямолинейны по сравнению со второй системой трещин. Вторая система также выражена отчетливо по всему северо-восточному крылу складки. Эта система перпендикулярна падению пластов северо-восточного крыла и совпадает с направлением складчатости, падая в сторону, обратную падению пластов под углом 50° .

Характерная черта этих трещин—невывержанность по простиранию и падению; плоскости их сравнительно грубые и неровные. По-видимому, это трещины разрыва внутри отдельных пластов.

Следует отметить, что положение этих трещин определяется положением пласта в пространстве. При более крутом падении пластов, например, на юго-западном крыле складки, трещины разрыва должны быть представлены полого-падающей системой, как это на самом деле и наблюдается. На северо-восточном крыле с относительно пологим падением пластов эти трещины представлены крутопадающей системой под углом до 60° .

Аналогичное расположение трещин намечается и на юго-западном крыле складки.

Кроме этих двух систем трещин, в порфиритах развиты еще системы 3 и 4, которые развиты почти одинаково по всей структуре. Трещины системы 3, по-видимому, соответствуют региональному кливажу, а трещины системы 4 соответствуют поперечным трещинам, ориентированным поперек складчатой структуры.

ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Дизьюнктивные структуры пользуются широким развитием в районе исследования.

Расчленение тектонических нарушений по характеру смещения на надвиги, сдвиги, сбросы и взбросы не представляется возможным ввиду отсутствия соответствующих фактических данных. Однако, на основе морфологических особенностей зон нарушения, возрастных взаимоотношений друг с другом и взаимоотношений со складчатой структурой, все дизьюнктивные структуры могут быть подразделены на «надвиговые» нарушения и «сбросовые».

«Надвиговые» структуры проявляются в тесной связи со складчатыми структурами и региональным кливажем. Смещения по надвиговым структурам проявляются с различной интенсивностью от мелких нарушений, приспособляющихся обычно к трещинам кливажа, до крупных зон в несколько десятков метров мощности, совпадающих с планом складчатости.

Характерная черта нарушений «надвигового» типа, это то, что они выражены не в виде единого тектонического шва, представленного одной плоскостью смещения, сопровождающейся продуктами перетиранья и

дробления значительной мощности, что в некотором отношении может указывать на значительную амплитуду смещения.

«Надвиговые» структуры в районе исследования представляют собой зоны дробления, выраженные серией многосистемных трещин, мощность которых весьма изменчива. В зонах дробления встречаются плоскости с довольно значительной амплитудой смещения, а также участки с явно выраженной сланцеватостью, представляющие собой ряд близко расположенных мелких плоскостей скольжения, вероятно, со значительным смещением. Многосистемность трещин в зонах дробления и пересечение одной системы другой является доказательством частых повторений подвижек в этих зонах.

Зоны эти по мощности весьма изменчивы, часто достигают 100—150 м, местами же всего до 10—15 м. При этом на участках с меньшей мощностью зоны раздробленность и перетертость пород выражены намного интенсивнее, чем на участках, где зона дробления достигает значительной мощности.

Общее простирание зон примерно северо-западное $320\text{--}340^\circ$, местами отклоняется до 350° , либо же меридиональное или же $СЗ\text{--}300\text{--}310^\circ$. Падение обычно юго-западное под углом $60\text{--}70^\circ$, однако встречаются и зоны с северо-восточным падением или же с довольно крутыми углами падения как на северо-восток, так и на юго-запад.

По простиранию надвиговые зоны прослеживаются на небольшие расстояния, максимум до 2 км. Обычно они постепенно выклиниваются, прорываются, затем через некоторое расстояние либо появляются на продолжении прежней зоны, либо кулисообразно отходят в сторону от первоначального направления.

Вдоль надвиговых зон довольно сильно сказывается влияние постмагматической деятельности, выраженной в значительной окварцованности пород. Довольно часто окварцевание сопровождается пиритизацией.

Зоны пиритизированных пород вытягиваются вдоль зон дробления. В зонах дробления намечается многостадийное отложение кварца с различной морфологической характеристикой, от гребенчатой разности в тесной ассоциации с серицитом до мелкозернистого шашечного или роговикового кварца. На участках, где зоны дробления проходят в гранитоидах, они сопровождаются окварцеванием и серицитизацией. На участках, где зоны дробления проходят в роговиках или порфиритах, серицитизация выражена значительно слабее и широко развиты пиритизация и эпидотизация. В противоположность широкому развитию «надвиговых» структур, в районе исследования «сбросовые» структуры пользуются сравнительно слабым распространением.

Все нарушения этого типа отличаются от «надвиговых» своими морфологическими чертами и отсутствием заметной связи с простиранием складчатых структур.

В отличие от «надвигов» сбросовые зоны характеризуются значительно более крутыми углами падения от 70 до 90° , меньшей шириной и относительно слабо выраженными зонами дробления, при более четко выра-

женных плоскостях скола. Сбросовые зоны, сопровождаясь также заметным гидротермальным изменением вмещающих пород, нередко заполнены карбонатом.

Общее простирание сбросовых зон северо-восточное, примерно СВ—40—50° с крутыми углами падения на юго-восток и на северо-запад. Однако нередки и отклонения от этого направления до СВ—70—80°.

По отношению к «надвиговым», «сбросовые» структуры являются более молодыми, они смещают «надвиговые» зоны. Наличие гидротермальных изменений вдоль сбросовых зон свидетельствует о дорудном возрасте этих нарушений.

В заключение следует отметить, что судя по характеру смещений как структуры «надвигового» типа, так и «сбросовые» структуры несут элементы «сдвиговых» нарушений, в силу чего надо отметить, что надвиги и сбросы являются нетипичными нарушениями этого характера и представляют сдвиго-надвиги и сдвиго-сбросы.

МЕСТО ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА В СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ

В геологическом строении района значительное место занимают дайковые комплексы, характерные своим специфическим составом и приуроченностью их к определенным геологическим структурам.

Для выяснения места даек в общей складчатой структуре большое значение имеет определение «генетического» типа даек, т. е. выяснение их связи с той или иной интрузивной фазой. Большое значение должно иметь также выделение даек, не имеющих связи с известными интрузивными комплексами и представляющих собой самостоятельные образования.

В районе выделяются:

1) дайковые комплексы, тесно связанные с эоценовым гранитоидным циклом. При этом довольно отчетливо выделяются дайки, связанные с каждой фазой интрузивной деятельности;

2) самостоятельные дайковые серии, не имеющие связи с интрузивными комплексами, генетически связанные с глубокими очагами магматической деятельности;

3) дайки, представляющие собой центры излияний более молодых экструзивных образований, возможно раннеплиоценового возраста.

Дайковые комплексы, связанные с эоценовым гранитоидным циклом, имеют ряд специфических особенностей. Следует отметить, что основные более ранние фазы интрузивной деятельности лишены жильных дериватов. Так, из пяти установленных фаз интрузивной деятельности жильные дериваты присущи лишь трем: ахлатянским граносиенитам, дастакертским гранодиоритам и порфиroidным гранодиоритам.

Для эоценовых дайковых комплексов также характерно то, что они не выходят далеко за пределы материнской интрузии.

Ахлатянские граносиениты сопровождаются небольшим числом даек. Представлены они спессартитами и рядом даек лейкократовых микрогра-

носиенитов, имеющих в общем северо-западное простирание, согласно с планом складчатости. Дайковые породы территориально связаны с материнской интрузией.

Дастакертские гранодиориты отличаются значительным разнообразием жильных пород от кислых аплит-пегматитов до основных лампрофиров. Наиболее ранние аплит-пегматиты приурочены к крутым трещинам северо-восточного простирания и к пологим северо-западным трещинам, уходящим в глубь интрузивного массива. Намечается приуроченность различного состава даек к трещинам определенного направления.

Наиболее древняя система даек диорит-порфиритов, как правило, имеет северо-западное простирание с падением на юго-запад, с довольно крутыми углами падения $70-80^\circ$. Диабазовые порфириты в громадном большинстве имеют северо-восточное направление с падением на СЗ и ЮВ. Следующая дайковая серия роговообманковых диорит-порфиритов приурочена к близширотным нарушениям с юго-восточным падением. Керсантитовые дайки встречаются в виде единичных представителей небольшой мощности широтного простирания.

С интрузией порфиroidных гранодиоритов генетически и территориально связан характерный комплекс дайковых пород типа аплитов и гранодиорит-порфиров. Для них характерны довольно прямолинейные контакты и выдержанная мощность. Судя по морфологии, весьма трудно определить приуроченность даек к трещинам разрыва или скола, тем не менее следует отметить, что продуктов дроблений в их контактах не отмечено. Приурочены дайки этого типа к трещинам северо-западного простирания с довольно крутым падением на северо-восток. Падение даек гранодиорит-порфира совпадает с направлением падения контакта порфиroidных гранодиоритов. По-видимому, внедрение интрузии порфиroidных гранодиоритов и их дайкового комплекса аплитов и гранодиорит-порфиров контролировалось одними и теми же структурами. Дайки гранодиорит-порфиров, согласные с падением контакта материнской интрузии, располагаются в значительной своей части вне интрузии, не удаляясь от нее на расстояние более 1 км.

Таким образом, развитие даек, связанных с гранодиоритами, находится в тесной связи с внутренней тектоникой интрузивов или со структурами, предопределившими формирование интрузива.

Большое место в тектонике и структуре района играют дайковые интрузии кварц-порфиров. Они имеют региональное распространение, их локализация находится вне связи со структурой гранодиоритов или со структурами, связанными с формированием и внедрением интрузий.

Кварцевые порфиры представляют самостоятельные магматические образования, генетически связанные с глубокими очагами магматической деятельности. Их локализация находится в тесной связи с образованием региональной зоны разлома, простирающейся параллельно складчатости.

В порфиритах они приурочены к северо-восточному крылу антиклинальной складки, и их внедрение, по-видимому, было обусловлено довольно интенсивными подвижками. Об этом свидетельствуют дайки кварц-пор-

фиритов, заполнившие трещины оперения, которые развиты между дайками основного направления (рис. 2).

Третья группа даек представляет собою дайки и жерловины, являющиеся центрами излияний молодой экструзивной деятельности. Они обычно имеют северо-западное простирание, реже северо-восточное. К числу жерловин излияний относится некк Даш-Кала; возможно, что его образование было обусловлено повторным раскрытием более древних трещин.

АНАЛИЗ ГЛУБИННОСТИ ИНТРУЗИИ

Как было изложено выше, вся магматическая деятельность в районе исследования разделяется на три обособленных во времени цикла, отличающихся друг от друга различными геологическими условиями становления, глубиной проявления и характером тектонической обстановки.

1. В тесной связи с развитием складчатости в наиболее ранние периоды ее проявления на участках максимальных прогибаний происходит внедрение крупных гранитоидных интрузий батолитового типа.

Интрузивная деятельность этого периода имеет значительное территориальное развитие. В большинстве случаев отмечается вытянутость интрузивных массивов вдоль складчатых структур, что свидетельствует о наличии ориентированного напряжения в период внедрения интрузий и о проявлении интрузивной деятельности в период активного формирования складчатости.

2. Несколько позже в условиях уже сформировавшейся складчатости развиваются гипабиссальные малые и дайковые интрузии основного и кислого состава, развитие и локализация которых контролировались подвижками в условиях консолидированной складчатости, ввиду чего все тектонические подвижки носили характер дизъюнктивных нарушений. Более крупные гипабиссальные штокообразные тела, внедрившиеся в зоны разрыва, ориентированы косо или перпендикулярно к складчатости, а серии дайковых интрузий, внедренные в раскрывшиеся плоскости около крупных дизъюнктивных нарушений, совпадают с направлением складчатости.

3. В завершающую стадию развития геосинклинали магматическая деятельность носит экструзивный характер, обусловленный выходом магматических масс на дневную поверхность.

Таким образом, развитие магматической деятельности по характеру глубинности протекало от глубинных интрузий батолитового типа через гипабиссальные малые и дайковые интрузии к экструзивным образованиям.

Следует отметить, что глубинность формирования отдельных интрузивных фаз в пределах каждого цикла магматической деятельности не является постоянной — устанавливается в ряде случаев последовательный переход между глубинными фазами гранитоидного цикла через их гипабиссальную фазу к приповерхностным малым интрузиям.

Такой последовательный переход намечается между гранитоидным интрузивным циклом и гипабиссальными малыми интрузиями, обособленными в самостоятельный интрузивный цикл.

Наиболее поздняя фаза эоценового гранитоидного цикла — фаза порфировидных гранодиоритов носит отчетливые черты гипабиссальности и вероятно по глубине формирования приближается к глубине формирования интрузивного цикла малых и дайковых интрузий.

Для более отчетливого выявления гипабиссального характера порфировидных гранодиоритов приведем сравнение их с предшествующей фазой внедрения — среднезернистыми гранодиоритами и кварцевыми монцонитами.

Различие в тектонической обстановке формирования этих двух интрузий сказывается во многих особенностях их строения, характера дифференциации и воздействия на вмещающие породы продуктов постмагматической деятельности.

Среднезернистые гранодиориты

1. Характерны полнокристаллические гипидиоморфнозернистые, монцонитовые структуры.

На участках, в значительной степени обогащенных свободным кремнеземом, отмечается более раннее выделение кварца по отношению к полевому шпату.

2. Плагноклаз характеризуется наличием отчетливо выраженной альбитовой оторочки.

3. Жильные дериваты представлены рядом: диорит-порфириты, диабазовые порфириты, лампрофиры.

4. Отмечается мощный контактовый ореол интрузии со значительной мощностью и сложным строением.

5. Наличие пневматолитовой стадии магматической деятельности. Турмалинизация гранодиоритов, плагноклаз-эпидот-турмалиновые, магнетит-турмалиновые прожилки.

6. Наличие пегматитов с медным оруденением, развитых в апикальной части интрузии.

7. Акцессорный минерал сфен характерен резкой ксеноморфностью по отношению ко всем породообразующим минералам.

Порфировидные гранодиориты

1. Характеризуются резкой порфировидной структурой с мелкозернистой основной массой.

2. Плагноклазы резко зональны без альбитовой оторочки.

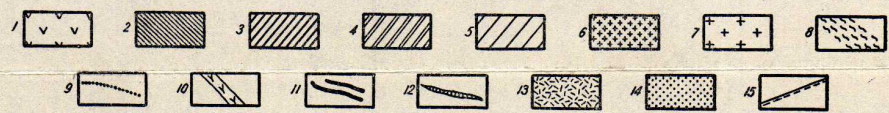
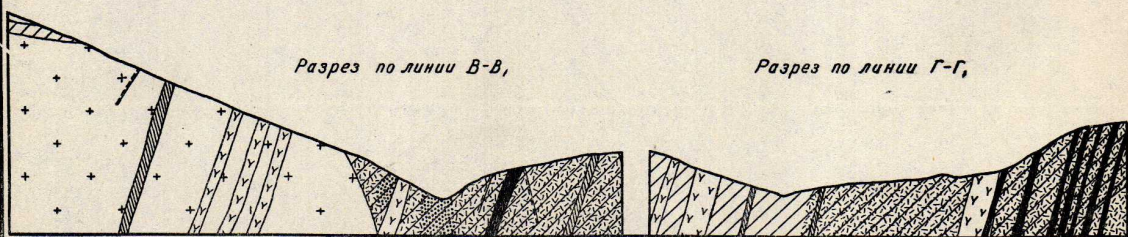
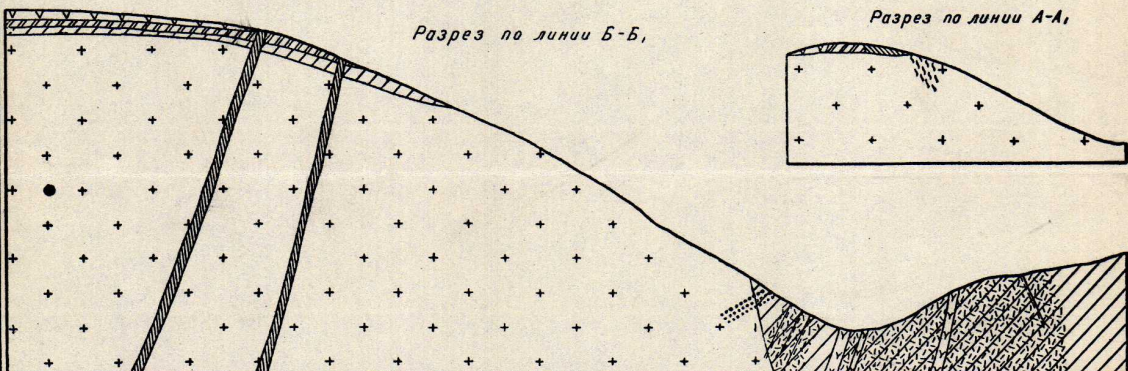
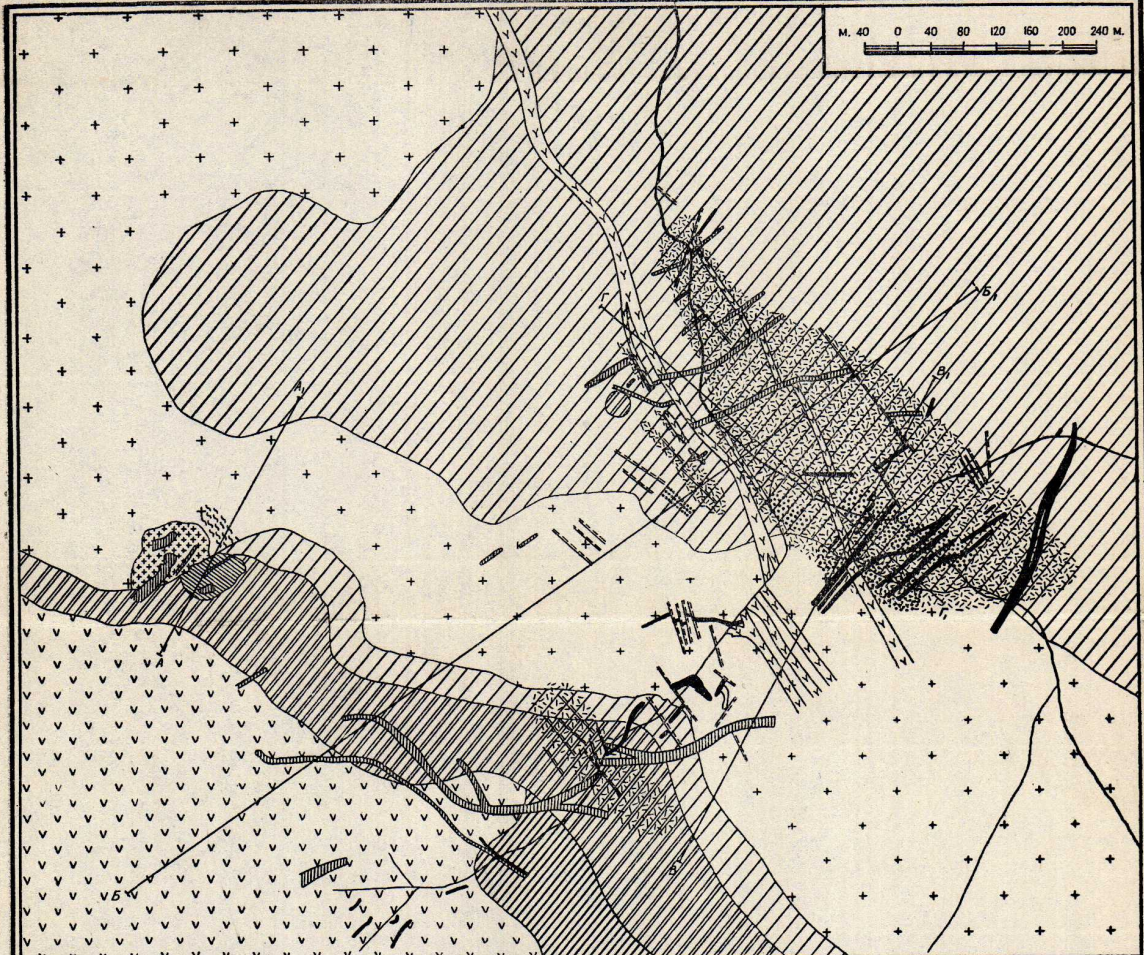
3. Жильные дериваты близки по составу с материнской интрузией — аплиты, гранодиорит-порфиры.

4. Слабо выражен контактовый ореол.

5. Пневматолитовая стадия отсутствует.

6. Пегматиты отсутствуют.

7. Сфен характерен резким идиоморфизмом, представлен в виде ромбических и копьевидных кристаллов, выделяющихся в мелкозернистой основной массе.



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

ДАСТАКЕРТСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | |
|--|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Порфиры пироксен-плагноклазовые. Ниж. эоцен. 2. Роговики плагноклаз-роговообманковые. 3. Роговики плагноклаз-актинолитовые. 4. Роговики плагноклаз-роговообманково-биотитовые. 5. Роговики кварц-биотит-полевошпатовые. 6. Кварцевые диориты. 7. Гранодиориты. 8. Зона пегматитов с медной минерализацией. | <ol style="list-style-type: none"> 9. Дайки аплитов. 10. Дайки диорит-порфиритов. 11. Дайки диабазовых порфиритов. 12. Дайки роговообманковых диорит-порфиритов. 13. Интенсивно окварцованные, серцитизированные, гидротермально измененные роговики и гранодиориты. 14. Участки с промышленным медно-молибденовым оруденением. 15. Тектонические нарушения. |
|--|---|

IV

ДАСТАКЕРТСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Дастакертское месторождение является самым крупным среди медно-молибденовых месторождений северного склона Баргушатского хребта. Месторождение находится в 3 км южнее с. Дастакерт у впадения ручья Мегрили в р. Кызкошты. Абсолютная высота месторождения колеблется в пределах 2100—2400 м.

Месторождение соединяется с районным центром Сисиан шоссейной дорогой протяжением в 25 км. Расстояние от ближайшей железнодорожной станции Нахичевань до районного центра 100 км.

Месторождение было обнаружено в 1945 г. сотрудниками экспедиции Института геологических наук АН Армянской ССР В. Х. Ароян и И. Г. Магакьяном при проведении в районе металлогенических исследований, сопровождавшихся шлиховой съемкой.

В районе месторождения западный склон ручья Кызкошты крутой и относительно хорошо обнажен. Противоположный склон, наоборот, образует пологую неровную поверхность, напоминающую террасу, с наклоном к реке.

Ширина террасообразного склона не превышает 300—350 м, после чего начинается резкий, довольно крутой подъем. Терраса восточного склона р. Кызкошты сложена наносно-валунными отложениями, местами достигающими мощности 30 м и нередко залегающими непосредственно на породах с богатым медно-молибденовым оруденением. Наносные отложения на участке месторождения подвержены оползневым движениям по крутым склонам древнего эрозионного рельефа. Нередко оползневые массы, заваливая ущелье Кызкошты, вдоль которого заданы разведочные штольни, мешают проведению разведочных работ.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В геологическом строении района Дастакертского месторождения участвуют, в основном, нижнеэоценовые порфириты и прорывающие их послесреднеэоценовые гранодиориты и кварцевые диориты.

Кварцевые диориты и гранодиориты развиты в пределах высоких гипсометрических отметок как правого, так и левого склонов р. Кызкошты.

Что касается донной части ущелья Кызкошты, то она сложена интенсивно переработанными и окварцованными роговиками, которые тянутся примерно в меридиональном направлении на 2 км при ширине до 300—350 м.

На севере, не доходя 1,5 км до с. Дастакерт, гранодиориты левого и правого склонов р. Кызкошты смыкаются друг с другом. Подобное же явление наблюдается и на юге: несколько южнее места впадения р. Мегрили в р. Кызкошты гранодиориты левого склона узкой перемычкой соединяются с гранодиоритами правого склона.

Таким образом, здесь намечается довольно крупный провес кровли длиной около 2 км, зажатый между двумя крупными интрузивными куполами.

Один купол совпадает с высотой 2654 м, другой с высотой 2468,5 м. Третий относительно меньший купол намечается несколько южнее высоты 2654 м вблизи фермы. Здесь также в пониженной части вдоль ручья Мегрили узким языком вдаются ороговикованные порфириты, между тем как склоны сложены гранодиоритами.

Следует отметить, что купольные части интрузий характеризуются рядом особенностей. В первую очередь в куполах структура породы приобретает порфировидное строение, намечается относительное обеднение темноцветными минералами и, наоборот, значительное обогащение кварцем и К-полевым шпатом.

Кварцевые диориты в рудном поле имеют слабое развитие. Они образуют небольшой выход на высоте 2465,3 м и контактируют с гранодиоритами. Последние в виде апофиз мощностью 15—20 см и тонких инъекций пронизывают кварцевые диориты.

В рудном поле Дастакертского месторождения значительное место занимают контактовые роговики. Ими сложена центральная часть месторождения и, кроме того, они образуют зону шириной до 250 м, опоясывающую южный контакт интрузии.

Последние образуют в купольной части покрывку, мощность которой на склонах купола незначительна, до 0,5—1 м. Местами в сплошных полях роговиков в виде окон обнажаются мелкие выходы гранодиоритов.

Контакт между гранодиоритами и роговиками резкий, интрузивный и характеризуется весьма неровными очертаниями и извилистостью. Постоянно вдоль контакта мелкие апофизы гранодиоритов внедряются в роговики.

Наклон поверхности интрузива весьма непостоянный, но следует отметить, что ближе к купольной части он более пологий, чем в пределах останца кровли. Так, на горизонтах шт. 14 и 16 угол наклона 65—70°, местами достигает 80°.

Большое значение имеет глубина опускания провеса кровли. Почти все скважины, заданные вдоль реки на склонах ущелья р. Кызкошты, пересекают гранодиориты примерно на абсолютной отметке 2000 м.

Надо полагать, что это не наиболее пониженный участок провеса кровли.

В пределах рудного поля устанавливается закономерное изменение минералогического состава роговиков в зависимости от степени удаленности от контакта интрузии. Центральная часть месторождения, расположенная в самом пониженном участке между куполами, сложена кварц-биотит-полевошпатовыми роговиками. Впоследствии они подверглись интенсивному окварцеванию и серицитизации, связанными с воздействием гидротермальных рудоносных растворов.

Вблизи контакта с гранодиоритами на участке шт. 61 также проходит полоса кварц-биотит-полевошпатовых роговиков, которая протягивается вдоль контакта с интрузивом. Затем наблюдается закономерное изменение минералогического состава роговиков через промежуточные биотит-роговообманково-плагиоклазовые и актинолит-плагиоклазовые роговики, которые, в свою очередь, постепенно переходят в порфириты.

Иногда среди кварц-биотит-полевошпатовых роговиков встречаются отдельные участки плагиоклаз-роговообманковых роговиков. Очертания этих участков обычно изометрические; размеры их небольшие — до 20—25 м в поперечнике. По-видимому, эти участки, изолированные от основной зоны плагиоклаз-роговообманковых роговиков, представляют собой останцы более мощной зоны, имевшей распространение на участке, ныне представленном кварц-биотит-полевошпатовыми роговиками.

Следует отметить, что ксенолиты роговикованных порфиритов довольно часто встречаются в гранодиоритах. Размеры их иногда значительны. Так, например, шт. 29 проходит в значительной своей части по крупному ксенолиту, представленному плагиоклаз-роговообманковыми роговиками.

В рудном поле Дагакертского месторождения большое место занимают разнообразные жильные породы, внедрение которых происходило в различное время и вдоль трещин различного направления.

Устанавливается следующая последовательность внедрения дайковых пород: 1) диорит-порфириты, 2) диабазовые порфириты, 3) роговообманковые диорит-порфириты, и 4) керсантиты.

Дайки на участке месторождения развиты исключительно неравномерно. На отдельных участках намечается их скопление, между тем как на других известны лишь единичные дайки.

Наибольшее количество даек развито на центральном участке месторождения с наиболее интенсивным медно-молибденовым оруденением. Для месторождения, а также для всего района в целом намечается приуроченность даек определенного состава к трещинам определенного направления. Так, например, для даек диорит-порфирита характерным является северо-западное простирание с падением на юго-запад, а для диабазовых порфиритов, наоборот, северо-восточное простирание с преимущественным падением на северо-запад. Для роговообманковых диорит-порфиритов характерно близширотное простирание с падением на юго-восток; керсантитовая дайка имеет широтное простирание с падением на северо-восток.

Все дайки значительно отличаются друг от друга как по мощности, так и по протяжению. Наибольшей мощностью и протяжением характеризуются дайки диорит-порфирита, мощность которых зачастую достигает до 10 м при протяжении до 1—2 км, между тем как для даек диабазовых порфиритов характерны небольшая мощность и незначительное протяжение, не превышающее 300—400 м.

Дайки роговообманковых диорит-порфиритов за редким исключением обычно характеризуются небольшой мощностью и протяженностью. Дайка керсантита единственная, имеет мощность до 40 см и протяжение до 60 м.

В предшествующих работах геологическое строение Дастакертского месторождения и локализация медно-молибденового оруденения рассматривались с позиции структурного контроля крупного регионального нарушения северо-западного близмеридионального простирания, проводимого по руслу р. Кызкошты. Данный разлом считался основным рудоподводящим каналом для всего месторождения, а также для значительного большинства месторождений района.

По мнению одних исследователей, региональный разлом, проводимый по р. Кызкошты, является северным продолжением Дебаклинского разлома и контролирует медно-молибденовое оруденение Каджаранского, Джиндаринского и Агаракского месторождений. При этом на Дастакертском месторождении оруденение развито как в лежащем, так и в висячем боках данного регионального нарушения, в то время как в Каджаране и Агараке оруденение располагается в висячем боку, а в Джиндаре в лежащем боку разлома.

По представлению других исследователей, оруденение Дастакертского месторождения приурочено к месту пересечения крупных региональных разломов: Кызкоштинского с близмеридиональным простиранием и сопряженного близширотного Дастакерт-Мурхузского разлома. Рудоподводящими каналами и путями распространения гидротермальных растворов служили также трещины и ослабленные зоны вдоль контактов интрузий с вулканогенными породами.

В более ранней работе по Дастакертскому месторождению И. Г. Магакьян, отмечая структурный контроль оруденения, выделяет две крутопадающие тектонические раздробленные зоны северо-западного, местами широтного простирания. Таким образом, И. Г. Магакьян отрицает роль регионального разлома в локализации оруденения.

Проведенная документация штолен, картирование района и месторождения позволяют отрицать как существование предполагаемого регионального разлома, проводимого по р. Кызкошты, так и сопряженного с ним Дастакерт-Мурхузского разлома. Отсутствие крупных региональных нарушений со значительной амплитудой смещения вдоль р. Кызкошты доказывается рядом фактов:

1. Дайки диабазовых порфиритов и роговообманковых диорит-порфиритов с северо-восточным и близширотным простиранием переходят с левого склона р. Кызкошты на правый склон без всякого смещения.

2. Квершлагы шт. 16 и 40 и ряд их штреков нигде не пересекают какое-либо крупное тектоническое нарушение.

При детальном геологическом картировании поверхности и подземных выработок в действительности устанавливается наличие зоны дробления северо-западного простирания, которая и контролирует оруденение.

Зона дробления представляет собой полосу параллельных нарушений или серии нарушений с северо-западным простиранием. Прослеживается она по левому склону р. Кызкошты и отмечается в шт. шт. 17, 18, 14, протягиваясь далее на юго-восток. Общая мощность зоны весьма непостоянная; местами она достигает 200 м, местами же суживается до 50 м.

В штольнях зона выражена отчетливо и представлена системой небольших нарушений, вдоль которых мощность раздробленного материала часто не превышает 15 см.

Протяженность отдельных мелких трещин не превышает иногда 5—10 м. Мелкие трещины часто сближены и образуют густую систему трещин. Довольно часто выделяются участки с интенсивной расслоенностью пород; они представлены серией коротких параллельных плоскостей, расстояние между которыми не превышает 2—3 см. По протяжению отдельные плоскости прослеживаются на расстоянии до 0,5 м; они обычно сменяют друг друга, кулисообразно заходят одна за другую и образуют небольшие зоны рассланцевания, мощность которых колеблется в значительных интервалах от 0,5 до 2—3 м; по протяжению они редко превышают 10 м.

Для плоскостей рассланцевания типична гладкая поверхность и отсутствие продуктов дробления, и только в некоторых из них отмечается глина мощностью до 0,5 см. Это обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о незначительных амплитудах смещения и резком преобладании процесса раздавливания или рассланцевания. Иногда в зонах дробления на основе смещения карбонатных прожилков устанавливается амплитуда перемещения блоков от 0,5 до 3 см.

Наряду с относительно мелкими тектоническими нарушениями с небольшими амплитудами смещений, внутри общей зоны дробления устанавливаются отдельные относительно крупные тектонические нарушения с более значительными амплитудами смещения. Обычно вдоль таких нарушений мощность раздробленного материала достигает 1—1,5 м. Более точное определение амплитуды перемещения таких нарушений основано на установлении смещений блоков.

На левом склоне р. Кызкошты устанавливается смещение дайки роговообманкового диорит-порфирита вдоль северо-западной диорит-порфировой дайки на амплитуду 46 м. Примерно такую же амплитуду смещения имеет дайка роговообманкового диорит-порфирита над устьем шт. 17.

Наибольшая амплитуда смещения устанавливается в шт. 16, где во втором квершлаге подсечено крупное нарушение со значительной мощностью до 1,5 м раздробленного материала. Нарушение пересекает и сме-

щает дайку роговообманкового диорит-порфирита на 70 м (в горизонтальной плоскости).

Относительно более мелкие перемещения порядка 5—15 м в горизонтальной плоскости наблюдаются часто и отмечаются в шт. шт. 16, 40, 14, по всей полосе развития зоны дробления. Амплитуда этих подвижек определяется также на основе смещений диабазовых даек.

Общее простирание зоны дробления СЗ—320°. Однако простирание отдельных нарушений или серий нарушений и зон смятия и рассланцевания колеблется в значительных пределах от СЗ—300° до СЗ—350°.

Падение отдельных трещин непостоянно. Отмечаются трещины как юго-западного падения, так и северо-восточного.

В зоне дробления отмечаются нарушения с движением смещенных блоков как на СЗ, так и на ЮВ; для значительной части нарушений преобладает движение смещенных блоков на СЗ.

Наличие разносистемных трещин, зон смятия и рассланцевания с различным направлением падения их и различным направлением смещения блоков в общей зоне дробления является результатом неоднократно возобновления подвижек в зоне дробления и наложения относительно более молодой системы трещиноватости на сравнительно раннюю систему трещин.

Параллельно главной зоне дробления и смятия, несколько западнее, примерно на расстоянии 300 м, проходит другая зона дробления, относительно небольшая как по мощности, так и по простиранию и, по-видимому, со сравнительно незначительными амплитудами перемещения.

Зона эта проходит в районе шт. 6 и 21. Примерная мощность зоны достигает 30 м, протяжение 200—250 м, затем она резко суживается и идет на выклинивание. Эта зона также состоит из отдельных сравнительно небольших нарушений. Здесь дайки роговообманкового диорит-порфирита и диабазового порфирита смещаются отдельными тектоническими нарушениями. Наибольшая амплитуда смещения достигает 20 м в горизонтальной плоскости. Зона дробления на поверхности выражена отчетливо благодаря интенсивности гидротермальной измененности пород.

По представлению некоторых исследователей, в геологическом строении Дастакертского месторождения значительное место принадлежит мощным пострудным или интарудным северо-восточным нарушениям.

По мнению М. П. Исаенко, северо-восточные нарушения носят сбросовый характер, а амплитуда перемещения измеряется десятками метров. При этом они разрывают полосы и зоны медно-мелибденового оруденения. В сочетании друг с другом пара таких сбросов образует грабены, вытянутые в северо-восточном направлении.

По данным М. П. Исаенко, одно нарушение срезает восточный конец рудной полосы на участке штолен 7 I и II 2. Второе нарушение подсекается штоками шт. 14, а на поверхности проходит по ручью Кош-юрт. Это нарушение смещает диорит-порфиритовые дайки северо-западного простирания, а также рудную зону этого же направления.

Третье пострудное нарушение северо-восточного простирания проходит вдоль ручья Малахитовый, где оно смещает диорит-порфириновые дайки. Амплитуда смещения достигает 40—50 м.

Вдоль северо-восточных нарушений развивается по М. П. Исаенко, относительно позднее карбонат-полиметаллическое оруденение.

Детальное геологическое картирование поверхности и документация штолен устанавливают, что значительное большинство северо-восточных крупных нарушений, приводимых предшествующими исследователями, в природе отсутствует. Наиболее сильное возражение вызывает проведение крупных нарушений по рр. Кош-юрт и Малахитовый, вызывающих якобы грабенообразное опускание участка месторождения между этими реками.

Отсутствие крупных северо-восточных нарушений вдоль рр. Кош-юрт и Малахитовый доказывается тем, что дайки диоритовых порфиритов и диабазовых порфиритов пересекают ручьи без каких-либо смещений.

Следует отметить, что нами отрицается наличие не вообще северо-восточных трещин на месторождении, а наличие крупных северо-восточных нарушений со значительной амплитудой перемещения, разбивающих месторождение на отдельные довольно значительные блоки.

Относительно мелкие тектонические нарушения северо-восточного простирания развиты в районе месторождения довольно широко и местами образуют зоны расланцевания. По протяжению они незначительны, не превышают 30—40 м.

Амплитуда смещения этих нарушений также незначительная и несравненно меньше амплитуды смещения северо-западных нарушений. Наибольшая амплитуда смещения этих нарушений достигает 10 м. Часто в них отмечаются глина трения и раздробленные породы. Большинство северо-восточных нарушений приурочено к зальбандам диабазовых и роговообманково-диорит-порфириновых даек и смещает диорит-порфириновые дайки северо-западного простирания.

Азимут простирания нарушений СВ 10° —СВ 60° с падением как на северо-запад, так и на юго-восток. Движение смещенных блоков происходит как на юго-запад, так и на северо-восток. По-видимому, образование северо-восточных нарушений происходило не в одну стадию тектонических подвижек.

КОНТАКТОВЫЕ РОГОВИКИ

Контактовое воздействие гранодиоритов на вмещающие эоценовые порфириды выразилось в образовании мощного ореола контактовых роговиков. Мощность зоны их значительная и местами доходит до 300—400 м. Наиболее полно контактовый ореол представлен на участке месторождения, где вмещающие породы оказались зажатыми между двумя интрузивными куполами.

Состав контактовых роговиков закономерно изменяется по мере удаления от интрузии.

На участке месторождения выделяется несколько разновидностей контактовых роговиков с преобладанием того или иного минерала:

1) плагиоклаз-роговообманковые, подтипом которых являются плагиоклаз-актинолитовые; 2) плагиоклаз-роговообманково-биотитовые; 3) кварц-биотит-полевошпатовые.

Однако основными разновидностями роговиков являются плагиоклаз-роговообманковые и кварц-биотит-полевошпатовые. Биотит-плагиоклаз-роговообманковая разновидность, несмотря на свое широкое развитие, тем не менее представляет собой их переходную разновидность. Все эти породы образуют полосы, вытянутые вдоль контакта интрузии. Границы их с интрузией довольно резкие, с извилистыми очертаниями и многочисленными инъекциями гранодиоритов в роговики. Границы отдельных полос друг с другом визуально весьма постепенные и неуловимые, однако микроскопически отбиваются довольно отчетливо.

Плагиоклаз-роговообманковые роговики слагают краевые участки контактовой зоны и постепенно переходят в нормальные порфириды. Структура породы бластопорфировая, структура основной массы — немагматическая. Порода сложена из малых кристаллов плагиоклаза и короткошестоватых кристаллов роговой обманки. Как плагиоклаз, так и роговая обманка несут типичные черты контактовых минералов, развиваясь по первичным вкрапленным порфиридам. Наряду с вышеперечисленными минералами в породе отмечается и некоторое количество моноклинного пироксена, по-видимому, диопсида. Довольно часто контактовая роговая обманка образует гломеробластические скопления.

Далее при движении в сторону интрузии происходит постепенное изменение минералогического состава роговиков. Среди плагиоклаз-роговообманковых роговиков появляются отдельные зерна кварца и биотита, которые проникают в гломеробластические скопления ранее образованных минералов.

При дальнейшем приближении к интрузии отмечается уже значительная переработка плагиоклаз-роговообманковых роговиков, сопровождаемая изменением структуры и минералогического состава. Наряду с кварцем и биотитом весьма существенная роль принадлежит мелкозернистому альбиту, который полностью замещает бластопорфировые вкрапленники плагиоклаза. Роговая обманка прорастается кварцем и особенно новообразованным плагиоклазом, в результате чего создается впечатление, что роговая обманка заполняет промежутки между зернами кварца и плагиоклаза.

В непосредственной близости от интрузии отмечаются уже чистые разновидности кварц-биотит-полевошпатовых роговиков. Сложены они в основном из кварца, биотита и альбита.

Под микроскопом структура породы микролепидогранобластная.

Плагиоклаз имеет широкое развитие, его мелкозернистый агрегат заполняет порфиробласты более раннего плагиоклаза. Местами этот плагио-

клар разъедает роговую обманку и пироксен, остатки которых отмечаются в мелкозернистом плагиоклазе.

Кварц имеет широкое развитие в породе, образует мелкие зерна с полигональным очертанием и, как правило, прорастает все ранее образованные минералы, часто образует гломеробластические скопления.

Биотит развит также весьма широко, образует таблитчатые кристаллы, местами же выделения с неровными изъеденными кварцем краями.

Очень часто биотит образует гломеробластические скопления в виде мелких таблитчатых кристаллов; последние имеют овальную и округлую форму, а зачастую и незакономерные очертания.

Весьма часто по гломеробластическим скоплениям биотита развиваются кристаллики пирита. Это явление в роговиках развито широко и подобную приуроченность пирита к скоплениям биотита, по-видимому, следует объяснить тем, что в последние стадии контактово-метасоматические флюиды были в значительной степени обогащены серой, которая при дальнейшем окислении связывалась с железом биотита и образовывала пирит.

В приконтактных частях кварц-биотит-полевошпатовых роговиков с гранодиоритами развита система мелких прожилков северо-восточного простирания с крутыми углами падения. Прожилки эти имеют небольшую мощность, максимум до 1 см, с характерными чертами разрывных трещин. Прожилки обычно имеют небольшое протяжение, максимум до 1 м. Образуют мелкие зоны, протягивающиеся на расстояние 5—10 м. Обычно эти прожилки приурочены к контактовой полосе роговиков; в гранодиоритах они не отмечаются. Прожилки в основном сложены роговой обманкой, К-полевым шпатом, кварцем, пироксеном и крупными кристаллами апатита. Основным минералом является роговая обманка, остальные минералы имеют подчиненное значение. Образование роговообманковых прожилков надо представлять как наиболее позднюю стадию контактово-метасоматического процесса в условиях значительного понижения температуры вмещающих пород, не способных уже к пластическим деформациям, и значительного понижения температуры растворов, приводящего к повышению вязкости растворов, что сильно препятствовало их равномерному просачиванию во вмещающие породы.

Интересно рассмотреть возрастные взаимоотношения этих поздних контактово-метасоматических образований с ранними пегматитами. В районе шт. 61 по ручью Кош-юрт отмечаются многочисленные случаи пересечения роговообманковых прожилков мелкими пегматитовыми жилками с отчетливой пегматитовой структурой сростания кварца с К-полевым шпатом.

РУДНЫЕ ЗОНЫ И УСЛОВИЯ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

Оруденение на Дастакертском месторождении контролируется зоной дробления северо-западного простирания, которая проходит вдоль останца кровли, захватывая местами и эндоконтактовые участки интрузии.

Еще в более ранней работе по Дастакертскому месторождению

И. Г. Магакьян указывал, что на месторождении оруденение локализовано в общей слабо минерализованной зоне ороговикоманных порфири-тов в виде отдельных обособленных полос, обогащенных металлами. Полосы эти имеют в основном северо-западное простирание. Однако в пределах этих полос отмечаются рудные тела с северо-восточным простиранием.

На центральном участке оруденение приурочено к месту наибольшей концентрации северо-восточных даек диабазовых порфири-тов. В основном оруденение локализовано в промежутках между дайками, не захватывая сами дайки, которые представляют собой плотные нераздробленные породы.

Оруденение развито не только в экзоконтакте гранодиоритового купола, но и в самих гранодиоритах, обычно на небольшом удалении от контакта.

Следует отметить, что отмеченные рудные полосы не представляют собой единых рудных тел с явно выраженными границами и определенным типом руд, образованных в один этап минерализации, с характерными условиями локализации (локализация оруденения в трещинах скола или разрыва).

Обычно вышеотмеченные рудные полосы не имеют резко выраженных контуров, их границы зачастую определяются только на основе химических анализов. В пределах рудных полос объединены рудные тела различных стадий минерализации с различным типом руд и различным содержанием металлов.

Распределение оруденения в пределах рудных полос весьма неравномерное. На общем фоне слабо минерализованных пород отмечаются отдельные участки и рудные зоны с более интенсивным оруденением, представляющие собой рудные тела различных стадий оруденения. На глубину некоторые рудные полосы в пределах роговиков выдержаны и прослежены по падению на 120 м. Другие же с глубиной выклиниваются; горные выработки нижних горизонтов их не пересекают.

Среди значительного количества стадий минерализации на месторождении выделяется несколько промышленных стадий, которые создают основную промышленную ценность месторождения:

- 1) медно-полевошпатовая,
- 2) медная,
- 3) I медно-молибденовая,
- 4) II медно-молибденовая.

Для каждой из этих стадий характерен свой тип руды и морфологические особенности рудных тел. Наиболее ценными из четырех стадий являются медная и I медно-молибденовая.

Характерной особенностью рудных тел является их площадное развитие и локализация в трещинах разрыва.

Детальное описание морфологии рудных тел в каждой стадии приводится в главе «Структура месторождения».

По простиранию рудные тела имеют небольшое протяжение — 20—25 м. Мощность их достигает местами 5—7 м. Поскольку рудные тела

расположены в блоках между диабазовыми дайками, размер их определяется величиной междайкового пространства.

По вертикали рудные тела весьма невыдержаны, прослеживаются на глубину 10—15 м и имеют кулисообразное расположение.

Рудные тела медно-молибденовых стадий контролируются более поздними секущими, скалывающими нарушениями, в местах раскрытия искривленных участков которых образуются богатые рудные столбы.

Контролирующие структуры более выдержаны.— по простиранию до 60—70 м, а по падению 30—40 м, и часто смещают диабазовые дайки. Наиболее богатые участки приурочены к близширотным интервалам контролирующей структуры при пологих углах падения.

Таким образом, в рудном поле месторождения выделяются отдельные обособленные, кулисообразно расположенные рудные полосы, контролируемые зоной дробления, сложенные рудными телами различных стадий оруденения. При этом рудные тела медной стадии в общем образуют площадное оруденение, которое сечется более поздними скалывающими нарушениями, контролирующими медно-молибденовое оруденение.

Первая рудная полоса протягивается в средней части останца кровли, имеет северо-западное простирание при общей протяженности 180—200 м и ширине полосы 30—35 м. Распределение оруденения в пределах этой полосы весьма неравномерное. Наряду с рядовыми рудами с содержанием в пределах кондиции, здесь встречаются участки с очень интенсивным медным и молибденовым оруденением. Эта полоса разведана рядом горных выработок. На наиболее верхнем горизонте (2178 м), (2168 м) она подсечена шт. 7, 2, 3, на более нижнем горизонте (2147 м) — шт. 40 и, наконец, на горизонте 2122 м выработками шт. 16.

Вторая рудная полоса залегает в контактовой полосе гранодиоритов и роговиков, охватывая одновременно породы кровли и интрузивный массив. Она разведана шт. 5 (2159 м). На глубину эта зона не выдерживается и выработки шт. 16 ее не пересекают.

Необходимо попытаться подсечь эту зону выработками с горизонта шт. 40. В этой зоне представлены исключительно медные руды с низким содержанием молибдена. Общее протяжение всей зоны 140 м при мощности до 30 м. Распределение рудных компонентов здесь так же, как и в первой зоне, неравномерное.

Третья, относительно небольшая, рудная зона аналогично предыдущим зонам вытянута в северо-западном направлении. Она подсечена выработками шт. 14 (2149 м), 1 штреком, рассечкой, ортом и 1 квершлагом шт. 40. Мощность этой зоны весьма изменчива — от 20 м в восточной ее части до 3—4 м в западном окончании, где она постепенно выклинивается. В основном эта зона сложена рудами медно-молибденовой стадии.

Четвертая зона оруденения развита в гранодиоритах в 100—120 м от контакта с роговиками. Она образует отдельные мелкие участки с изометрическими очертаниями и с промышленным содержанием металлов в общей зоне слабо минерализованных гранодиоритов. Подсечена она выработками шт. 14 (штреком 3, рассечками 1 и 5). Несколько выше на гори-

зонте шт. 13 (2188 м) она подсечена на расстоянии 60 м от контакта с роговиками. На верхнем горизонте эта зона отмечена в шт. 38 (2221 м).

Для Дастакертского месторождения весьма большое значение имеет выяснение вопроса о распространении оруденения на глубину. В основном прослеживание минерализации на глубину производится буровыми скважинами, по данным которых намечается чередование оруденелых и слабо минерализованных участков. Максимальная глубина, на которой подсечено медно-молибденовое оруденение, достигает примерно горизонта 2000 м.

Гидротермально измененные породы занимают значительное место в геологическом строении месторождения. Они развиты довольно широкой полосой северо-западного простирания, мощностью 250 м и протяжением до 700—750 м.

Наибольшая мощность гидротермально измененных пород совпадает с участком интенсивной медно-молибденовой минерализации. Гидротермально измененные породы образовались, главным образом, за счет роговиков и в меньшей степени — гранодиоритов.

В северо-западном направлении полоса измененных пород постепенно суживается и в районе устья шт. 16 выклинивается.

В местах сужения полосы измененных пород общая зона распадается на ряд мелких параллельных полос, тяготеющих к отдельным тектоническим нарушениям.

Ширина этих полос обычно небольшая—от 2 до 10 м, в зависимости от мощности раздробленной зоны.

Другая параллельная зона гидротермально измененных пород проходит несколько западнее первой на расстоянии 300 м и также совпадает с зоной дробления. Общая мощность этой зоны достигает 60 м, граница ее выражена не отчетливо. Общее протяжение ее примерно 200—250 м. По-видимому, в северо-западном направлении она также постепенно выклинивается.

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как было отмечено ранее, Дастакертское рудное поле расположено в провесе кровли нижнеэоценовых порфириров, зажатой между двумя куполами гранодиоритовой интрузии.

Все рудное поле испытало ряд последовательных тектонических деформаций, сопровождавшихся образованием нарушений, зон смятий, дроблением пород, внедрением дайковых тел, проникновением гидротермальных растворов, образовавших рудные тела и, наконец, смещением последних.

Изучение взаимоотношений между дайками различного состава, дайками с трещинами и оруденением, а также разновозрастными трещинами с различной минерализацией позволило выделить следующие основные этапы развития рудного поля:

1. Дайковый этап развития рудного поля:

- а) ранняя стадия,
- б) поздняя стадия.

2. Гидротермальный этап.

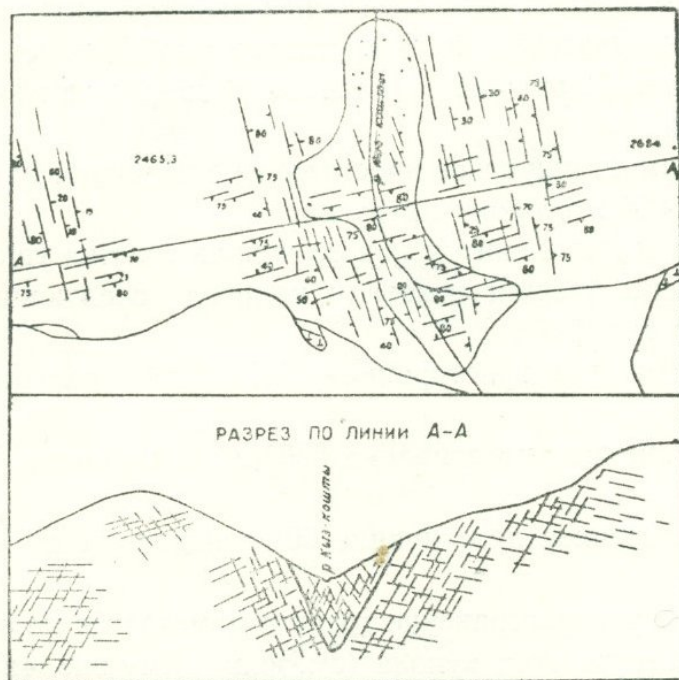
3. Пострудный этап.

Каждый из выделенных этапов развития рудного поля характеризуется определенным типом тектонических нарушений, характером и направлением смещений, интенсивностью их проявления, т. е. величиной смещения и, наконец, различным характером минерального выполнения.

ДАЙКОВЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Дайковый этап развития можно разделить на раннюю и позднюю стадии, разделенные друг от друга значительным промежутком времени.

Ранняя стадия дайкового этапа проявилась в образовании общей трещиноватости в гранодиоритах и роговиках. Образование трещин отдельностей происходило в наиболее ранние стадии формирования рудного поля, непосредственного после внедрения гранодиоритов и формирования контактовых роговиков, по-видимому, почти одновременно с образованием пегматитовых жил.



условные обозначения



Роговики



Гранодиориты

Рис. 3. Схема развития трещин в гранодиоритах и роговиках.

Трещины отдельности развиты как в роговиках, так и в гранодиоритах и пользуются значительным распространением. Образование их в гранодиоритовом массиве подчинено определенной закономерности и тесно связано с формой интрузива.

Для изучения трещиноватости в гранодиоритах, а также в роговиках были произведены замеры трещин отдельности по линии А—А (рис. 3). Замеры произведены в следующих пунктах:

I. Участок Пюсек, на западном склоне интрузивного купола.

II. Участок восточнее купола, непосредственно примыкающий к контакту с роговиками.

III. Участок северо-восточнее поселка ГРП, расположенный на западном склоне купола высоты 2654 м.

Статистическая обработка замеров трещин отдельности по этим пунктам представлена в диаграммах (рис. 4 а, б, в).

На участке Пюсек развиты следующие системы трещин:

1. Простираие СЗ $320-330^\circ$ с падением на ЮЗ под углом 75° .
2. Простираие СЗ $320-330^\circ$ с падением на СВ под углом 80° .
3. Простираие СЗ 60° с падением на СЗ под углом $75-80^\circ$.
4. Простираие СВ с падением на ЮВ под углом $65-70^\circ$.
5. Простираие широтное с падением на С под углом 20° .

1 и 2 системы трещин отдельности имеют довольно крутые углы падения, совпадают с направлением складчатости и, по-видимому, представляют собой продольные трещины или трещины типа S.

Системы 3 и 4 имеют северо-восточное простираие с довольно крутыми углами падения на СЗ или ЮВ. Они ориентированы перпендикулярно направлению складчатости и представляют собой поперечные трещины или трещины типа Q. Эти системы трещин часто бывают заполнены аплитовыми жилами.

Система 5 имеет широтное простираие с падением на С под пологим углом падения 20° в сторону интрузии.

На восточном склоне интрузивного купола участка ущелья ручья Малахитовый замеры трещин показали наличие следующих максимумов (см. диаграмму рис. 4 б):

1. Северо-западное простираие — $320-330^\circ$ с падением на СВ под углом 75° .
2. Северо-западное простираие 320° с падением на ЮЗ под углом $45-50^\circ$.
3. Северо-восточное простираие 60° с падением на ЮВ под углом $65-70^\circ$.

Аналогичное распространение трещин намечается по западному контакту второго интрузивного купола (см. диаграмму рис. 4в). Здесь также первая система имеет северо-западное простираие $320-330^\circ$ с падением параллельно падению контакта под углом 75° . Вторая система трещин выражена довольно отчетливым максимумом, имеет северо-западное простираие 330° с пологим углом падения на СВ под углом $20-25^\circ$, т. е. падает в сторону интрузии. Третья система здесь имеет также северо-восточное простираие с довольно крутым 75° углом падения на ЮВ.

Таким образом, в интрузивах развиваются следующие системы трещин:

- 1) параллельные контактовой поверхности с довольно крутыми углами падения, 2) с пологим падением в сторону интрузии, 3) поперечные трещины с крутыми углами падения как на СЗ, так и на ЮВ, имеющие широкое распространение в обоих куполах.

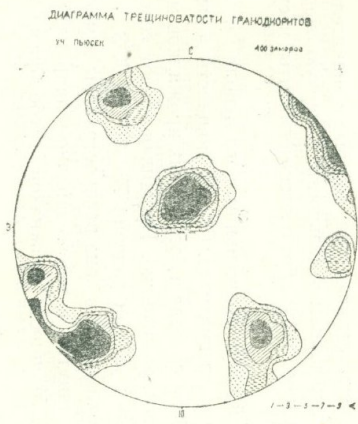


Рис. 4а.

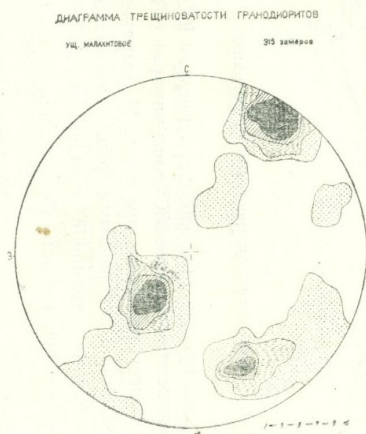


Рис. 4б.

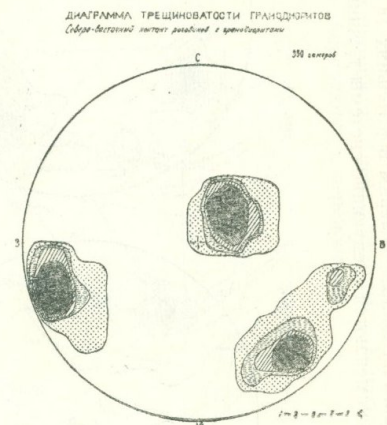


Рис. 4в.

Для изучения трещиноватости в роговиках также были составлены диаграммы по многочисленным замерам в штольнях 14 и 40.

В роговиках намечаются следующие системы трещин (см. диаграмму рис. 5 а, б).

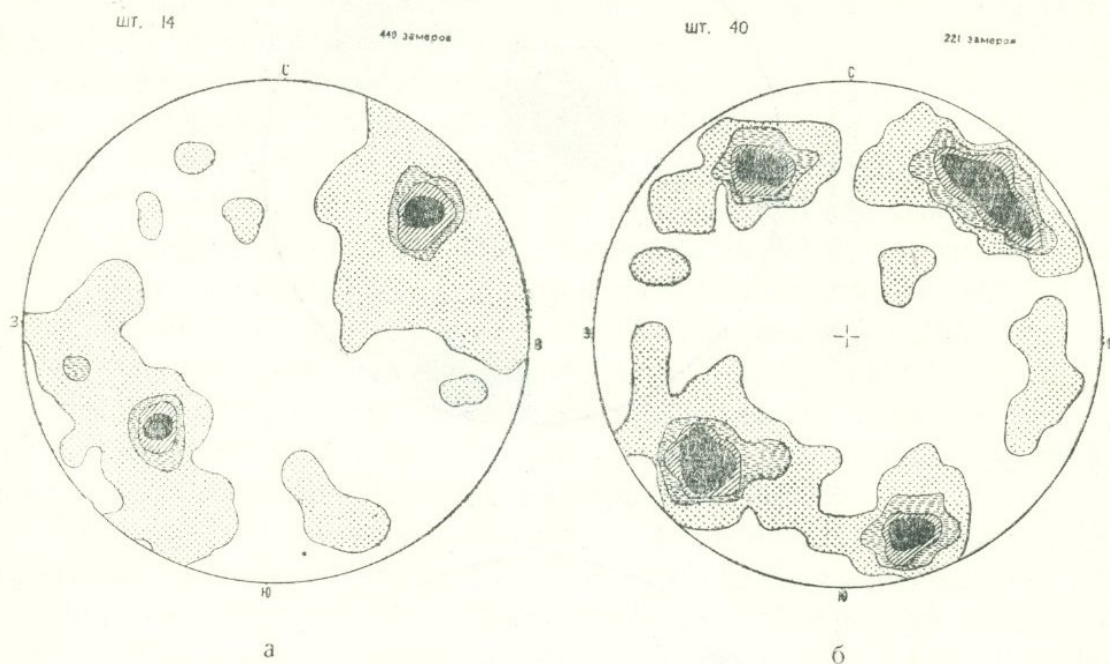


Рис. 5. Диаграмма трещиноватости роговиков.

1. Северо-западное простирание 330° с падением на ЮЗ под углом 60° .
 2. Северо-западное простирание 330° с падением на СВ под углом 75° .
 В штольне 40 более отчетливо, чем в шт. 14, выражены два других максимума, совпадающие с поперечными трещинами гранодиоритов.

1. Северо-восточное простирание 60° с падением на ЮВ под углом 75° .
 2. Северо-восточное простирание 40° с падением на СЗ под углом $70-75^\circ$.

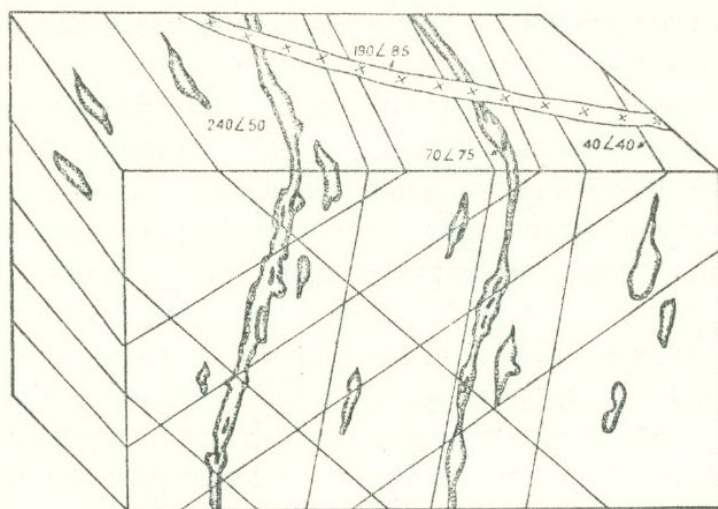
Пространственное распределение трещин отдельности в гранодиоритовых куполах и в провесе кровли для наглядности показано на рис. 3.

К ранней стадии до дайкового периода относится и внедрение мелких аплитовых и пегматитовых жил, которые в значительной степени приспособляются к трещинам отдельности. В первую очередь в эту стадию формирования рудного поля образуются пегматиты, несущие медное оруденение.

В апикальной части гранодиоритового купола в пределах высоты 2456 м развита зона пегматитов. Общая мощность зоны 20 м при протяжении до 50 м. Зона состоит из отдельных прожилков малой мощности и незначительных по протяжению. Прожилки имеют северо-западное простирание с крутыми углами падения $75-80^\circ$ на ЮЗ.

Наряду с прожилками в зоне распространены и мелкие линзовидные тела (рис. 6), вытянутые в северо-западном направлении, а также трубообразные тела. Мощность прожилков, трубообразных и линзовидных тел изменчива.

Довольно часты крупные раздувы и среди них занорыши, выполненные кристаллами К-полевого шпата, кварца и халькопирита. Халькопирит обычно заполняет промежутки между кварцем и К-полевым шпатом. Как правило, раздувы, чередуются с пережимами.



условные обозначения




-  Пегматиты с медным оруденением
-  Аплитовая жилка
-  Трещины отдельности

Рис. 6. Схематическая блок-диаграмма, характеризующая морфологические особенности пегматитов.

Судя по взаимоотношению пегматоидных прожилков, линз, гнезд и трубообразных тел с трещинами отдельности, создается впечатление, что пегматоидные тела были образованы значительно раньше трещин отдельности. Основным доводом в пользу этого предположения является то, что пегматиты пересекаются трещинами. Трещины не обрываются у жилки, они пересекают их. Иногда трещины идут параллельно пегматитовым жилкам, но случаев, чтоб жилки приспособлялись к трещинам, не наблюдалось.

Внедрение аплитовых жилок следовало непосредственно за внедрением пегматитов. Взаимоотношение между пегматитами и аплитами устанавливается довольно отчетливо. В зоне развития пегматитов, на высоте 2456 м они пересекаются мелкими аплитовыми жилами близширотного простирания мощностью до 10 см.

В стадию формирования аплитовых жил происходило раскрытие трещин двух систем. Наиболее широко развиты аплиты, заполнившие поперечные трещины с простиранием СВ 60—70°, с падением как на СЗ, так и на ЮВ. Стенки их обычно гладки и прямолинейны. По простиранию аплитовые жилы извилисты, местами резко под углом 90° меняют простирание и полого падают в сторону интрузии, т. е. ведут себя как система краевых трещин. Судя по маломощности даек (максимум до 0,5 м), можно отме-

туть, что в раннюю стадию до дайкового периода крупных значительных раскрытий трещин не происходило. По-видимому, все вышеперечисленные системы трещин в гранодиоритовых куполах, вдоль которых внедрены аплиты, образуются в процессе застывания интрузии и сокращения ее объема.

Поздняя стадия дайкового этапа характеризуется более интенсивными тектоническими подвижками. Нарушения в этот период носили в основном разрывной характер. Нарушения этого типа проявились не только в интрузии, но и во вмещающих породах. Для этой стадии развития рудного поля характерно внедрение жильных дериватов гранодиоритовой интрузии среднего и основного состава. Намечается приуроченность даек различного состава к трещинам определенного направления. Так, для наиболее древних даек диорит-порфиритов характерно северо-западное простирание с падением на ЮЗ. Для даек диабазового состава — северо-восточное простирание с падением на СЗ и ЮВ, для роговообманковых диорит-порфиров — близширстное простирание с юго-восточным падением.

Такая отчетливая приуроченность даек различного состава к трещинам определенного направления является отражением последовательной дифференциации глубинного очага и внедрения различных по составу порций магмы в постепенно раскрывающиеся системы трещин различного направления.

В связи с тем, что существуют довольно значительные разногласия по вопросу о возрастных взаимоотношениях между дайками различного состава и дайками и сруденением Дастакерта, необходимо привести фактический материал, обосновывающий возрастную последовательность внедрения жильных дериватов.

Наиболее древними среди жильного комплекса Дастакерта являются дайки диорит-порфирита. Это обосновывается следующими фактами (ограничимся единичными примерами, одновременно отмечая, что случаи подобных возрастных соотношений даек многочисленны):

1. В шт. 40, на интервале 105 м от устья штольни, диабазовая дайка мощностью примерно до 2 м с северо-восточным простиранием и падением на СЗ пересекает и смещает диорит-порфиритовую дайку северо-западного простирания с падением на ЮЗ. Амплитуда смещения диоритовой дайки здесь точно не устанавливается, так как смещенная часть дайки диорит-порфирита в лежащем боку диабазовой дайки не вскрыта горными выработками (рис. 7).

2. Отчетливые возрастные взаимоотношения устанавливаются между диорит-порфиритом и роговообманковым диорит-порфиритом в шт. 16 и на поверхности у шт. 18 и 17.

В шт. 16 на интервале 85—91 м от устья штольни отмечена диорит-порфиритовая дайка с северо-западным простиранием и падением на ЮЗ. В кровле (рис. 8) и на правой стенке шт. отчетливо видно ее взаимоотношение с дайкой роговообманкового диорит-порфирита. Здесь маломощная (до 1,5 м) дайка роговообманкового диорит-порфирита пересекает дайку диорит-порфирита.

3. Возрастные взаимоотношения между диабазовыми и роговообманково-диорит-порфиристыми дайками вполне отчетливы и однозначны.

Ниже устья шт. 21 по ручью Кош-юрт дайки диабазового порфирита северо-западного простирания отчетливо пересекаются дайкой роговообманкового диорит-порфирита северо-западного простирания.

4. Кроме вышеотмеченных даек, в дайковом комплексе Дастакертско-

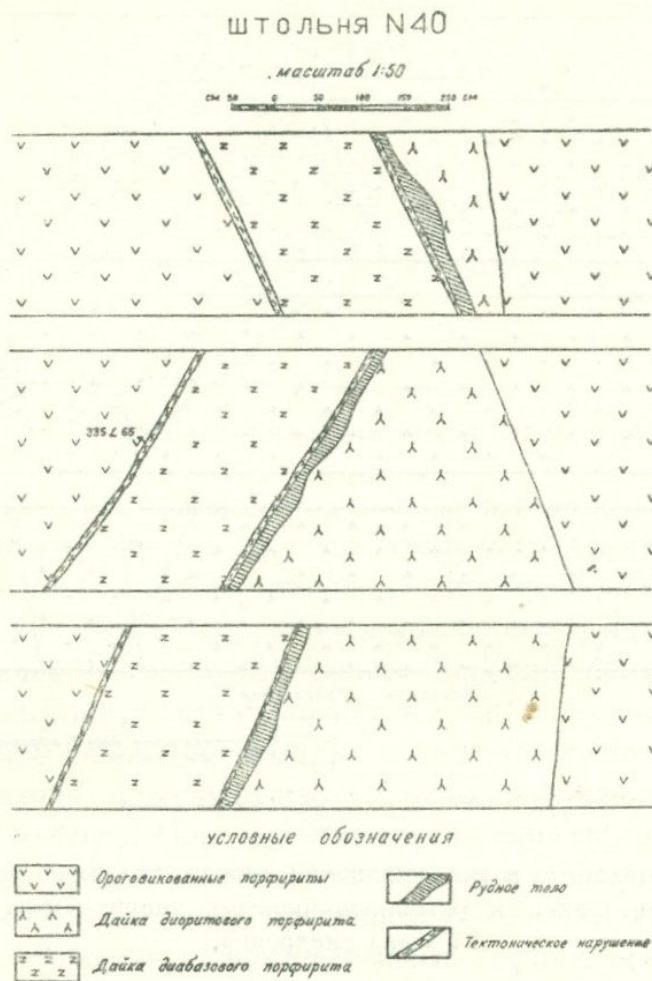


Рис. 7. Возрастные взаимоотношения между диорит-порфиритами и диабазовыми порфиритами.

го месторождения нами выделяется еще одна разновидность, по составу отвечающая керсантитам. Единственная дайка этого типа обнаружена в шт. 40 и ее слоевых штреках 11, 9, 7; имеет широтное простирание с падением на С при мощности до 0,4 м. В штреках 1—2, 5-бис орта шт. 40 устанавливается ее взаимоотношение с дайкой диабазового порфирита. Керсантитовая дайка пересекает две параллельные диабазовые дайки и смещает их на 6 м в горизонтальной плоскости, что свидетельствует о более молодом возрасте первой.

Приведенный выше фактический материал обосновывает следующую последовательность во внедрении дайкового комплекса: диорит-порфиристы, диабазовые порфиристы, роговообманковые диорит-порфиристы, керсантиты.

Для более полной характеристики тектоники дайкового этапа развития рудного поля остановимся на описании некоторых черт морфологии даек, свидетельствующих об определенном генетическом типе трещин, в которые внедрены дайки различного состава.

Диорит-порфиры, несмотря на свое сравнительно слабое распространение, имеют характерные морфологические черты. Характерны пластовые

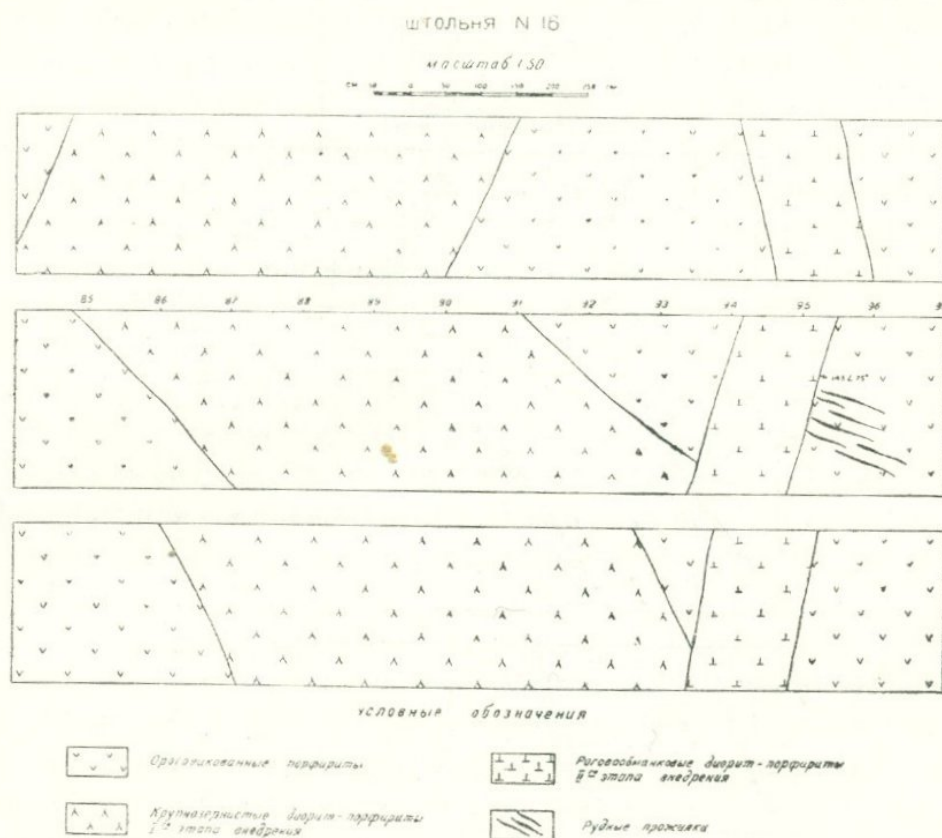


Рис. 8. Возрастные взаимоотношения между диорит-порфирами I этапа внедрения и роговообманковыми диорит-порфирами II этапа внедрения.

формы при относительной параллельности контактов. Мощность их в сравнении с другими дайками обычно значительная, достигает 10—11 м, в раздувах до 20 м.

По простиранию дайки диорит-порфиритов прослеживаются до 1—2 км. Среди даек диорит-порфиритов резких скачкообразных изменений в мощности не отмечается, и увеличение последней происходит сравнительно постепенно. Дайки иногда меняют азимут простирания.

Одной из характерных особенностей даек диорит-порфиритов является наличие апофиз. Апофизы отходят как на С, так и на Ю и с удалением от основной дайки постепенно выклиниваются; у окончания их отмечается хорошо выраженная зона закалки.

Контакты даек с вмещающими породами как в гранодиоритах, так и в роговиках имеют местами гладкие, резкие хорошо очерченные прямолинейные, но, в большинстве случаев, сильно зазубренные или волнистые границы. Образование гладких прямолинейных контактов, по-видимому, обязано приспособлению контакта дайки к трещинам отдельности.

Наряду с выдержанными по простиранию мощными дайками среди диорит-порфиритов встречаются и отдельные мелкие дайковые тела, не выдержанные по простиранию. Длина их обычно 30—40 м, мощность 4—5 м. Они располагаются обычно по обе стороны от основной дайки и имеют те же, что и основная дайка, элементы залегания, по-видимому, соединяясь с ней на глубине.

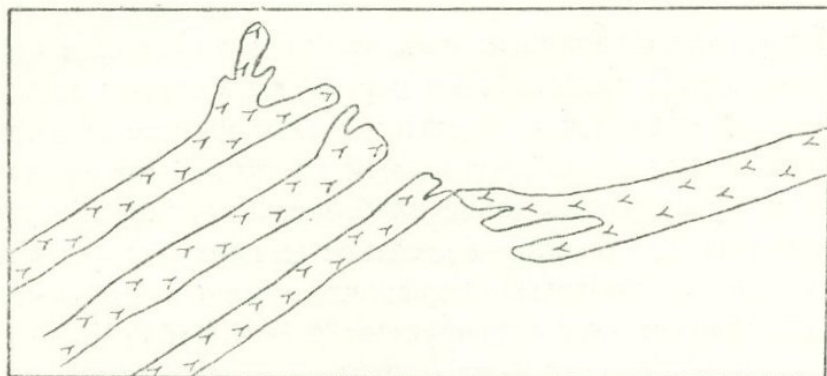


Рис. 9. Характер выклинивания диорит-порфиритовых даек.

Заслуживает описания характер выклинивания даек диорит-порфирита. Мелкие изолированные тела, сопровождающие крупные диорит-порфиритовые дайки или апофизы, отходящие от основной дайки, имеют нормальное выклинивание с постепенным убыванием в мощности. В отношении мощных даек этого сказать нельзя. Хороший пример выклинивания даек диорит-порфирита устанавливается в ущ. р. Кош-юрт. Здесь выклиниваются четыре дайки (см. деталь геологической карты, рис. 9) причем все четыре подходят к руслу ручья. Все они при выклинивании имеют тенденцию разветвляться. При разветвлении отдельные пальцы веерообразно расходятся и на небольшом интервале выклиниваются.

Таким образом, трещины, предопределившие развитие диорит-порфиритовых даек, относятся к типу разрывных трещин, приоткрывание которых происходило без существенных смещений.

Основные доказательства в пользу этого довода следующие:

1. Зигзагообразные очертания контакта.
2. Развитие в значительном количестве апофиз и своеобразное разветвление даек при выклинивании.
3. Отсутствие продуктов дробления в зальбандах даек.

Учитывая, что трещины скола или трещины отдельности не играли значительной роли в формировании диорит-порфиритовых даек, можно считать, что формирование мощных и значительных по протяжению разрывных трещин связано с наличием растягивающих усилий, действующих перпендикулярно направлению складчатости.

Довольно большим распространением на месторождении пользуются дайки диабазовых порфиритов. Последние широко распространены на центральном участке месторождения в пределах провеса кровли. В области развития гранодиоритов они представлены отдельными незначительными по протяжению дайками.

По простиранию и падению среди диабазовых даек отмечаются:

1. Дайки с северо-восточным простиранием. Аз. простирания СВ 20—60° с падением на СЗ под углом 75—80°.
2. Дайки с северо-восточным простиранием. Аз. простирания СВ 40° с падением на ЮВ с крутыми углами падения.
3. Дайки с широтным простиранием с падением на С под углом 70—80°.
4. Дайки с северо-западным простиранием с падением на ЮЗ.

Наиболее широко представлены первые две системы даек.

Относительно подчиненное значение имеют широтные дайки с северным падением. Дайки с северо-западным простиранием единичны.

Обычно по простиранию дайки диабазовых порфиритов прослеживаются на расстояние от нескольких десятков до первых сотен метров. Наиболее крупная дайка диабазовых порфиритов имеет по протяжению 300 м. Мощность диабазовых даек варьирует от 0,3—0,5 м до 5—6 м.

Морфология диабазовых даек отличается следующими характерными чертами:

- 1) изменением характера контактов и мощности даек в зависимости от литологического состава вмещающих пород;
- 2) различными элементами залегания плоскостей, ограничивающих дайку;
- 3) угловатыми очертаниями даек в плане;
- 4) резкими изменениями мощности в направлении простираний;
- 5) тупым выклиниванием и выклиниванием с заворотом и раздувом;
- 6) наличием апофиз и разветвлений, отходящих от основных даек.

Характерной особенностью диабазовых даек в отличие от остальных даек всего месторождения является резкое изменение морфологии в зависимости от литологического состава вмещающих пород.

Диабазовые дайки, залегающие в роговиках, характеризуются пластовыми телами с угловатым очертанием и прямолинейными контактами. Такая морфология диабазовых даек обуславливается раскрытием ранее существовавших плоскостей трещин, вдоль которых шло внедрение даек.

Совершенно отлична морфология диабазовых даек, развитых в гранодиоритах. Здесь они несут черты разрывных нарушений с извилистыми зазубренными контактами, обусловленными разрывом под влиянием тектонических напряжений. Прекрасный пример такой дайки отмечается в шт. 14 (рис. 10). Дайка эта имеет весьма сложную форму и представлена серией мелких разрозненных линзовидных дайковых тел, располагающихся примерно на одной линии в виде цепочки.

Не менее отчетливо проявляется также зависимость мощности даек от литологического состава вмещающих пород. Мощности диабазовых даек в пределах роговиков более значительны, одна и та же дайка при переходе из роговиков в гранодиориты заметно уменьшается в мощности. Для примера приведем дайку, которая была встречена в третьем кварцлагере шт. 16. Средняя мощность ее в роговиках составляет 3—3,5 м, а наиболь-

шая 5—6 м, между тем как средняя мощность в гранодиоритах составляет 1,0—1,2 при максимальной 1,5—2,0 м.

К числу характерных черт в морфологии диабазовых даек, по которым устанавливается генетический тип трещин, к которым приурочены дайки,

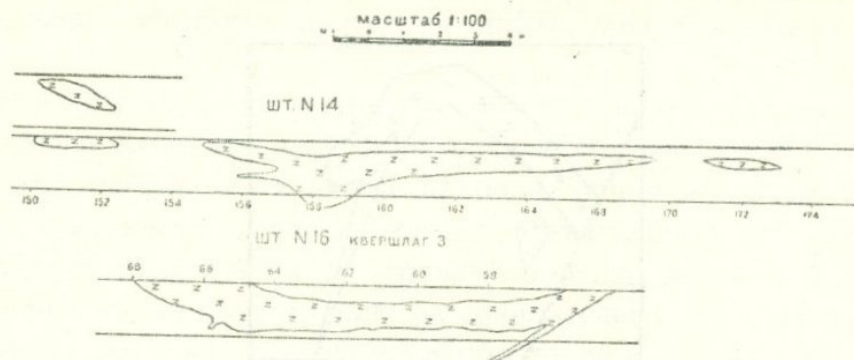


Рис. 10. Морфологические особенности диабазовых даек в гранодиоритах.

следует отнести: а) характер выклинивания; б) резкие изменения в направлении простирания; в) наличие апофиз, отходящих от основных даек.

По характеру выклинивания диабазовые дайки отличаются значительным разнообразием. Наблюдаются следующие типы выклинивания:

1. Выклинивание с убыванием в мощности при схождении ограничивающих плоскостей. Примером такой дайки является дайка, отмеченная в гранодиоритах на поверхности (рис. 11а). Здесь две ограничивающие плоскости под очень острым углом сходятся друг с другом, и благодаря прямолинейности контактов дайка напоминает форму кинжала.

2. Тупое выклинивание, когда диабазовую дайку ограничивает плоскость, ориентированная перпендикулярно простиранию дайки. Примеры таких даек часты. Они отмечаются в выработках, и особенно на поверхности.

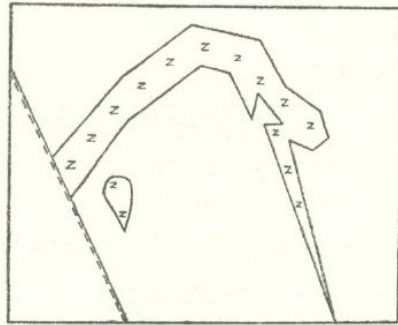
3. Выклинивание с заворотом и раздувом имеет сравнительно слабое распространение; отмечено нами в 4 штреке 3 квершлага шт. 16 (рис. 14б).

Своеобразный характер выклинивания диабазовой дайки был, по-видимому, обусловлен тем, что трещина, в которую впоследствии внедрилась магма, не смогла пробить мощную диоритовую дайку и развилась по линии наименьшего сопротивления параллельно контакту диоритовой дайки. Факт такого заворота диабазовой дайки вдоль диорит-порфиритовой дайки лишней раз подтверждает более поздний возраст диабазов по отношению к диоритам.

Для диабазовых даек характерны резкие изменения в направлении простирания. Такие изменения наблюдаются как в роговиках, так и в гранодиоритах. Местами эти изменения бывают значительны, что обусловлено одновременным раскрытием трещин, имеющих различные элементы залегания.

Подобный характер морфологии даек свидетельствует о том, что в одном направлении трещины раскрывались на более значительную величину по сравнению с трещинами другого направления.

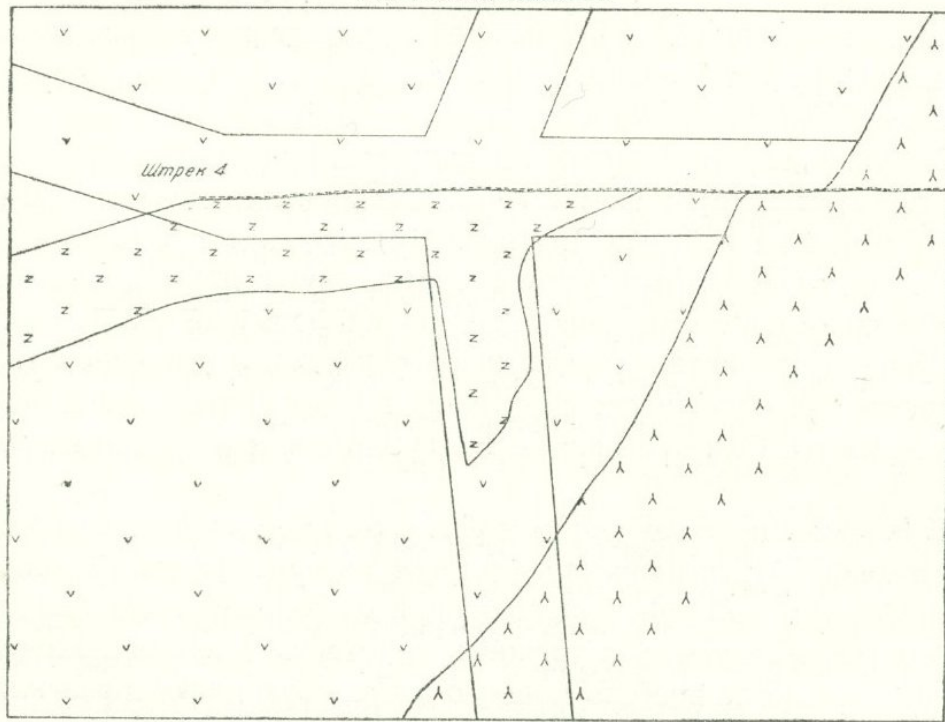
Резкие изменения простирания даек отмечаются как во многих горных выработках, так и на поверхности. Изменения простираний даек бывают обусловлены различными причинами. В частности, наличие додайковых тектонических нарушений препятствует продвижению магмы. Обычно в



ШТОЛЬНЯ N 16 КВЕРШЛАГ 3 ШТРЕК 4

масштаб 1:100

М 1 2 3 4 5 М



условные обозначения



Роговиковые порфиры



Дайка диорит-порфира



Дайка диабазового порфира

Рис. 11а, б. Морфологические особенности диабазовой дайки в роговиках и характер выклинивания.

этом случае дайка меняет направление простирания и располагается параллельно нарушению.

Характерным для диабазовых даек является также разветвление и наличие более мелких апофиз, отходящих от основных даек. В основном разветвление диабазовых даек обусловлено наличием мощной диорит-порфириновой дайки, протягивающейся вкрест простирания диабазовых

даек. Диоритовая дайка играла роль барьера для продвижения диабазовых даек. Естественно, что диабазовые дайки при приближении к мощной диорит-порфиритовой дайке разветвлялись и, как правило, преобладающее большинство этих даек значительно теряло в мощности. Некоторые из них выклинивались у контакта диоритовой дайки, другая же часть пересекала ее.

Одной из наиболее характерных особенностей диабазовых даек являются различные элементы залегания плоскостей, ограничивающих дайки. Пожалуй эта особенность является наиболее примечательной для диабазовых даек и, особенно, для даек, залегающих в пределах роговиков. Обычно громадное большинство даек ограничено целым рядом плоскостей, которые изменяются по простиранию на сравнительно небольшие углы. Сочетание таких плоскостей приводит к образованию угловатых очертаний даек и дайки обычно в плане имеют форму ломаной линии.

Иногда плоскости контакта сходятся и дайки по мощности сильно убывают, а затем происходит довольно резкое изменение простирания плоскостей контакта и дайки испытывают расширение благодаря расхождению контактовых плоскостей. Довольно часто параллельные плоскости контакта испытывают резкий перегиб на значительный угол. Форму ломаной линии имеют дайки и по падению благодаря чередованию более крутых по падению участков с участками менее крутыми.

Для изучения трещиноватости, предопределившей развитие диабазовых даек в роговиках, нами были произведены замеры по контактовым плоскостям даек. Нанесение замеров на круговую диаграмму (рис. 12) показало следующие результаты: наибольший максимум или скопление полюсов плоскостей контактов соответствует северо-восточному простиранию с падением на СЗ с относительно крутыми углами падения. При этом максимум характерен своеобразной растянутостью и охватывает азимуты простираний от СВ—20° с падением на СЗ под углом 75—80° до СВ 70° с падением на СЗ под углом 75—80°.

Второй значительно меньший максимум полюсов плоскостей контактов имеет простирание СВ 40—45° с юго-восточным падением.

Сравнительно небольшое количество полюсов контактовых плоскостей соответствует широтному и близширотному (северо-западному) простиранию с падением на СВ.

Наименьшее количество контактовых плоскостей диабазовых даек соответствует северо-западному простиранию с падением на ЮЗ.

Анализируя диаграмму трещиноватости контактовых плоскостей и сравнивая ее с диаграммой трещиноватости роговиков по шт. шт. 40, 14 и ущелью р. Малахитовой, необходимо отметить, что в период, предшествующий внедрению диабазовых даек, в контактовых роговиках были развиты следующие системы трещин:

- 1) простирание СВ 20—70° с падением на СЗ;
- 2) простирание СВ —40° с падением на ЮВ;
- 3) простирание СЗ 290—340° с падением на СВ;
- 4) простирание СЗ 310—340° с падением на ЮЗ.

При наличии сжимающих усилий в направлении СВ—ЮЗ естественно, что наибольшее раскрытие плоскостей происходило в направлении, совпадающем с направлением сжимающих усилий. При этом плоскости отдельности, развитые в роговиках, имеющие простирание СВ с падением

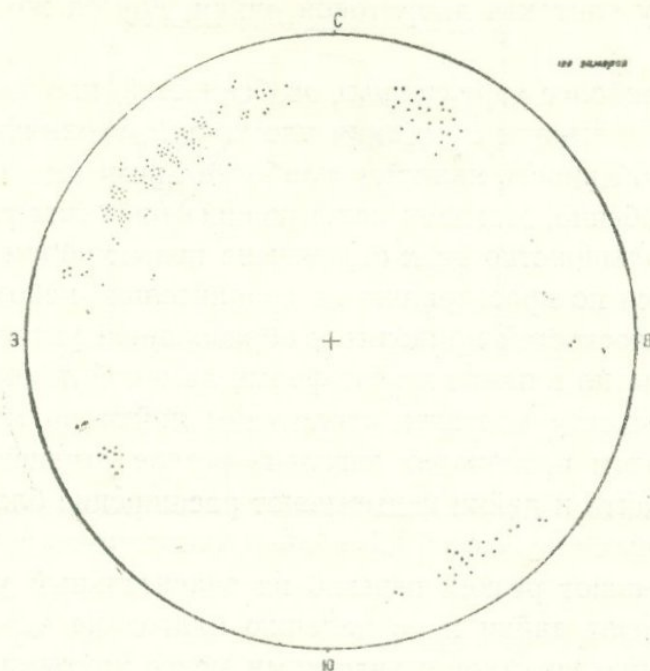


Рис. 12. Диаграмма контактовых плоскостей диабазовых даек.

на СЗ—ЮВ, раскрывались на бóльшую мощность, чем в гранодиоритах, в которых эти трещины развиты слабо, вследствие чего в них образовались маломощные разрывные трещины, раскрытие которых происходило на небольшие мощности.

При тектонических усилиях, ориентированных в СВ—ЮЗ направлении, сравнительно редко и слабо раскрывались трещины широтного простирания. Трещины северо-западного простирания, имеющие столь широкое развитие в рудном поле Дастакерта, в этот период оставались притертыми в силу того, что ориентированное давление было направлено поперек простирания этой трещиноватости.

Роговообманковые диорит-порфиры, также широко развитые в рудном поле, характерны аналогичными морфологическими особенностями:

- 1) резкими изменениями в простирании даек,
- 2) значительными изменениями в мощности даек,
- 3) наличием разветвлений и апофиз, отходящих от основных даек,
- 4) угловатыми очертаниями в плане,
- 5) тупым выклиниванием и выклиниванием с раздувом.

Роговообманковые диорит-порфировые дайки так же, как и диабазовые дайки, характеризуются значительными изменениями в направлении простирания даек. Для ряда даек (см. геологическую карту Дастакертского месторождения масштаба 1 : 2000) намечается резкое изменение в простирании от близширотного направления к северо-западному.

Изменения мощности даек местами также значительны. Так, например, дайка, которая протягивается в районе шт. 6, 21, довольно резко меняется в мощности от 5 до 22 м. Наличие апофиз, отходящих от основной дайки, а также диагональных ответвлений крупных даек выражено в дайках роговообманковых диорит-порфиров весьма отчетливо.

Для даек роговообманковых диорит-порфиров также характерны угловатые очертания в плане и в сечении, как, например, в приведенной зарисовке из обнажения ниже устья шт. 16 (рис. 13). Здесь дайка имеет ломаные контуры с параллельными контактами. При этом угловатые выступы одной стенки соответствуют впадинам другой стенки.

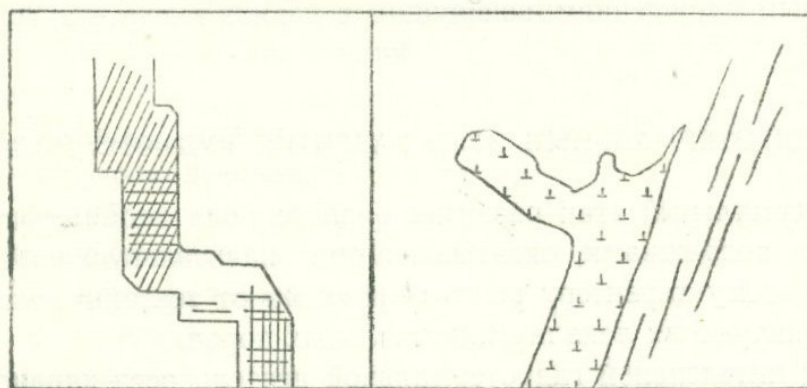


Рис. 13. Морфологические особенности и характер выклинивания роговообманковых диорит-порфиров.

Тупые выклинивания, выклинивания с раздувом и разветвлением выражены отчетливо и могут вполне характеризовать дайки роговообманковых диорит-порфиров.

На рис. 16 приведена зарисовка такой дайки.

Таким образом, морфологические особенности даек роговообманковых диорит-порфиров свидетельствуют о разрывном характере трещин, образующихся в период внедрения роговообманковых диорит-порфиров.

Единственная керсантитовая дайка имеет мощность всего 40 см. Границы ее весьма отчетливы и не сопровождаются продуктами дробления; по-видимому, и в этом случае происходило простое раскрытие плоскостей.

Резюмируя все вышесказанное, дайковый этап развития рудного поля по характеру тектоники, интенсивности проявления и составу дайковых пород можно разделить на две стадии: раннюю и позднюю:

1. Ранняя стадия дайкового этапа развития рудного поля характеризуется спокойной тектоникой. В этот период формировались трещины отдельности и слабо выраженные тектонические деформации.

Из жильных пород гранодиоритовой интрузии существенную роль играют пегматит-аплиты, обычно имеющие небольшие мощности, максимум 0,5 м. Пегматиты, несущие медное оруденение, приурочены к апикальной части гранодиоритового купола. Пегматит-аплиты развиваются в двух направлениях: 1) северо-восточное простирание $40-60^\circ$ с падением на СЗ и ЮВ с довольно крутыми углами падения; 2) северо-западное простирание с пологим 45° падением во внутрь интрузии.

2. Поздняя стадия дайкового этапа характеризуется интенсивным проявлением разрывных деформаций, изменениями направлений раскрытия плоскостей и разрывных трещин, по-видимому, вследствие изменения плана деформаций. Приведенные морфологические особенности всех представителей дайкового комплекса свидетельствуют о разрывном характере трещин, предопределивших развитие даек на участке Дастакертского рудного поля.

В формировании дайкового комплекса месторождения существенная роль принадлежала додайковым нарушениям двух типов: 1) ранее существовавшим (в виде трещин отдельности или сколовых нарушений) и 2) разрывным нарушениям, возникшим в период внедрения магмы.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Гидротермальный этап развития рудного поля характеризуется тектоническими подвижками, охватывающими значительную часть рудного поля и по своему характеру резко отличными от тектонических нарушений, контролирующих локализацию жильных пород.

Период интенсивной гидротермальной деятельности характеризуется многократными тектоническими подвижками сколового характера, различными по типу смещениями, в процессе формирования которых значительно изменялся характер минерализации.

К гидротермальному этапу развития рудного поля мы относим трещины со следующей характеристикой:

1. Трещины с перемещениями и без перемещений, к которым приурочены рудные жилы и интенсивная минерализация всех стадий гидротермального этапа.

2. Трещины, вдоль которых намечается гидротермальное изменение пород.

Нами были произведены многочисленные замеры тектонических нарушений, развитых в рудном поле месторождения, в частности по шт. 16, 40, 14.

Статистическая обработка диаграмм тектонических нарушений по данным штольням показала следующие отчетливые максимумы полюсов тектонических нарушений рудного этапа:

1. Северо-западное простирание $290-340^\circ$ с падением на СВ. Наибольший максимум соответствует аз. простирания СЗ 330° с углом падения 70° .

2. Северо-западное простирание $300-340^\circ$ с падением на ЮЗ. Наибольший максимум соответствует СЗ 320° падение ЮЗ 65° .

3. Простирание СВ $10-70^\circ$ с падением на СЗ. Наибольший максимум соответствует аз. простирания СВ 45° .

4. Менее устойчивый максимум имеет также северо-восточное простирание с юго-восточным падением. Наибольший максимум соответствует СВ 50° . Хорошо выраженный максимум отмечается по шт. 40.

В некоторых случаях слабо выделяются трещины, имеющие широтное простирание как с южным, так и с северным падением, а также трещины с меридиональным простиранием. Однако эти системы не имеют большого значения и потому не выделяются отдельно.

Изучение возрастных взаимоотношений между различными рудоносными структурами позволяет выделить ряд последовательных стадий рудообразования, отличающихся друг от друга характером тектонических подвижек, интенсивностью их проявления, минеральной ассоциацией и характером гидротермальной измененности пород.

Устанавливается следующая последовательность стадий тектонической деятельности и минерального заполнения:

- 1) медно-полевошпатовая стадия,
- 2) медная стадия,
- 3) I медно-молибденовая,
- 4) II медно-молибденовая,
- 5) медно-карбонатная,
- 6) кварц-пиритовая,
- 7) кварц-пирит-сфалеритовая,
- 8) полиметаллическая,
- 9) алабандиновая,
- 10) карбонатная.

Медно-полевошпатовая стадия

Медно-полевошпатовая стадия является наиболее ранней стадией гидротермального этапа развития рудного поля. Главными минералами являются халькопирит и полевой шпат, очень редко молибденит.

Проявляется эта стадия рудного этапа исключительно слабо. Рудные тела имеют локальное распространение; встречены в шт. шт. 14, 16 и карьере шт. 40. Рудные тела в большинстве случаев в плане имеют форму вытянутых полос, местами изометрического очертания.

Размеры их обычно небольшие — 5—6 м в длину, 1—2 м в ширину. Наиболее крупное тело с северо-восточным простиранием вскрыто карьером, имеет длину до 10 м при ширине 5—6 м. Глубина распространения оруденения обычно небольшая и не превышает 7—8 м.

Характер оруденения медно-полевошпатовой стадии прожилково-вкрапленный. Обычно это прожилки, имеющие небольшие размеры по протяжению, не превышающие 50—60 см при мощности, редко достигающей 1 см.

На рис. 14 приведена зарисовка северной стенки карьера. Здесь почти все прожилки имеют северо-восточное простирание с преимущественным северо-западным, местами юго-восточным падением.

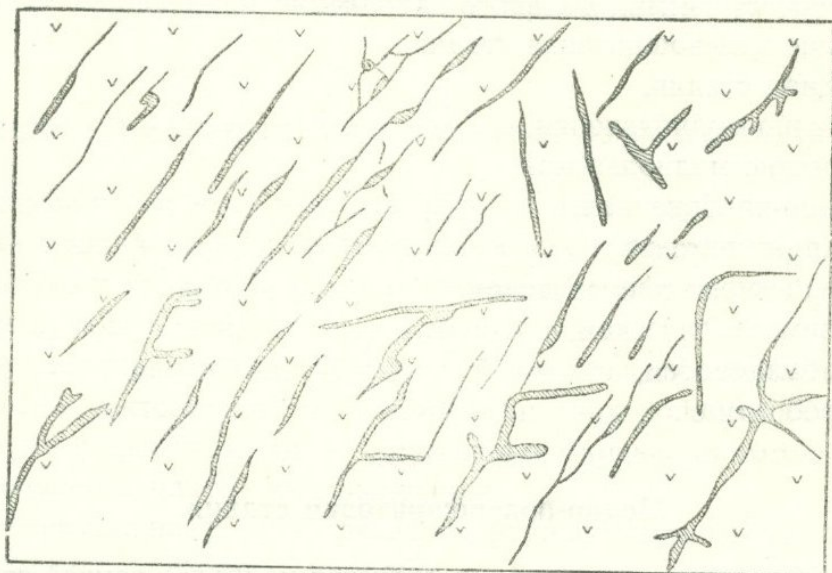
Прожилки обычно характеризуются резко угловатыми очертаниями с изменчивыми углами падения. Нередко прожилки с крутыми углами падения выполаживаются, часто переходят в горизонтальные. Довольно часты значительные раздувы и пережимы, раздувы с угловатыми очерта-

ниями и расходящимися веерообразными отростками. Для значительной части прожилков характерны также мелкие апофизы, а также разветвление самих прожилков. Нередко прожилки имеют Т- и Г-образные формы, довольно часто ограничиваются поперечными плоскостями. Наряду с прожилками в зоне оруденения встречаются гнездообразные выделения с угловатыми очертаниями.

КАРЬЕР СЕВЕРНАЯ СТЕНКА

Масштаб 1:10

см 0 10 20 30 см



условные обозначения



Ороговикованные порфиры



Прожилки полевого шпата с халькопиритом и молибденитом

Рис. 14. Морфологические особенности прожилков медно-полевошпатовой стадии.

Таким образом, судя по морфологии рудных прожилков, в медно-полевошпатовую стадию возникли разрывные трещины северо-восточного простирания. Участки развития густой сети таких прожилков имеют форму вытянутых линз.

Границы развития медно-полевошпатового оруденения с вмещающими породами обычно нерезкие, с постепенным убыванием густоты прожилков. Вкрапленное оруденение вблизи прожилков развито слабо.

Интересно привести данные о возрастных взаимоотношениях медно-полевошпатовой стадии с остальными стадиями рудного этапа, а также с жильными дериватами.

По отношению к диабазовым дайкам вся система прожилков испытывает выклинивание при подходе к дайке.

Возрастные взаимоотношения с последующими стадиями минерализации наблюдались в карьере шт. 40.

Вдоль карьера проходит рудная зона более поздней медной стадии, выраженной серией параллельных рудоносных прожилков северо-западного простирания, которая пересекает зону прожилков медно-полевошпатового оруденения северо-восточного простирания.

В этом же карьере намечается пересечение зоны медно-полевошпатовой стадии более поздними сколовыми нарушениями близширотного северо-западного простирания с северо-восточным падением, локализирующим более позднее медно-молибденовое оруденение.

Медная стадия

Вслед за разрывными нарушениями, развитыми локально, и медно-полевошпатовой минерализацией, подчиненной им, имеют место довольно интенсивные тектонические подвижки, контролирующие медную минерализацию.

Минерализация медной стадии имеет весьма широкое развитие в Дастакертском рудном поле как в роговиках, так и в гранодиоритах, преимущественно в первых. В гранодиоритах медная минерализация охватывает главным образом приконтактные части интрузивного массива.

Минерализация медной стадии подсечена на всех разведочных горизонтах в шт. 7, 2, 5, 14, 40, 16 и 30. По простиранию рудная зона медной минерализации в пределах рудного поля несколько вытянута в северо-западном направлении. Восточная ее граница отбивается выработками шт. 7. Западное окончание рудной зоны выражено довольно расплывчато; по-видимому, зона испытывает постепенное выклинивание и при этом она расщепляется на ряд мелких зон. По крайней мере, западный контур полосы можно провести восточнее 1 квершлага шт. 16. Северная граница зоны оруденения обычно отбивается нечетко, она, по-видимому, проходит несколько южнее ствола шт. 16. Южный контакт более определенный, он хорошо отбивается в шт. 5 и 2, а на нижнем горизонте в квершлагах 3, 5, 7 шт. 16.

Общее простирание рудной зоны примерно 150 м, при мощности зоны до 100—120 м.

В пределах развития медной стадии оруденения отдельные рудные тела и зоны оруденения распределены весьма неравномерно. Обычно отдельные рудные зоны имеют общую вытянутость по простиранию вдоль всей зоны в целом при сравнительно небольшой мощности.

Протяжение рудных зон достигает 25—30 м при мощности до 10 м. Встречаются и небольшие зоны протяжением 5 м и мощностью 2 м.

Простирание зон обычно северо-западное — близширотное с аз. простирания СЗ 280—300°. Местами встречаются рудные зоны с северо-восточным простиранием. Промежутки между рудными зонами обычно безрудны или с очень низким содержанием меди и молибдена. Величина безрудных зон различна, достигает на отдельных участках 80 м.

Таким образом, в общем поле оруденения Дастакерта рудные тела медной стадии образуют вытянутые зоны, отделенные друг от друга без-

рудными или весьма слабо минерализованными участками. Падение этих зон обычно довольно крутое. Распространение оруденения на глубину весьма изменчиво — от 5 до 15 м.

Рудные тела медной стадии минерализации могут быть сгруппированы в следующие морфологические типы:

1. Зоны прожилково-брекчиевидного оруденения.
2. Жилоподобные и гнездообразные тела.
3. Зоны вкрапленного оруденения.

Наибольшим распространением пользуются рудные тела прожилково-брекчиевидного типа.

Как было отмечено ранее, размеры их изменяются в широких интервалах. Однако чаще всего распространены рудные зоны протяжением до

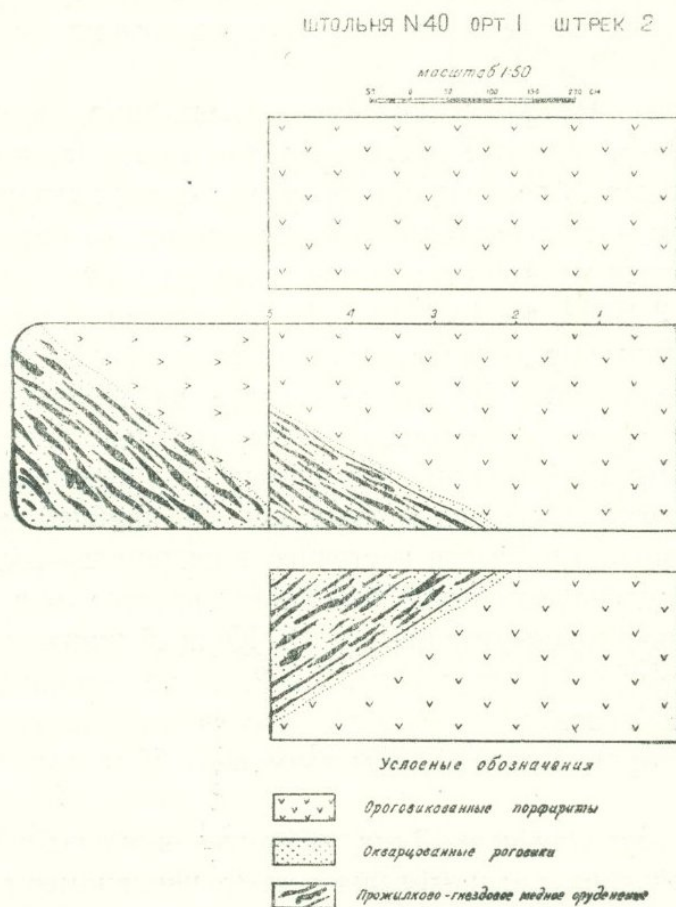


Рис. 15. Прожилково-брекчиевидная зона медной стадии минерализации.

20—25 м при мощности 4—5 м. В основном рудные тела представляют собой участки с интенсивной раздробленностью и брекчированностью пород, заполненные рудной массой обычно без жильных минералов.

В прожилково-брекчиевидном типе оруденения выделяются три разновидности:

- а) рудные тела, имеющие вытянутую форму, состоящие из мелких линзовидных, гнездообразных тел, одновременно со сравнительно мощными, но короткими прожилками;

б) брекчированные зоны, в которых угловатые обломки пород сцементированы сплошной рудной массой;

в) брекчированные зоны, где брекчирование обусловлено густой сетью относительно небольших по мощности прожилков, разбивающих породы на сравнительно крупные блоки.

Прекрасным примером рудной зоны первого типа является зона, подсеченная в шт. 40 (2 штреком I орта) (рис. 15). Средняя мощность рудной зоны не превышает 2 м. По простиранию рудная зона постепенно затухает с уменьшением количества и размеров линз-гнезд и прожилков. Граница зоны с вмещающими породами довольно отчетливая, ее можно отбить на расстоянии 5 см. Простирание рудной зоны СЗ 290° с падением на СВ под углом 75°.

Рудная зона состоит из отдельных мелких вытянутых линзообразных и гнездообразных с неправильными и неровными очертаниями тел. Размеры их обычно небольшие. Максимальная длина не превышает 1 м при мощности 10 см. Гнезда обычно имеют относительно незначительные по протяжению размеры, но сравнительно большую мощность. Границы их обычно извилистые, неровные. Иногда в линзах и гнездах отмечаются раздувы и пережимы. Наряду с линзами и гнездами в рудной зоне весьма существенное место занимают довольно мощные, однако небольшие по протяжению, прожилки. Длина таких прожилков не превышает 1 м. Мощность прожилков изменяется в значительных пределах от 1—2 до 5—6 см.

Границы прожилков местами резкие и прямолинейные и, по-видимому, обязаны своим происхождением простому раскрытию мелкой трещиноватости. В отдельных участках прожилки с прямолинейными границами дают довольно крупные раздувы.

Брекчированные зоны с угловатыми обломками, сцементированными сплошной рудной массой, имеют сравнительно слабое распространение. Вышеуказанный тип рудных зон встречен в шт. 40 и 16. Прекрасным примером такой рудной зоны является зона, подсеченная 1 штреком 3-го орта шт. 40 (рис. 16, 17). Обычно такие рудные тела имеют весьма непостоянную мощность и по простиранию не выдержаны. Мощность рудной зоны колеблется от 3—2,5 до 0,5 м. Границы обычно довольно четкие.

Следует отметить, что местами брекчированные зоны этого типа постепенно переходят в прожилковые зоны с сетчатым строением.

На зарисовке (рис. 17) обломки в рудной зоне обычно имеют форму неправильных многоугольников, ориентированных длинной стороной по направлению вытянутости брекчированной зоны. Размер обломков меняется в широком интервале—по длине средний размер их доходит до 5—6 см при мощности 2,5 см. Обломки обычно угловатые, при этом довольно часто выступы на одном обломке соответствуют угловатым впадинам на соседнем обломке, что создает впечатление простого отхода обломков друг от друга. Обломки вмещающих пород обычно расположены в цепочку и составляют параллельные ряды, промежутки между которыми заполнены рудной массой.

Наибольшим распространением в рудных зонах этого типа пользуются брекчированные руды, представленные густой сетью маломощных прожилков (рис. 18), разбивающих породу на сравнительно крупные блоки. Можно отметить, что рудные прожилки развиваются по двум основ-

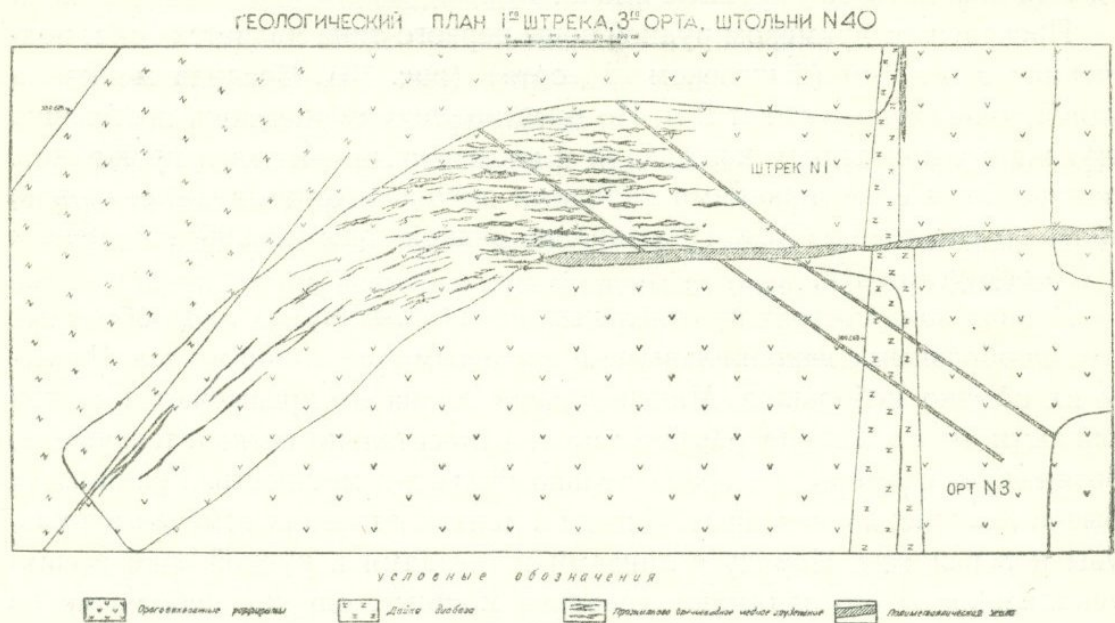


Рис. 16. Прожилково-брекчиевидная зона медной стадии минерализации.

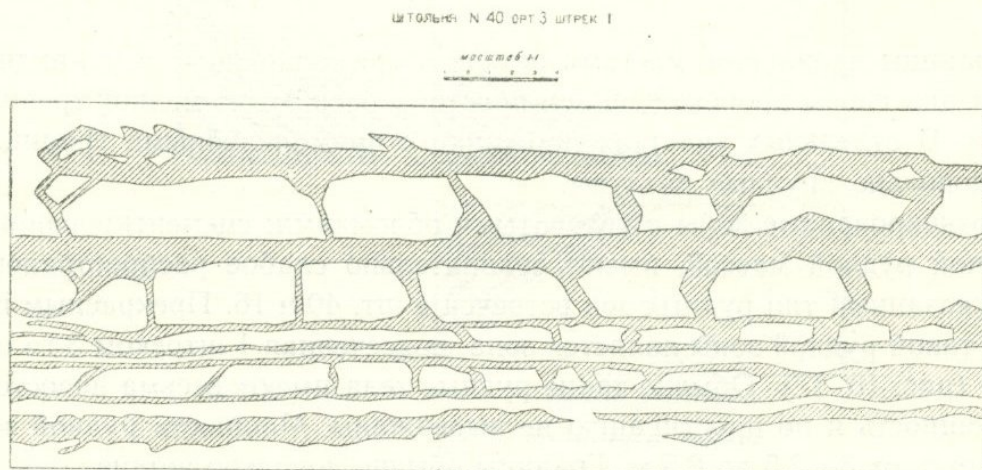


Рис. 17. Зарисовка участка брекчиевидной рудной зоны.

ными направлениями. Одно направление, в основном, совпадает с простиранием зоны, т. е. имеет близширотное—северо-западное простирание. Эта система прожилков характеризуется резкими изменениями в падении и простирании, наличием апофиз, обычно выклинивающихся клинообразно. Вторая система прожилков имеет сравнительно слабое распространение и обычно в виде перемычек соединяет прожилки первой системы. Величина крупных блоков достигает 50—60 см в длину и 20—30 см в ширину.

Наряду с зонами брекчиевидного оруденения, среди рудных тел медной стадии минерализации выделяются также жилообразные и гнездообразные тела. Значение их в общей минерализации месторождения хотя

и невелико, однако для полной характеристики тектоники медной стадии минерализации они заслуживают описания. Такое жилособразное тело подсечено 4 ортом шт. 40, разведано и прослежено штреками 1, 2 (рис. 19). Оно имеет простирание СЗ 290° с крутым $\angle 80$ падения на СВ. В общем тело напоминает жилу, однако по некоторым признакам оно отличается от типичной жилы. Тело имеет небольшую мощность около 75 см и длину до 10—11 м. Жила по падению не прослежена и поэтому не представляется возможным судить о ее протяжении на глубину. Границы с вмещающими породами резкие; как и все рудные тела медной стадии жила характеризуется сплошным заполнением рудной массы, без наличия жильных минералов. Морфологическое отличие этого тела от типичной жилы в том, что оно не представлено одним сплошным телом, а состоит из 2—3 мелких сильно вытянутых линзообразных тел, кулисообразно сменяющих друг друга по простиранию и местами перемычками, соединяющихся друг с другом. Размеры по протяженности отдельных вытянутых линзообразных тел 3—4 м при мощности 30 см. Границы их неровные, извилистые, очертания волнистые, местами линзы образуют пережимы и раздувы, местами от них отходят мощные, но быстро выклинивающиеся клиновидные апофизы. Рудное тело подходит к диабазовой дайке и постепенно выклинивается.

Гнездообразные тела, так же как и жилособразные, представлены слабо и встречаются в виде отдельных тел в общей зоне медной минерализации. Они подсечены в шт. 16, 40 и 7 слоевом штреке 2. Размеры их обычно небольшие. Средняя величина гнезда доходит до 50—60 см длины и 20—30 см в поперечнике. Прекрасный пример такого тела приведен на рис. 20.

Размеры их обычно изменяются в широких пределах. Наиболее крупное тело по протяжению достигает 2,5—3,0 м при мощности 0,5—0,6 м. Здесь обычно гнездобразные тела образуют цепочку, которая протягивается в широтном и северо-западном направлении. Крупные гнездобразные тела обычно бывают окружены более мелкими, которые имеют общее с крупными телами направление вытянутости. Размер более мелких гнезд обычно в длину 30—40 см при 10—15 см в поперечнике. Границы гнездобразных тел с вмещающими породами резкие, с зазубренными контурами. Сами гнездобразные тела характеризуются угловатыми и коленообразными формами, резкими изменениями мощности и наличием апофиз и разветвлений от основных тел.

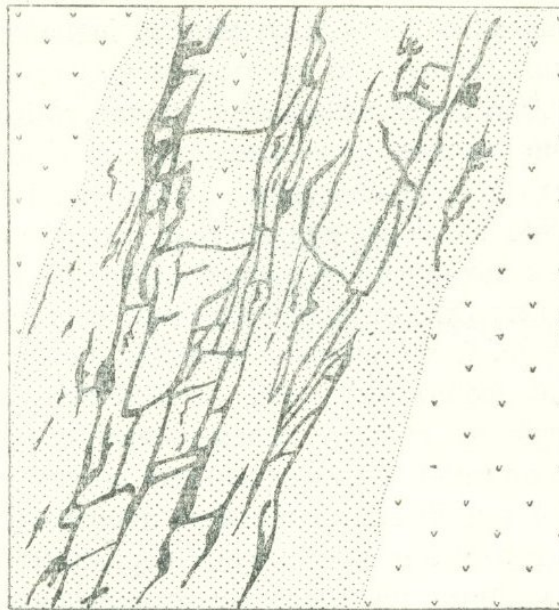
Все это говорит о разрывном характере трещин, обусловивших локализацию гнездового оруденения.

Вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение имеют относительно слабое распространение по сравнению с брекчиевидным типом оруденения. Однако они имеют несравненно большее значение по сравнению с жилособразными и гнездобразными телами.

Прожилково-вкрапленное оруденение подсечено почти на всех горизонтах шт. 7, 2, 5, 16, 40. Оруденение этого типа образует самостоятельные тела и проявляется в тесной связи с остальными формами рудных тел.

ШТОЛЬНЯ N40 ПИСЛОВОЙ ШТРЕК ОРТ I ЛЕВЫЙ СТЕНКА

Масштаб 1:10



условные обозначения

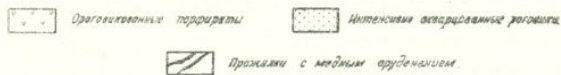
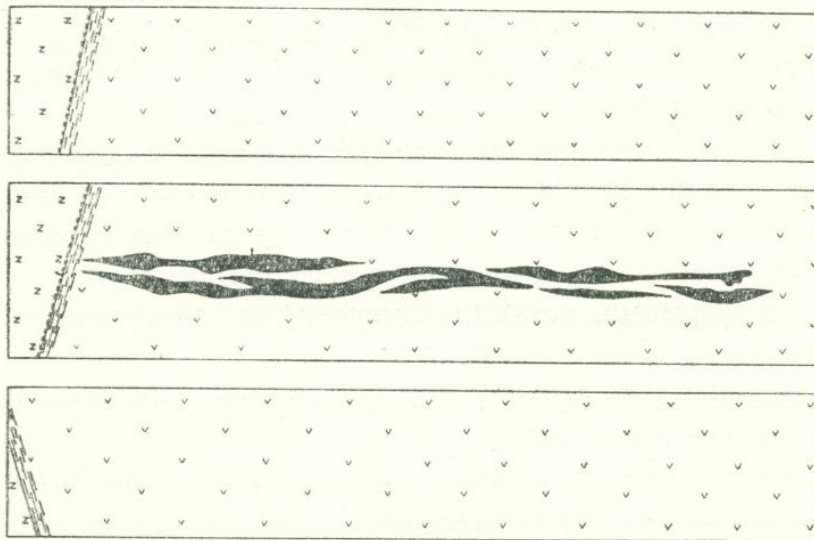


Рис. 18. Зарисовка брекчиевидной рудной зоны.

ШТОЛЬНЯ N 40 ОРТ 4 ШТРЕК 1-2

масштаб 1:50



условные обозначения

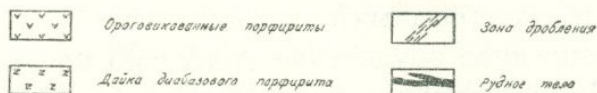


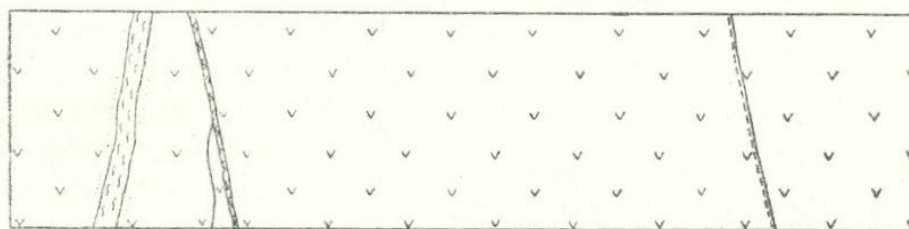
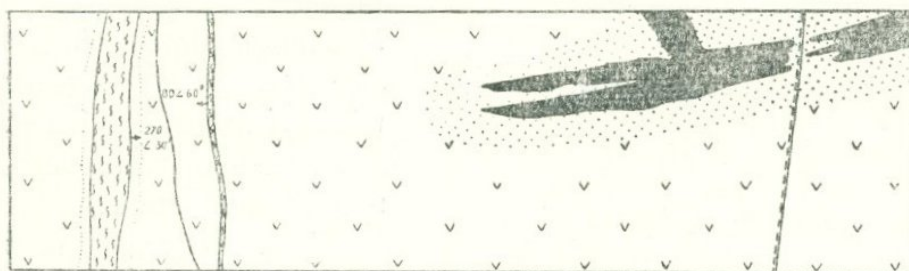
Рис. 19. Зарисовка жилоподобного тела медной стадии минерализации.

Самостоятельное прожилково-вкрапленное оруденение большей частью образует вытянутые в близширотном направлении рудные зоны. Местами участки с прожилково-вкрапленным оруденением имеют изометрические очертания. Границы рудных зон и оруденелых участков с вмещаю-

штольня 40 II СЛОВОЙ ШТРЕК

масштаб 1:50

см 50 0 50 100 150 200 см



условные обозначения



Аргиллизованные порфиры



Рудное тело



Интенсивно окисленные роговики



Тектоническое нарушение

Рис. 20. Зарисовка гнездообразного тела медной стадии.

щими породами обычно постепенные и трудноуловимые, однако встречаются участки с отчетливыми границами. Очертания зон и участков оруденения обычно неровные и извилистые. Зона вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения представляет собой участок породы с интенсивным развитием рудных прожилков, с тонкой и густой вкрапленностью медных минералов.

Наряду с прожилками и вкрапленностью в рудных зонах встречаются и участки с гнездообразными выделениями рудных минералов. Обычно прожилки и гнездообразные выделения имеют сравнительно небольшие размеры. Длина прожилков (рис. 21) в среднем 5—7 см при мощности 0,5 см. Средний размер гнездообразных выделений примерно 3 см в попе-

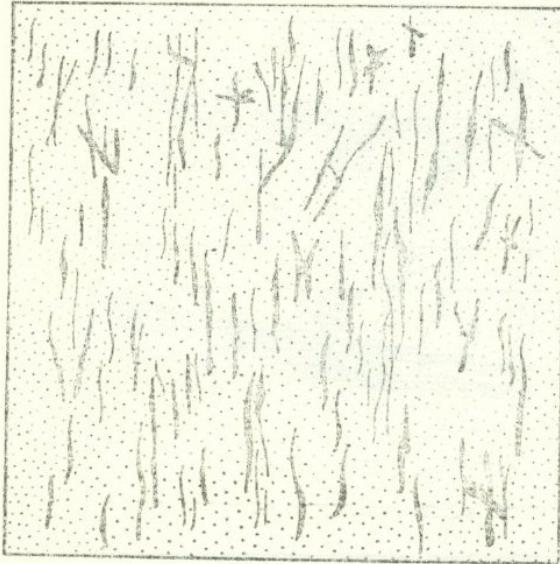
речнике. Для гнездообразных выделений характерны угловатые очертания, местами они переходят в прожилки.

Вкрапленное медное оруденение проявляется также в тесной связи с остальными формами рудных тел: с зонами брекчиевидного оруденения,

штольня N16 квершлаг 5

масштаб 1:5

см 5 10



условные обозначения

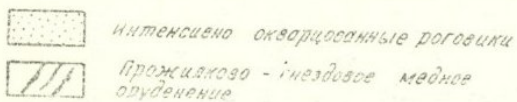


Рис. 21. Зарисовка участка прожилково-вкрапленной гнездообразной рудной зоны.

Как видно из зарисовки (рис. 22), на некотором удалении от краевых зон вкрапленного оруденения вокруг жил развиваются отдельные узкие участки, выполненные только вкрапленным медным оруденением. Развитие таких узких зон вкрапленного оруденения, удаленных от основной зоны и протягивающихся параллельно последней, обязано развитию отдельных трещин, имеющих параллельное с главной зоной простирание.

Таким образом, несмотря на многообразие форм рудных тел медной минерализации, все они имеют общие для всех характерные черты; для большинства рудных тел характерны следующие признаки:

1. Наличие резких контактов с вмещающими породами.
2. Резкие скачкообразные изменения направлений падения и простирания.
3. Резкие скачкообразные изменения в мощности жил, гнезд, прожилков: чередование пережимов с раздувами.
4. Наличие апофиз и разветвлений при выклинивании.
5. Переплетение рудных прожилков различных направлений в зоне брекчирования.

а также с жиллообразными и гнездообразными телами. Здесь вкрапленное оруденение развивается в краевых частях вышеуказанных рудных зон и протягивается параллельно основной рудной зоне или жиле. В этих случаях рудные зоны через вкрапленное оруденение постепенно переходят во вмещающие безрудные породы. Мощность таких вкрапленных зон обычно незначительная и редко превышает 1,5—2 м при значительной мощности основной рудной зоны.

При сравнительно небольшой мощности рудных жил и рудной зоны вкрапленное оруденение незначительно и редко превышает 0,5 м (рис. 22). Обычно вкрапленное медное оруденение сопровождается интенсивным окварцеванием вмещающих пород.

6. Угловатые и коленообразные формы тел.

7. Зазубренные очертания границ рудных тел.

Вышеперечисленные черты рудных тел являются типичными для разрывных тектонических нарушений, когда происходит простое раскрытие трещин без перемещений блоков вдоль последних.

В громадном большинстве случаев рудные тела медной стадии ориентированы в двух направлениях:

1. Близширотном — северо-западном простирании $275-290^\circ$ с крутыми углами падения как на С—СВ, так и на Ю—ЮЗ.

2. Северо-восточном простирании $70-80^\circ$ с падением на СЗ и ЮВ под крутыми углами падения.

Среди этих двух направлений рудных тел преобладает первое.

Рудные тела с северо-восточным простиранием имеют локальное распространение и встречены, главным образом, в 7 слоевом штреке шт. 2 и некоторых выработках шт. 14 и 16. Северо-восточная система рудных тел приурочена как к трещинам скола, так и к трещинам разрыва. Рудные тела, приуроченные к трещинам разрыва, имеют те же специфические особенности, что и рудные тела близширотного и северо-западного простирания, но в силу своего небольшого развития они большого практического значения не имеют. Однако наличие сколовых минерализованных трещин помогает выяснению характера и направления движения блоков в период медной минерализации.

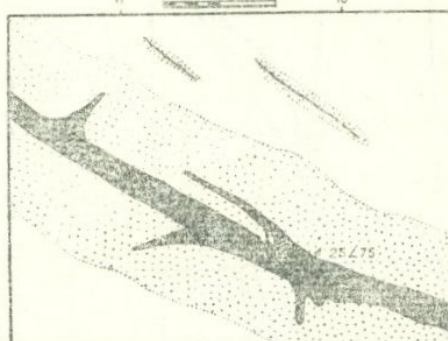
Подобная трещина отмечается в 7 слоевом штреке шт. 2 (рис. 23). Она имеет аз. простирания СВ 50° с падением на СЗ под углом 75° . Трещина выполнена 10 см глиной. В кровле образует раздув до 35—40 см с гнездообразным выделением халькопирита. Оруденение ограничивается плоскостями нарушения. Вокруг трещины породы интенсивно окварцованы.

Как было отмечено ранее, медная минерализация локализована в трещинах разрыва близширотного—северо-западного простирания. Трещины разрыва, локализирующие медную минерализацию, находятся в прямой связи со скалывающими подвижками и являются трещинами оперения последних.

Иногда разрывные трещины, проявляясь также самостоятельно независимо от скалывающих нарушений, являются одновременными образованиями со скалывающими структурами.

ШТОЛЬНЯ №16 КВЕРШЛАГ 3 ШТРЕК 2

масштаб 1:25



Жильное оруденение



Интенсивно окварцованные роговики с вкрапленным медным оруденением

Рис. 22. Ореол вкрапленной минерализации вокруг жильного тела медной стадии минерализации.

Скальвающие движения в период медной минерализации проявлялись довольно интенсивно; эти движения охватили значительную часть рудного поля, и имеют северо-западное простирание $330\text{--}360^\circ$ с падением, как на ЮЗ, так и на СВ под крутыми углами падения $60\text{--}75^\circ$.

7 СЛОЕВОЙ ШТРЕК

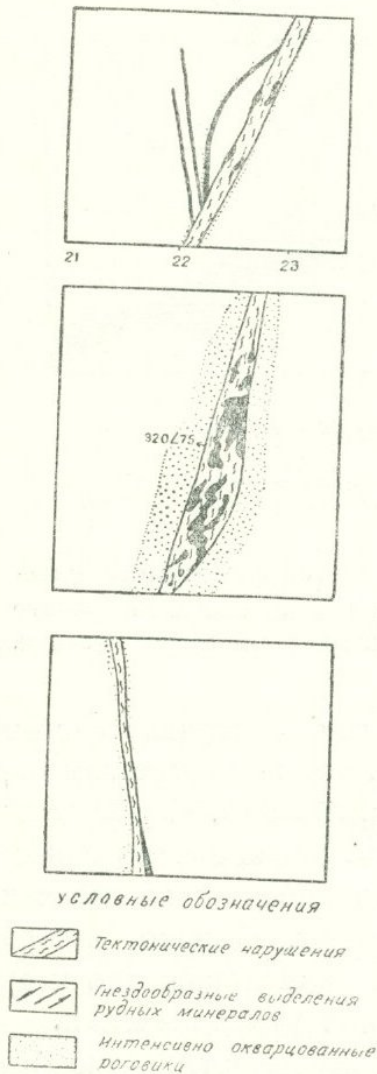


Рис. 23. Приуроченность медной минерализации к скальвающей трещине.

цепочки проходят мелкие линзовидные и гнездообразные тела с медным оруденением. Это обстоятельство, по-видимому, является доказательством контролирующей роли скальвающего нарушения. На расстоянии 30—40 см от зальбандов нарушения породы интенсивно гидротермально изменены.

Аналогичный пример локализации медного оруденения в сопряженных оперяющих трещинах разрывного характера наблюдается и в стволе 7-го слоевого штрека шт. 2 (рис. 25). Здесь также отмечается мощное скальвающее тектоническое нарушение с перетертым материалом мощностью 25—30 см, представленным тонко размолотой интенсивно хлорити-

Наибольшим развитием пользуются разрывные оперяющие трещины. Опишем некоторые из них.

Подобное нарушение с системой оперяющих трещин подсечено в 10 орте 7-го слоевого штрека шт. 2 (рис. 24).

Здесь висячем боку скальвающего тектонического нарушения (мощность перетертого материала до 20 см) северо-западного простирания 350° с падением на ЮЗ 75° , развито прожилковое и гнездовое медное оруденение, с двумя основными направлениями прожилков:

1) северо-западным простиранием $350\text{--}340^\circ$, с падением на ЮЗ с крутыми углами падения. Эта система рудных прожилков параллельна элементам залегания нарушения;

2) широтным простиранием 270° с падением на С, также с довольно крутыми углами падения.

Прожилки с широтным простиранием имеют типичные черты разрывных трещин с извилистыми очертаниями и зазубренными контактами. Прожилки с северо-западным простиранием прямолинейны и, по-видимому, представляют собой сопряженную систему оперяющих трещин основного нарушения. Кроме того, висячем боку нарушения в непосредственной близости от него, на расстоянии 5 см, вдоль нарушения в виде

зированной глиной. Простирание нарушения СЗ—345° с падением СВ 75°. В лежащем боку нарушения к плоскости скольжения тесно примыкает прожилок с медным оруденением, мощностью 2 см.

В всячем боку нарушения развита система прожилково-гнездового оруденения. Аз. простирания прожилков СВ 70—80° с падением на СЗ под довольно крутыми углами 60—80°. Длина отдельных прожилков до-

штольня N 2 7 слоевой ШТРЕК ОРТ 10

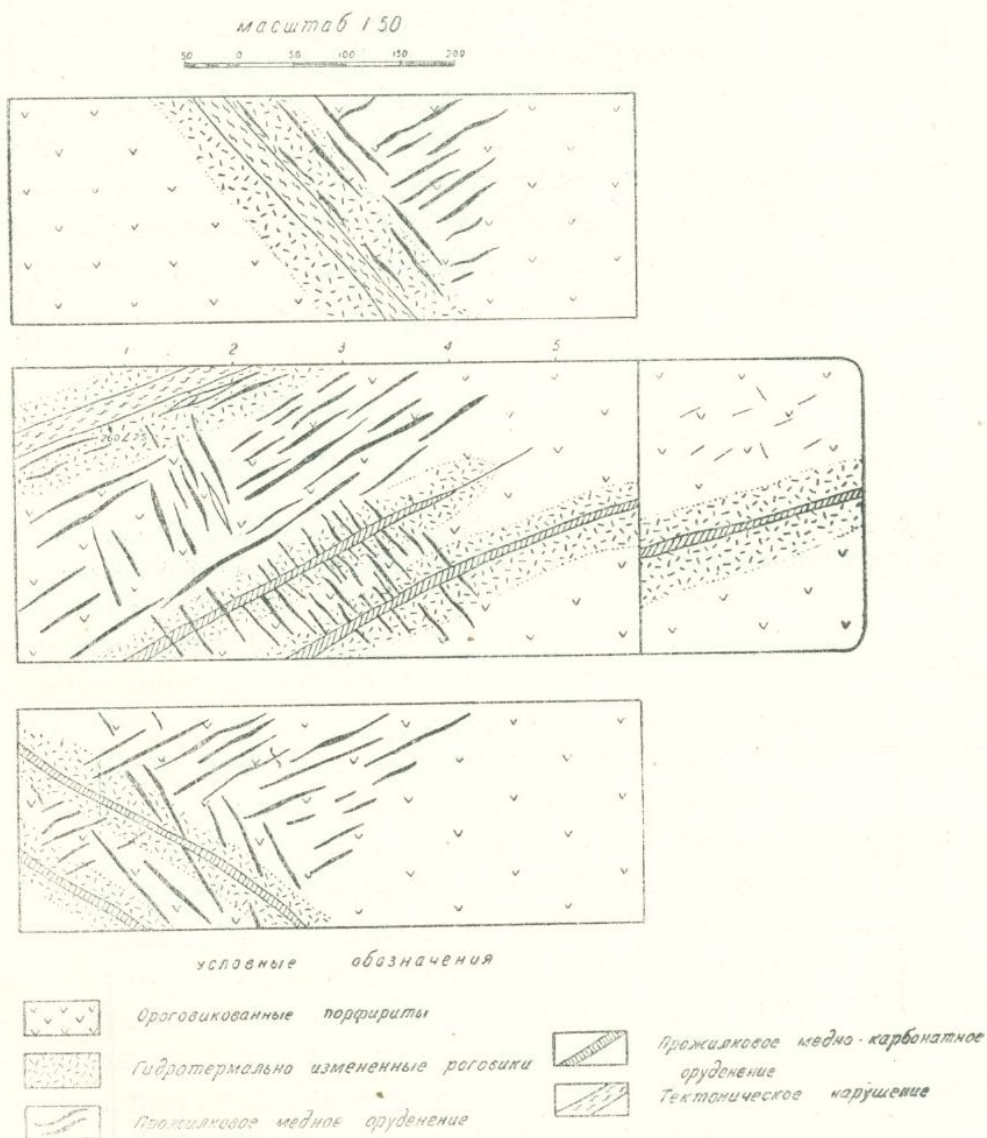


Рис. 24. Развитие прожилковой минерализации медной стадии в всячем крыле скальвающего тектонического нарушения.

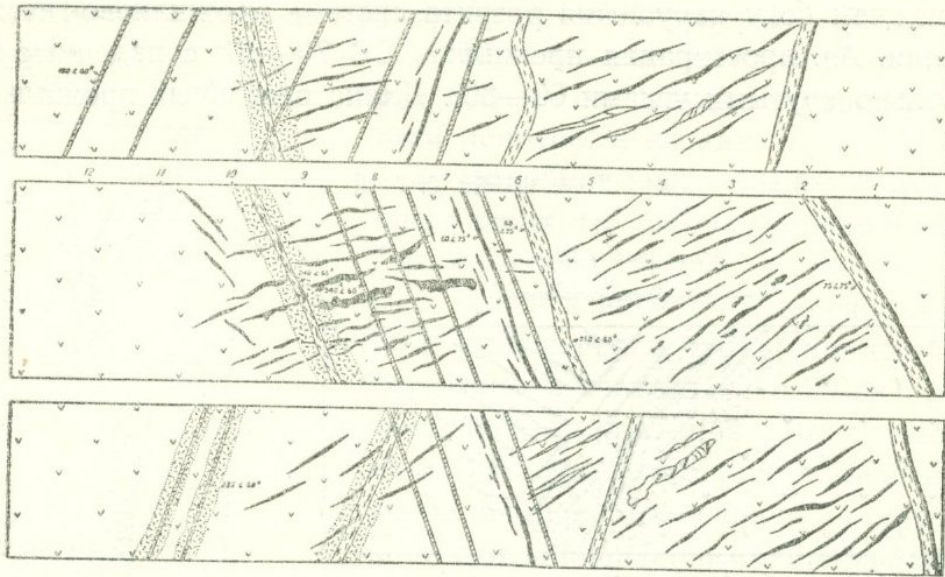
стигает 2 м. По морфологическим признакам они сходны с трещинами разрыва.

На некотором удалении от вышеописанного скальвающего нарушения протягивается другое аналогичное скальвающее и параллельное первому нарушение. Здесь так же, как и в первом нарушении, параллельно тектоническому шву и в самом шве отмечаются гнездообразные и линзовидные выделения медной минерализации. В всячем боку этого нарушения

ШТОЛЬНЯ N 40 7 СЛОЕВОЙ ШТРЕК

масштаб 1:50

0 50 100 150 200 250 CM



условные обозначения

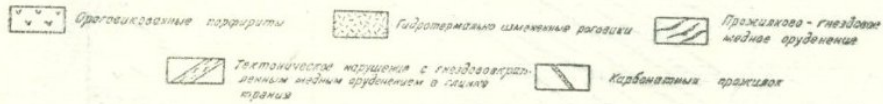
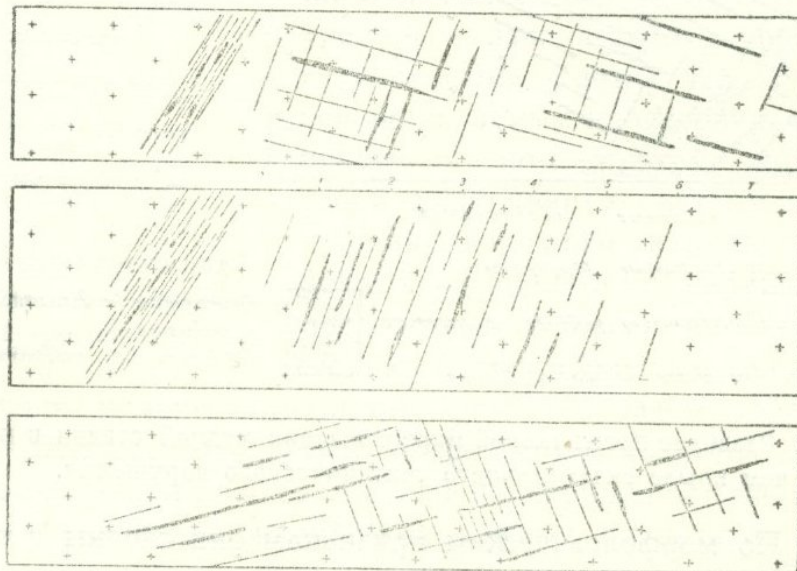


Рис. 25. Взаимоотношение скалывающего тектонического нарушения и оперяющей системы разрывных прожилков медной стадии.

ШТОЛЬНЯ N 16 КВЕРШЛАГ 3 ШТРЕК 6 РАССЕЧКА 5

масштаб 1:50

0 50 100 150 200 250 CM



условные обозначения

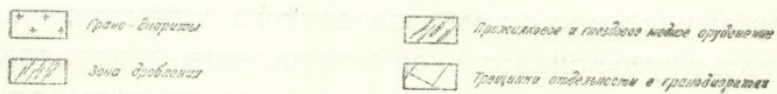


Рис. 26. Контролирование рудных прожилков скалывающими нарушениями северо-западного простирания.

проходит зона прожилкового гнездового медного оруденения, имеющая также северо-восточное простирание с падением на СЗ. Морфология прожилков и гнезд также характерна для разрывных трещин.

Следует отметить, что в глинке вышеописанных нарушений выделяются отдельные гнезда, мелкие линзочки и прожилки с медным оруденением, что свидетельствует о дорудном возрасте этих нарушений, а также о контролирующей роли их в отношении развития разрывных трещин, обусловивших локализацию медного оруденения. Ниже приводим пример контроля медного оруденения северо-западными скалывающими нарушениями в гранодиоритах, что хорошо наблюдается в 6-м штреке 3-го квершлага шт. 16 (рис. 26). Здесь протягивается зона дробления северо-западного простирания с падением на ЮЗ под углом 70°. Мощность зоны достигает 1,0—1,2 м, она представлена серией параллельных нарушений, вплоть до рассланцованности пород. Вдоль плоскостей рассланцевания развито медное линзовидное и прожилковое оруденение. Последнее развито в лежащем боку нарушения и в значительной мере приспособляется к трещинам отдельности в гранодиоритах. В гранодиоритах развиты две системы трещин отдельности:

- 1) северо-западного простирания с крутым падением на ЮЗ.
- 2) северо-западного простирания с пологим падением на СВ.

Оруденение развивается по трещинам отдельности этих двух систем, однако распространяется на небольшое расстояние от контролирующей зоны дробления. Прожилки имеют угловатые очертания с Г- и Т-образной формой, обусловленной сочетанием двух систем трещин отдельности.

Изучение минерализованных тектонических нарушений позволяет установить также и амплитуду смещения и направление движения смещенных блоков в момент минерализации. Хорошим примером является рудная зона, подсеченная 10 ортом шт. 40 (рис. 27).

Здесь тектоническое нарушение северо-западного простирания с прожилковой зоной медной минерализации висячем боку пересекает и смещает диабазовую дайку на амплитуду до 0,5 м. При этом устанавливается движение висячего крыла нарушения на ЮВ, а лежащее крыло, по-видимому, перемещалось на СЗ. Обычно вдоль нарушения развиты мелкие рудные гнезда и линзочки с медной минерализацией.

В ряде горных выработок отмечаются и случаи, когда, в связи с тектоническими нарушениями скалывающего типа, оперяющей системы разрывных трещин не образуется, а вблизи нарушений развиваются мелкие вытянутые линзовидные тела, приуроченные к мелким плоскостям скола, параллельные основному нарушению (рис. 28).

Взаимоотношение с дайковыми породами и роль даек в локализации медной минерализации

Одним из интересных и спорных вопросов геологии месторождения является вопрос возрастного взаимоотношения медной стадии с жильными дериватами. Вопрос этот дискуссионный, и ряд исследователей выска-

зывает различные точки зрения по нему. Одни считают дайки дорудными (И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян [29]), другие же часть даек относят к дорудному возрасту, а другую часть — к пострудному, или точнее, считают их образовавшимися после медно-молибденовых стадий.

Сторонниками второй точки зрения являются М. П. Исаенко и А. Е. Казарян, причем основным доводом в пользу своей точки зрения они приводят то, что молодые по возрасту дайки диабазового состава безрудны в отношении медной и медно-молибденовой минерализации, не содержат даже вкрапленного оруденения, в то время как эти же самые диабазовые дайки пересекаются прожилками полиметаллической минерализации. Исходя из этих данных, диабазовые дайки относятся к интра-рудному возрасту.

Документация горных выработок месторождения позволила нам собрать материал, убедительно доказывающий более молодой возраст медной минерализации по отношению ко всему дайковому комплексу Дастакертского месторождения.

В шт. 16, квершлаг 3, штрек 3, рассечка 2 (рис. 29) наблюдается весьма интересное взаимоотношение между прожилковой зоной медного оруденения и диабазовой дайкой. Здесь прожилковая зона минерализации северо-западного простирания и мощностью до 1,0 м, сопровождаемая интенсивным окварцеванием с вкрапленной минерализацией, простирается перпендикулярно простиранию диабазовой дайки. При подходе к диабазовой дайке зона резко сокращается в мощности от 1 м до 0,2 м. Отдельные небольшие халькопиритовые прожилки пробиваются в диабазовую дайку на небольшое расстояние, до 20—30 см, и резко обрываются. Мощность прожилков при этом падает до 2—3 мм. Зона окварцевания, сопровождающая рудную зону, при подходе к дайке резко уменьшается в мощности и в самой диабазовой дайке отмечается очень слабо.

Иногда удается установить взаимоотношение даек с контролируемыми медное оруденение сколовыми нарушениями. Это хорошо видно в 10 орте шт. 40 (рис. 27). Здесь контролирующее сколовое нарушение, в оперяющих разрывных нарушениях которого развивается медное оруденение, смещает диабазовую дайку на амплитуду 0,5 м. Вышеприведенные взаимоотношения между медным оруденением и диабазовыми дайками свидетельствуют о более раннем дорудном образовании последних.

Весьма важным для расшифровки структуры месторождения является установление роли даек в локализации медного оруденения.

Некоторые исследователи придают дайкам огромное значение в локализации оруденения на месторождении. Так, например, С. С. Мкртчян [29] предполагает, что оруденение локализовано в тех же структурах, что и диабазовые дайки, и что тектонические структуры, по которым внедрились дайки, служили в последующем путями для циркуляции рудоносных растворов. По мнению С. С. Мкртчяна, дайки здесь контролируют оруденение. Рудные зоны вытянуты вдоль диабазовых даек северо-восточного простирания и по мере удаления от даек содержание меди и молибдена в них падает.

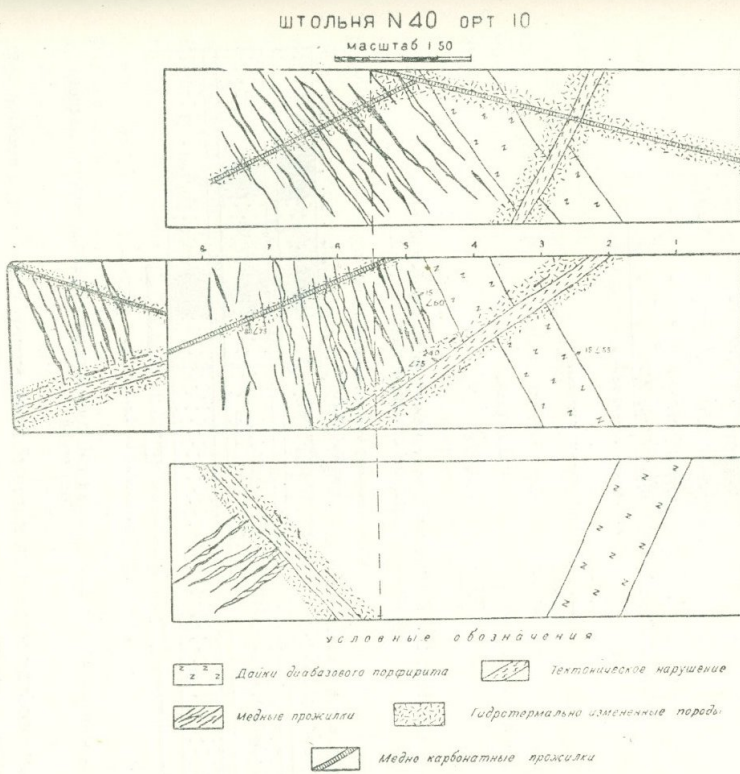


Рис. 27. Зарисовка тектонического нарушения, пересекающего диабазовую дайку с развитием оперяющей системы рудных прожилков.

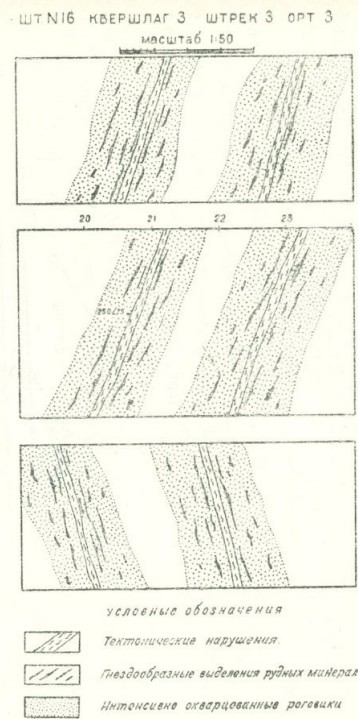


Рис. 28. Развитие мелких линзовидных тел медной минерализации вокруг тектонического нарушения.

И, наоборот, ряд других исследователей (А. Е. Казарян) совершенно отрицает роль даек в локализации оруденения.

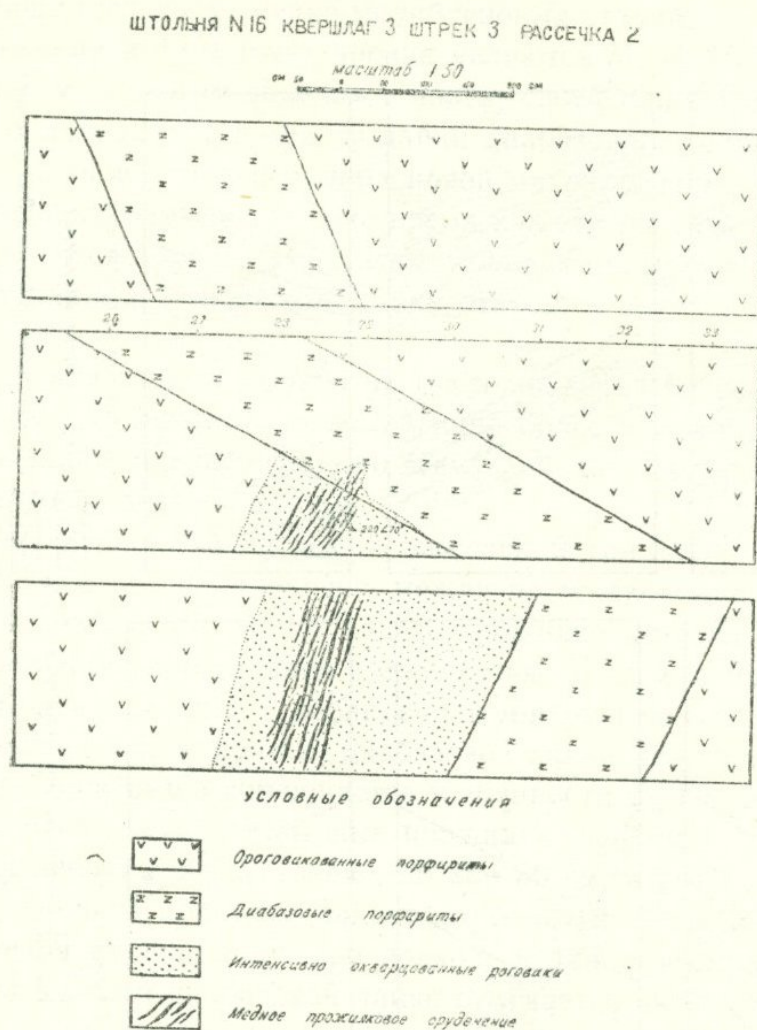


Рис. 29. Взаимоотношение между диабазовой дайкой и прожилками медной стадии минерализации.

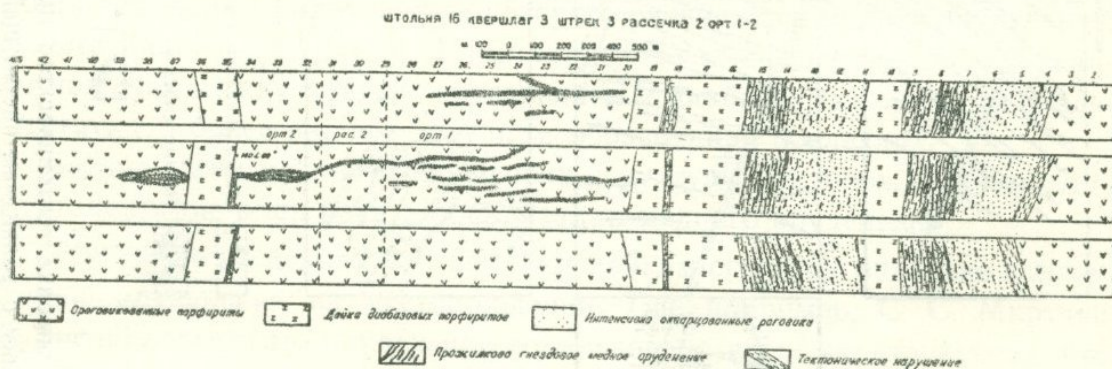


Рис. 30. Экранирование диабазовыми дайками богатого брекчиевидного медного оруденения.

Нами собран материал, который показывает, что в ряде случаев дайки играли большую роль в локализации богатого медного оруденения (дайки создавали благоприятные структуры для образования рудных столбов). В других случаях, наоборот, дайки препятствовали образованию

трещиноватости во вмещающих породах, способной локализовать медную минерализацию.

Прекрасный пример такого экранирования дайками рудоносных структур отмечается в шт. 16, кварцлаг 3, штрек 3, рассечка 2, орт 1—2 (рис. 30). Здесь зона разрывных медных прожилков северо-западного простирания 285° , развита во вмещающих породах между северо-восточными параллельными диабазовыми дайками, в лежащем боку которых развивается мощное брекчиевидное медное оруденение, в значительной степени развивающееся вдоль них.

Характерно, что с удалением от даек меняется и характер оруденения: оно из брекчиевидного переходит в гнездообразный и затем, в свою очередь, во вкрапленный тип. Такая же картина повторяется в другой зоне параллельной диабазовой дайки. На другом конце рудоносной зоны прожилки, подходя к плоскости дайки, оггибают ее.

Указанная прожилковая зона в дайку не проникает, однако в лежащем боку ее образует своеобразный линзовидный пучок медных прожилков, которые быстро выклиниваются с удалением от контакта.

Таким образом, при сочетании разрывных структур северо-западного простирания с поперечными северо-восточными дайками, в лежащем боку этих даек развиваются разрывные нарушения и брекчированные зоны, которые и обусловили развитие богатого медного оруденения.

Здесь сказывается также подпрудживающая роль даек в отношении гидротермальных растворов и экранирование ими разрывных рудоносных структур. У лежащего бока дайки разрывные нарушения северо-западного направления меняли свое простирание на согласное с простиранием экранирующей дайки.

В других случаях намечается роль контактовой плоскости дайки как гасителя разрывных нарушений. Прекрасный пример такого взаимоотношения между дайками и рудоносными структурами наблюдается в 1 штреке 3-го орта шт. 40 (рис. 16). Здесь вдоль штрека проходит довольно мощная до 3—4 м зона брекчиевидного оруденения, где угловатые обломки вмещающих пород сцементированы сплошной рудной массой: аз. простирания рудной зоны СВ $285—290^\circ$ с падением на СВ 70° . Далее, с приближением к контакту дайки брекчиевидная рудная зона постепенно переходит в брекчиевидное гнездовое оруденение. В последнем брекчиевидность руд обусловлена главным образом извилистыми очертаниями и сплетением рудных прожилков. С приближением же к диабазовой дайке рудная зона постепенно затухает, а рудные прожилки приобретают северо-восточное простирание. Характер оруденения здесь уже прожилково-гнездовый. Существенная роль принадлежит вытянутым линзовидным гнездам и прожилкам с многочисленными разветвлениями, соединяющимися перемычками друг с другом. В последних интервалах выработок рудная зона представлена уже только отдельными тонкими прожилками мощностью 2—3 см, имеющими почти согласное с диабазовой дайкой простирание. Некоторые прожилки почти примыкают к контакту диабазовой дайки. Таким образом, рудная зона, постепенно приближаясь к контакту

дайки, изгибается вдоль дайки, приспособляется к ее плоскости и постепенно затухает.

Резюмируя все вышеизложенное в отношении характера тектонических подвижек в период медной минерализации, следует отметить, что последняя развивается в тесной связи со скалывающими подвижками, которые проявлялись довольно интенсивно в пределах рудного поля.

Нарушения имели простирание СЗ $320\text{—}350^\circ$ с падением как на ЮЗ, так и на СВ с довольно крутыми углами падения.

В связи со сколовыми подвижками развивались оперяющие системы разрывных трещин, обусловивших локализацию медного оруденения. Такие разрывные трещины образовывали отдельные крупные рудные тела в виде гнезд и жил, брекчированные зоны и зоны прожилкового оруденения. Оперяющая система разрывных трещин, локализирующая медную минерализацию, имеет преимущественно близширотное — северо-западное и северо-восточное простирание.

Рудные зоны с близширотным—северо-западным простиранием являются оперением сколовых нарушений северо-западного простирания с юго-западным падением. Системы рудных зон или системы прожилков с северо-восточным простиранием характерны для тектонических нарушений северо-западного простирания с падением на СВ. При наличии таких сколовых движений устанавливается, что движение смещенного блока происходит на ЮВ. При этом, как видно из схемы (рис. 31), висячих крыльях нарушений развиваются оперяющие трещины разрыва.

Когда сколовое нарушение имеет падение на ЮЗ, разрывные трещины оперения имеют близширотное—северо-западное простирание с крутым падением на СВ или ЮВ. В случае же, когда плоскость скалывающего нарушения падает на СВ, оперяющая система разрывных нарушений имеет простирание на СВ с крутыми углами падения на СЗ и ЮВ.

Отдельные мелкие линзовидные тела с медным оруденением, столь отчетливо проявляющиеся вдоль тектонического нарушения, соответствуют скалывающим трещинам, параллельным нарушению и подчеркивающим сланцеватость вдоль него.

Гораздо реже оруденение концентрируется вдоль скалывающих плоскостей в виде мелких линзочек и прожилков (рис. 28).

Трещины скола северо-западного простирания являются контролирующими структурами для оперяющих разрывных трещин северо-западного и северо-восточного простирания. Наличие в глинке трения скалывающих нарушений, гнездообразных выделений рудных минералов и прожилков с медным оруденением, примыкающих к плоскостям скольжения нарушения, позволяет считать вышеуказанные нарушения рудоподводящими каналами для рудоносных разрывных нарушений.

Кроме того, вдоль сколовых нарушений северо-западного простирания выделяется зона интенсивно-гидротермально измененных пород, что свидетельствует о циркуляции гидротермальных растворов вдоль трещин.

Разрывные нарушения образуют не только оперения скалывающих нарушений, но проявляются и самостоятельно без видимой связи со ско-

ловыми подвижками. По-видимому, образование их происходило одновременно с остальными подвижками этого этапа тектонической деформации и связано с тангенциальными усилиями, совпадающими с направлением простираия рудоносных разрывных структур. В морфологическом отношении такие «независимые» рудоносные зоны характеризуются более значительными размерами и выдержанностью по простираию.

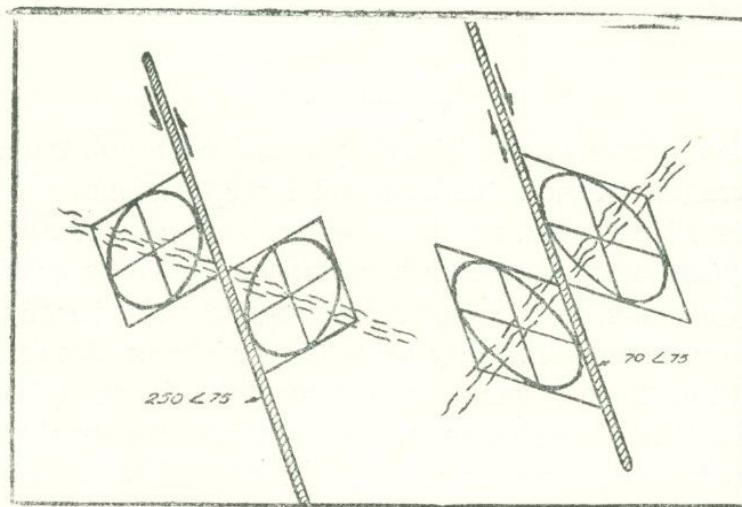


Рис. 31. Схема тектонической деформации в период развития медной стадии минерализации.

В итоге все рудное поле центрального участка месторождения разбито диабазовыми дайками СВ простираия на отдельные блоки. При этом расстояние между блоками не превышает 25—30 м, местами же это расстояние гораздо меньше. Средняя мощность диабазовых даек 3—4 м.

Как правило, вмещающие интенсивно окварцованные роговики сильно раздроблены и трещиноваты, в то время как диабазовые дайки относительно свежи, гораздо плотнее и не несут следов раздробленности; к тому же они безрудны, хотя кое-где вмещающие породы интенсивно раздроблены и содержат прожилково-брекчиевидное оруденение. Разрывные рудоносные структуры при подходе к дайке резко обрываются и только отдельные прожилки проникают в дайку примерно на 20 см, обрываясь в самой дайке. Довольно редко устанавливается продолжение рудной зоны по другую сторону дайки, при этом в дайке никаких изменений не отмечается.

Нам кажется, что сущность такого избирательного распределения рудоносных разрывных структур в междайковом пространстве заключается в том, что диабазовые дайки, разбивающие месторождение на блоки, вследствие своей несравненно гораздо меньшей хрупкости играли роль упругих подушек, которые не позволяли пробиваться разрывным нарушениям, концентрируя их в блоках вмещающих пород. Только в некоторых случаях разрядка разрывных напряжений происходила вдоль плоскости контакта дайки.

Возрастные взаимоотношения медной стадии минерализации с остальными стадиями устанавливаются довольно отчетливо. Так, например, в карьере шт. 40 устанавливаются отчетливые пересечения мелких прожилков медно-полевошпатовой стадии северо-восточного простирания прожилками медной стадии минерализации.

Также четко устанавливаются возрастные взаимоотношения медной стадии с более поздними стадиями минерализации, такими как медно-молибденовая, медно-карбонатная, полиметаллическая и др.

В пределах рудного поля Дастакертского месторождения нами выделяются две стадии медно-молибденовой минерализации.

Выделение двух стадий медно-молибденовой минерализации обусловлено существующими различиями в тектонике (условия локализации) и в характере оруденения, хотя в силу территориальной обособленности, возрастные взаимоотношения между ними не устанавливаются. Одна из стадий локализована в роговиках, другая имеет развитие исключительно в гранодиоритах. Для медно-молибденовой стадии, локализованной в роговиках, устанавливается отчетливо ее положение в общей схеме развития рудного поля.

I медно-молибденовая стадия

Локализована в роговиках и по времени образования следовала за медной минерализацией. По сравнению с медной минерализацией она имеет ограниченное распространение. Участки распространения медно-молибденовой минерализации представлены в виде отдельных вытянутых линзовидных тел в зоне развития медной минерализации.

Размеры их варьируют в значительных интервалах от 1,5—2—3 м по протяжению до 40—50 м и более. Мощность колеблется от 0,5 до 2—3 м. На глубину более крупные рудные тела прослеживаются до 50—60 м.

Как правило, рудные тела медно-молибденовой стадии имеют близкостроенное—северо-западное простирание. Медно-молибденовое оруденение подсечено почти на всех разведочных горизонтах в шт. 7, 2, 14, 40, 16. Границы оруденелых участков с вмещающими породами довольно отчетливы и отбиваются легко.

Характер медно-молибденового оруденения своеобразен и присущ только рудным телам этой стадии. Основные особенности рудных тел медно-молибденовой стадии сводятся к следующему:

- а) наличие отчетливо выраженной контролирующей структуры;
- б) относительная выдержанность рудных тел по сравнению с зонами брекчиевидных руд медной стадии минерализации;
- в) наличие изгибов контролирующей трещины, наблюдаемой в плане и в разрезе;

г) наличие пережимов по простиранию и по падению, обусловленных как литологическим составом вмещающих пород, так и структурными особенностями рудовмещающих трещин;

д) наличие небольших апофиз, обусловленных оперяющей системой трещин.

В отличие от рудных тел медной стадии минерализации, где оруденение локализовано в трещинах разрыва и контролирующие структуры выявлены относительно слабо, в рудных телах медно-молибденовой стадии контролирующие структуры выражены предельно отчетливо.

Медно-молибденовое оруденение приурочено главным образом к близширотным—северо-западным тектоническим нарушениям скалывающего типа. В значительном большинстве случаев рудные тела имеют широтное и близширотное $270-280^\circ$ простирание с падением на С—СВ под углом $60-70^\circ$, хотя следует отметить, что в эту стадию минерализации происходили тектонические подвижки вдоль трещин северо-западного простирания с падением как на СВ, так и на ЮЗ.

Почти все рудные тела в шт. 7, 2, в 7-м слоевом штреке, в шт. 40, 16, 14 контролируются нарушениями близширотного простирания с падением на СВ. Прекрасный пример такого рудного тела отмечается в шт. 40, орт. 5 бис, штрек 1—2 (рис. 32).

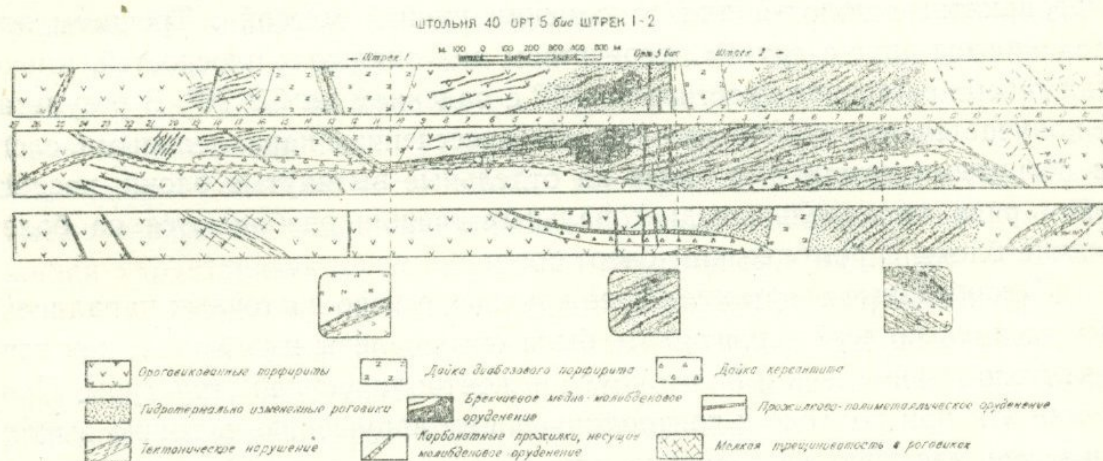


Рис. 32. Зарисовка рудного тела I медно-молибденовой стадии.

Здесь вдоль штрека 1—2 протягивается главная контролирующая структура рудного тела — довольно мощное тектоническое нарушение, прослеженное горными выработками примерно на расстоянии 50 м. Мощность глинки вдоль трещины изменчива и варьирует от 0,5—0,6 и до 0,2—0,1 м. По простиранию тектоническое нарушение характеризуется довольно заметным волнистым очертанием. Нарушение представлено тонко размолотой глиной, содержащей хорошо окатанные обломки вмещающих пород. Глинка нарушения интенсивно хлоритизирована и серицитизирована. Нарушение приурочено к висячему боку керсантитовой дайки. Дайка и приуроченное к ее висячему боку тектоническое нарушение имеют широтное и близширотное простирание. Отклонение от основного направления обычно незначительно— $10-20^\circ$. В лежащем крыле дайки отмечает-

ся глинка мощностью 1 см, что свидетельствует о ничтожных перемещениях вдоль лежащего крыла дайки.

Висячем боку нарушения проходит система параллельных прожилков, заполненных молибденитом. Мощность этих прожилков 3—6 см. Аз. простирания их СВ 80° с северо-западным падением 70° . Прожилки с медно-молибденовым оруденением приурочены к трещинам скола. Повсеместно трещины выполнены маломощной глиной, в которой развито медно-молибденовое оруденение.

Помимо того, что оруденение, главным образом распространено в висячем крыле, оно на отдельных участках проявляется также и в лежащем крыле того же нарушения.

Поскольку непосредственно в лежащем крыле нарушения простирается дайка керсантита, то фактически оруденение отмечается в лежащем контакте керсантитовой дайки. Оруденение здесь, так же как и в висячем контакте контролирующего нарушения, образует мощные прожилки, приуроченные к скальвающим трещинам, и редко брекчиевое оруденение. Вышеупомянутые трещины характеризуются вогнутыми поверхностями, обращенными выпуклой стороной дуги в сторону нарушения. Мощность этих параллельных прожилков неодинакова: наибольшая мощность прожилков намечается в местах изгиба. Здесь, по-видимому, открывались благоприятные полости для заполнения рудной массой. Трещины эти соединяются друг с другом посредством диагональных плоскостей, имеющих северо-восточное простирание 60° с падением на СЗ 70° . В результате получается, что вмещающие породы, рассеченные параллельными, слегка вогнутыми трещинами скола на отдельные вытянутые блоки, посредством ряда параллельных диагональных трещин разбиваются на более мелкие блоки с ромбическим очертанием.

Дугообразные очертания более крупных северо-восточных параллельных трещин, по всей вероятности, были обусловлены изгибанием как керсантитовой дайки, так и более крупной контролирующей структуры. Прожилки эти при подходе к контролирующему нарушению частично выклиниваются, частично же довольно тупо обрываются у самой границы глины трения.

Прожилки с медно-молибденовым оруденением иногда образуют довольно значительные раздувы с резкими разветвлениями.

Как видно из зарисовки, рудная зона в своем простирании смещает две параллельные диабазовые дайки северо-восточного простирания, при этом в месте пересечения, на участке, где рудная зона проходит в дайках, интенсивность оруденения резко падает, рудная зона суживается до 0,5 м. Убывание мощности оруденения начинается в нескольких метрах перед дайкой. Дайки в горизонтальной плоскости смещаются одна на амплитуду 3 м, другая на 7 м. После того как рудная зона пересекает дайку, она резко увеличивается в мощности до прежних своих размеров.

Наряду с прожилками медно-молибденового оруденения, заполнившими трещины скола, в рудной зоне довольно широко развит брекчиевидный тип оруденения, представленный в большинстве случаев телами

с неправильными очертаниями. Встречаются участки с изометрическими контурами, а также вытянутые по простиранию рудной зоны. Границы их с вмещающими породами в большинстве случаев довольно резкие. Здесь обломки интенсивно гидротермально измененных роговиков цементируются сплошной медно-молибденовой рудой. Размер обломков различный: встречаются довольно крупные, до 20—30 см в поперечнике, а также обломки размером менее 0,5 см. Местами такие участки, со сплошной брекчиевидной рудой в краевых частях, переходят в скалывающие нарушения с тесно прилегающей к глинке медно-молибденовой рудой.

В рудной зоне намечается смена форм рудных тел по мере удаления от контролирующего нарушения. Вблизи от нарушения распространено большей частью брекчиевидное оруденение, вдали от него—прожилковое, приуроченное к скалывающим нарушениям.

Для рудоносных прожилков, приуроченных к скалывающим нарушениям, в вертикальном разрезе характерна своеобразная ромбическая форма, обусловленная пересечением двух систем трещин. Мощность отдельных слагающих трещин неодинакова, что хорошо отмечается в зарисовке забоя штрека первого метра. Здесь трещины, имеющие более крутые углы падения, в нижней части имеют относительно большую мощность по сравнению с верхней частью, чем и обуславливается клиновидное очертание трещины. По-видимому, это обусловлено движением висячего крыла вверх.

При выходе из диабазовой дайки в висячем крыле нарушения появляется медно-молибденовое оруденение, представленное тонкими разрывными прожилками. Такие участки вдоль всей рудоносной структуры встречаются довольно часто, однако размеры их небольшие и они обычно имеют северо-восточное простирание с северо-западным падением. Прожилки характеризуются извилистым очертанием, наличием апофизов, резким изменением углов падения, что напоминает разрывные трещины.

Мелкие зоны северо-восточного простирания с медно-молибденовым оруденением представляют собой разрывные оперяющие системы трещин в висячем крыле контролирующего нарушения.

Как видно из зарисовки, контролирующее нарушение по простиранию резко изменяет направление с близширотного на северо-западное. При таком изгибании нарушения резко меняется интенсивность оруденения в сторону ее уменьшения. Последнее является результатом того, что движение блоков происходило вдоль искривленной трещины. Это приводило к раскрытию одних участков нарушения и прикрыванию других. При таком изгибании меняется и характер нарушения. Так, вместо отчетливо выраженной глинки в нарушении отмечается интенсивное рассланцевание пород. При таком изгибании контролирующего шва отмечается также и расщепление его на отдельные ветви, которые представляют собой сколовые оперяющие трещины.

Вышеописанная рудная зона довольно отчетливо прослеживается и по вертикали. Она подсечена слоевыми штреками 11, 9, 7, а также шт. 2. Следует отметить, что мощность рудной зоны не на всех горизонтах одинакова. Она находится в прямой зависимости от угла падения контроли-

рующего нарушения. Так, мощность рудной зоны в шт. 40 превышает 2 м, угол падения ее 65° . В 11 слоевом штреке мощность ее примерно такая же, угол падения 70° ; в слоевых штреках 9, 7 максимальная мощность рудной зоны меньше одного метра. Местами она не превышает 0,5 м при угле падения $80-85^\circ$.

Здесь, так же как и в слоевых штреках нижних горизонтов, контролирующее нарушение протягивается в висячем крыле керсантитовой дайки.

Оруденение большей частью сконцентрировано в висячем крыле нарушения, хотя нередки случаи, когда отдельные гнезда и мелкие участки прожилкового оруденения приурочены к лежащему крылу керсантитовой дайки. В висячем крыле нарушения развит прожилково-брекчиевидный тип оруденения с системой параллельных основному нарушению прожилков.

Для рудной зоны характерно весьма широкое развитие оперяющей системы скальвающих трещин. Скальвающие оперяющие трещины более всего развиты в висячем крыле контролирующего нарушения и имеют исключительно северо-западное простирание $310-330^\circ$ с падением на ЮЗ под довольно крутыми углами.

В отличие от главного контролирующего нарушения, в оперяющей системе скальвающих нарушений развито весьма слабое прожилковое медно-молибденовое оруденение в виде примазок в глинке трения, между тем как в контролирующем нарушении развито богатое брекчиевидное оруденение. Это, по-видимому, надо объяснить тем, что движение происходило вдоль искривленной трещины (рис. 33). При этом участок трещины с широтным простиранием раскрывался, а участок трещины с северо-западным простиранием оставался притертым. Такое же соотношение отмечается и по падению трещины. Пологие участки трещины раскрывались, вследствие чего мощность рудной зоны на этих участках увеличивается. На крутых участках контролирующей трещины вследствие того, что трещина оставалась притертой, мощность рудной зоны сильно уменьшилась.

Вышеописанные рудные зоны подсечены во многих выработках шт. 7, 2, 14, 16, 40.

В некоторых рудных телах отмечаются случаи, когда оруденение развито в лежащем крыле тектонического нарушения, и это не является исключительным явлением. Прекрасный пример развития оруденения в лежащем крыле нарушения отмечается во 2 рассечке 2-го штрека 3-го кваршлага шт. 16 (рис. 34). Здесь развит прожилок, который образует мощный раздув до 25—30 см.

Породы лежащего крыла нарушения интенсивно гидротермально изменены. Ореол гидротермального изменения висячего крыла достигает 10—15 см, в лежащем крыле он доходит до 20—35 см.

Довольно своеобразная рудная зона подсечена рассечкой 2 орта 1-го штрека шт. 14 (рис. 35). Здесь отчетливо устанавливается контролирующая роль нарушений с северо-западным простиранием с падением на СВ. Мощность нарушения доходит до 20 см; представлено оно глиной. В пла-

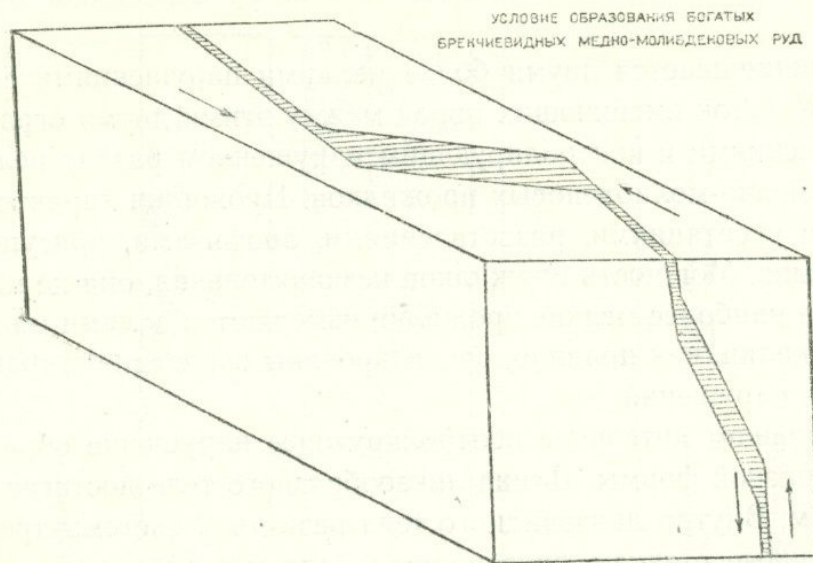
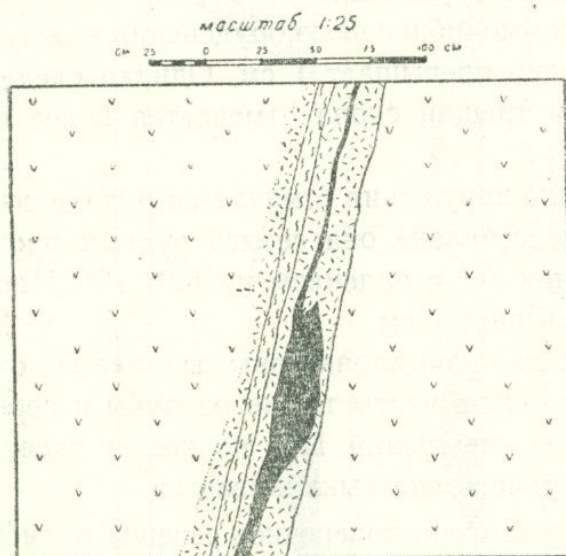


Рис. 33. Схематическая блок-диаграмма, показывающая условия образования богатых брекчиевых медно-молибденовых руд.

ШТОЛЬНЯ N 16 КВЕРШЛАГ 3 ШТРЕК 2 РАССЕЧКА 2



условные обозначения





-  *Оргозикованные порфиры*
-  *Гидротермально измененные роговики*
-  *Медно-молибденовое оруденение*
-  *Тектоническое нарушение*

Рис. 34. Зарисовка рудного тела I медно-молибденовой стадии.

не нарушение имеет извилистые волнистые очертания, при этом происходит изменение аз. простирания с СЗ 320 до СЗ 300° с падением на СВ. В лежащем крыле нарушения развито богатое брекчиевидное оруденение (рис. 36).

Оно ограничивается двумя более мелкими нарушениями скальвающего типа. Участок вмещающих пород между этими двумя ограничивающими нарушениями и контролирующим нарушением разбит целой системой тонких медно-молибденовых прожилков. Прожилки характеризуются извилистыми очертаниями, разветвлениями, апофизами, присущими трещинам разрыва. Мощность прожилков незначительная, она не превышает 0,5—0,6 см, а наиболее мелкие прожилки измеряются долями миллиметра. Рудные прожилки, как правило, ориентированы вкрест простирания ограничивающих нарушений.

На небольшом интервале контролирующее нарушение образует раздув линзообразной формы. Длина линзообразного тела достигает 3 м при мощности 1 м. Внутри линзовидного тела развиты 2 системы трещин скола, параллельные стенкам линзовидного тела и пересекающиеся друг с другом под острым углом; в результате порода оказывается разбитой на отдельные мелкие блоки с ромбическим сечением. Блоки вытянуты вдоль линзовидного тела. Размеры отдельных мелких блоков 10—20 см в поперечнике. Вдоль всех трещин отмечается наличие глины, свидетельствующей о перемещении вдоль этих нарушений. Здесь же развивается также и медно-молибденовое оруденение.

Мощность медно-молибденового оруденения между блоками пород незначительная и редко превышает 1 см. Однако следует отметить, что в местах пересечений трещин скола отмечается более интенсивное оруденение.

Висячем крыле нарушения отмечается рудная зона, мощность которой 0,5—0,6 м; представлена она серией рудных прожилков, северо-восточного простирания 70° с падением на ЮВ 75°. Мощность отдельных прожилков не превышает 1 см.

Для рудных прожилков характерны извилистые очертания, апофизы и разветвления. Довольно часты также раздувы и пережимы, что характерно для разрывных нарушений. При подходе к главному контролирующему нарушению рудная зона выклинивается.

На рис. 37 представлено поперечное сечение рудного тела. Здесь оно ограничено двумя почти параллельными нарушениями и имеет линзовидную форму. Порода в пределах этих двух нарушений рассекается двумя системами трещин, пересекающихся под острым углом и разбивающих породу на мелкие ромбы с сечением до 10 см. Как вдоль ограничивающих нарушений, так и вдоль секущих трещин развита глина трения. Медно-молибденовое оруденение развивается также вдоль секущих нарушений в виде примазок и сплошного заполнения пустот. В местах пересечений трещин отмечается богатое медно-молибденовое оруденение.

Для всей рудной зоны основным рудоподводящим каналом надо считать сами же контролирующие нарушения, так как довольно часто непо-

ШТОЛЬНЯ N14 ШТРЕК I ОРТ I РАССЕЧКА 2

Масштаб 1:50

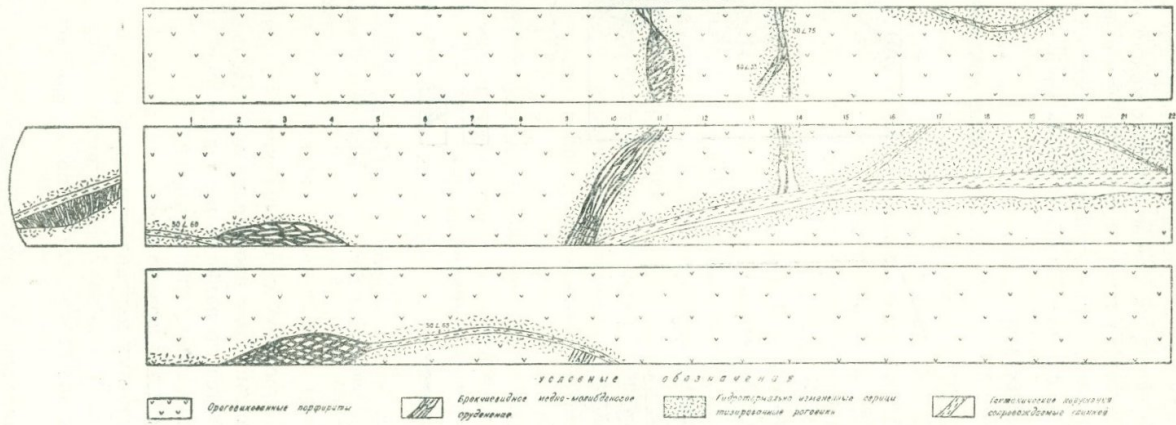


Рис. 35. Зарисовка рудного тела I медно-молибденовой стадии.

средственно в трещинах залегают прожилки медно-молибденового оруденения.

Резюмируя все вышеизложенное в отношении морфологии рудных зон I медно-молибденовой стадии, следует отметить, что все им присущи общие характерные черты, на основе которых можно судить о тектонической обстановке в момент медно-молибденовой минерализации (тип тектонических нарушений, характер подвижек, амплитуда смещения). Для всех рудных тел медно-молибденовой стадии характерно:

ШТОЛЬНЯ N14 ШТРЕК I ОРТ I

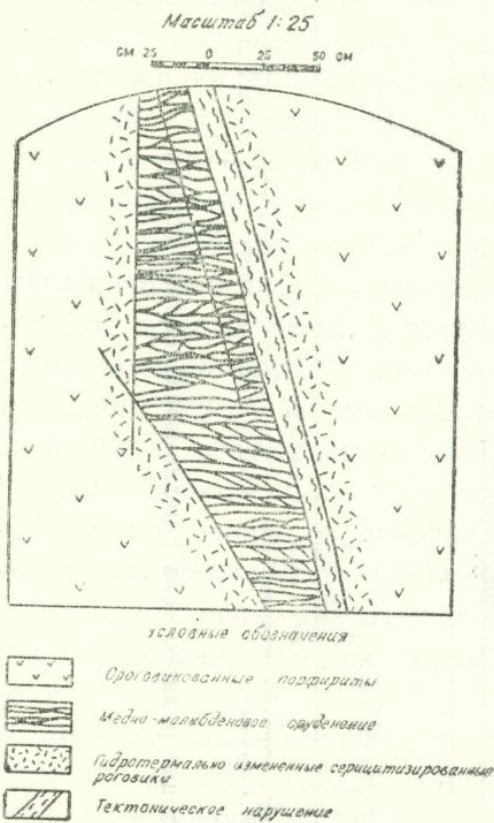


Рис. 36. Зарисовка участка рудного тела I медно-молибденовой стадии.

ШТОЛЬНЯ N14 ШТРЕК I ОРТ I РАССЕЧКА 2

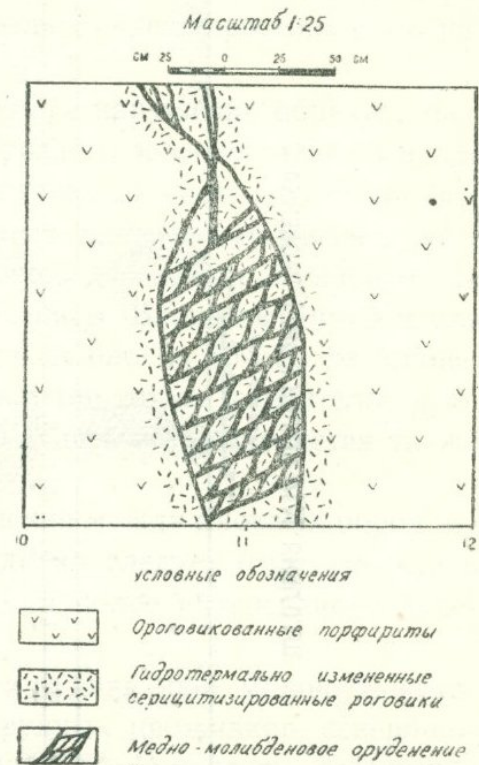


Рис. 37. Зарисовка участка рудного тела I медно-молибденовой стадии.

1. Наличие контролирующего нарушения скальвающего типа с близширотным—северо-западным простиранием с падением на СВ. Сколовый характер определяется по наличию продуктов дробления, а также установлением смещения вдоль этих нарушений.

2. Оруденение локализовано в относительно мелких трещинах скола, параллельных основному направлению нарушения, и в благоприятных участках раскрытия в зоне нарушения, возникающих в процессе движения блоков и участках раздробленных пород, приуроченных к зоне нарушения.

3. Наличие оперяющей системы трещин скальвающего и разрывного характера. Скальвающие оперяющие трещины имеют северо-западное простирание $320-330^\circ$ с падением на ЮЗ. Разрывные нарушения

имеют северо-восточное простирание с северо-западным или юго-восточным крутым падением.

Весьма важным вопросом в тектонике медно-молибденовой стадии оруденения является вопрос установления характера тектонических подвижек, обусловивших локализацию оруденения. Последнее определяется по системам оперяющих сколовых и разрывных трещин, располагающихся в висячем и лежащем крыльях нарушения.

Анализ вышеописанного материала показал, что разрывные нарушения ориентированы в северо-восточном направлении с крутым углом падения на СЗ и ЮВ. Скалывающие нарушения имеют северо-западное и юго-восточное простирание с падением на ЮЗ.

Попытаемся расшифровать взаимоотношения оперяющей системы с основным нарушением на примере рудной зоны шт. 40 орта 5 бис.

Как отмечалось ранее, оперяющая скалывающая трещина, сопряженная с контролирующим нарушением, имеет падение, обратное падению основного нарушения. Это свидетельствует о движении висячего крыла вверх по отношению к лежащему. Однако это движение не носит чисто надвиговый характер, а характеризуется наличием и сдвиговых элементов, ввиду чего в плане трещины скола не параллельны основному нарушению, а образуют острый угол. Наличие сдвиговых движений устанавливается также фактическими данными — перемещением диабазовых даек вдоль контролирующего нарушения.

Естественно, представляет интерес попытка выяснить направление движения блоков в процессе формирования медно-молибденовой минерализации. Для решения этого вопроса обратимся к геологическому плану шт. 40 штреки 1—2 орта 5 бис. Рудная зона с близширотным простиранием смещает две разновозрастные диабазовые дайки. Первая дайка имеет северо-восточное простирание 40° с северо-западным падением под углом 60° , вторая дайка имеет также северо-восточное простирание 15° с юго-восточным падением 70° . Видимая амплитуда смещения первой дайки достигает 9 м; вторая дайка смещена на амплитуду 3 м.

Применяя метод графического построения путем соединения пунктов пересечений нарушения с линиями, соединяющими висячие и лежащие крылья обеих даек, мы получаем равнодействующую (рис. 38). Зная направление перемещения висячего крыла нарушения, равнодействующую разлагаем на две составляющие. Одна из них, параллельная простиранию нарушения, показывает истинное перемещение в горизонтальной плоскости, вторая показывает истинное перемещение в вертикальной плоскости. Направление равнодействующей показывает направление движения блоков, а ее величина — истинную амплитуду перемещения в направлении движения блоков; смещение в горизонтальной плоскости равно 3 м, в вертикальной — 7 м. Истинное смещение в направлении движения блоков 8 м при юго-западном движении смещенного блока.

Таким образом, можно сделать вывод, что в момент медно-молибденовой минерализации тектонические подвижки носили характер сдвиго-взбросов при юго-западном движении смещенных блоков (рис. 39).

Весьма важным вопросом в тектоническом развитии Дастакерта является вопрос взаимоотношения медно-молибденовой стадии с жильным комплексом и с остальными стадиями оруденения месторождения.

Некоторые исследователи (М. П. Исаенко и др.) считают медно-молибденовое оруденение наиболее ранней стадией минерализации, и что последняя предшествовала внедрению диабазовых даек. Вслед за форми-

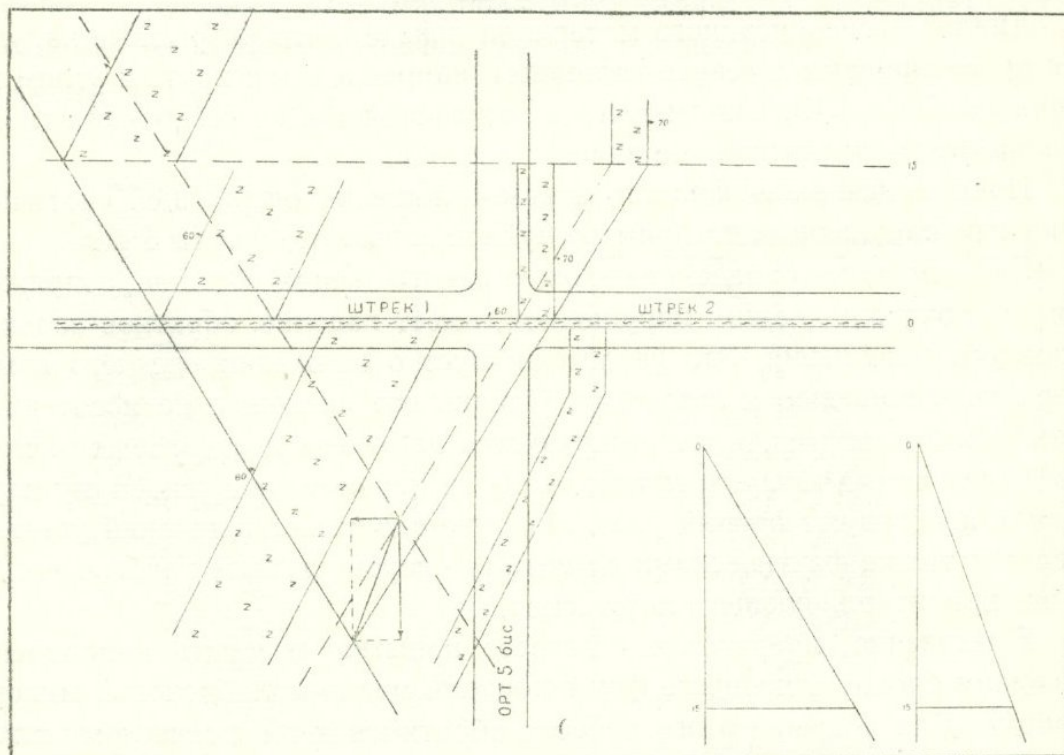


Рис. 38. Графическое построение для определения направления смещения и амплитуды перемещения блоков зон при смещении в I медно-молибденовую стадию.

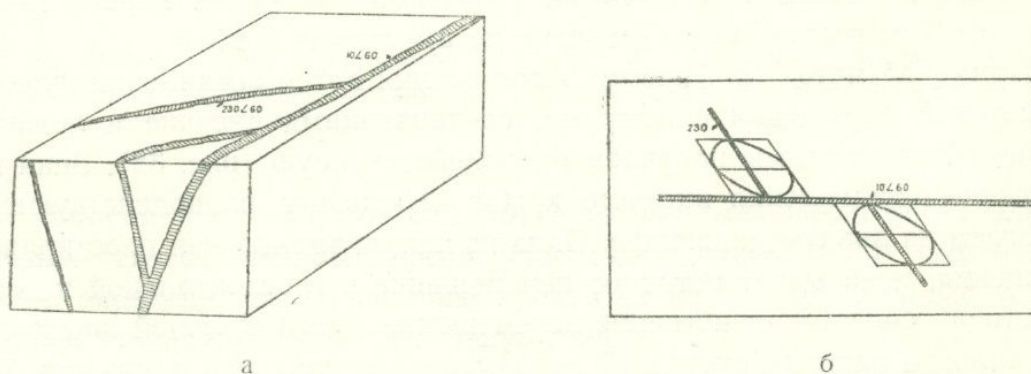


Рис. 39. Схема тектонических деформаций в период развития I медно-молибденовой стадии.

рованием преимущественно молибденовой минерализации происходило образование медной минерализации, обособленной в отдельную стадию, при этом формирование брекчиевидного медно-молибденового оруденения происходило также в две стадии: молибденит отлагался в первую, а халькопирит во вторую стадию.

Совершенно иную точку зрения по вопросу об этапах формирования Дастакерта высказывает И. Г. Магакьян.

По данным И. Г. Магакьяна, процесс формирования Дастакертского месторождения распадается на ряд этапов, из которых каждый характеризуется специфическим составом рудоносных растворов и отличной во времени минерализацией, соответствующей этой порции растворов и обособляющейся в пространстве. Наиболее ранний этап, широко развитый в пределах всего участка кровли, на площади несколько кв. км представлен пиритизацией ороговикованных порфириров. Второй этап пространственно обособляется в контактовой зоне гранодиоритов с вулканогенной толщей, главным образом, в эндсконтакте и выражен окварцеванием пород и вкрапленностью в них пирита, халькопирита, гипогенного борнита и молибденита в чешуйчатой разновидности. К этой стадии относятся руды шт. 14, 13. Третий этап приурочен к зоне разлома, который проходит вдоль ручья Кызкошты. Представлен отдельными зонами раздробленных пород с сульфидным цементом, состоящим из молибденита и халькопирита. Руды этого этапа подсечены в шт. 2, 3, 7, 14, 16. Четвертый этап представлен отдельными жилами и прожилками, состоящими из сфалерита, галенита, халькопирита, пирита и блеклой руды.

Приведенный фактический материал никак не позволяет относить образование медно-молибденовых руд к более ранней стадии формирования рудного поля, чем внедрение диабазовых даек. Из документации по штрекам 1—2 орт 5 бис шт. 40 (рис. 32) видно, что внедрение диабазовых даек предшествовало внедрению более молодой керсантитовой дайки, которая в свою очередь является более ранней по отношению к медно-молибденовому оруденению, так как вдоль керсантитовой дайки развивается зона дробления, смещающая две параллельные диабазовые дайки и одновременно являющаяся контролем медно-молибденового оруденения.

Возрастные взаимоотношения медно-молибденовой стадии оруденения с отдельными стадиями устанавливаются довольно отчетливо.

В карьере шт. 2 нарушение, контролирующее медно-молибденовое оруденение, пересекает зону северо-восточного простирания прожилкового оруденения медно-полевошпатовой стадии, чем и устанавливается более молодой возраст медно-молибденовой стадии по отношению к медно-полевошпатовому оруденению.

Весьма важным вопросом является вопрос возрастного взаимоотношения медно-молибденовой стадии с медной. При документации горных выработок нами было установлено несколько случаев такого взаимоотношения.

В шт. 16, 3 кварцлага 3 штрека (рис. 44) в лежащем боку диабазовой дайки наблюдается участок интенсивно окварцованных роговиков с вкрапленным медным оруденением, которое пересекается крупным тектоническим нарушением северо-западного простирания 305° , вдоль всячего крыла которого отмечаются отдельные линзочки и гнезда молибденового оруденения с ореолом гидротермального изменения; последнее выражено серицитизацией. Вышеприведенные примеры свидетельствуют о более

раннем формировании руд медной стадии по сравнению с рудами медно-молибденовой стадии.

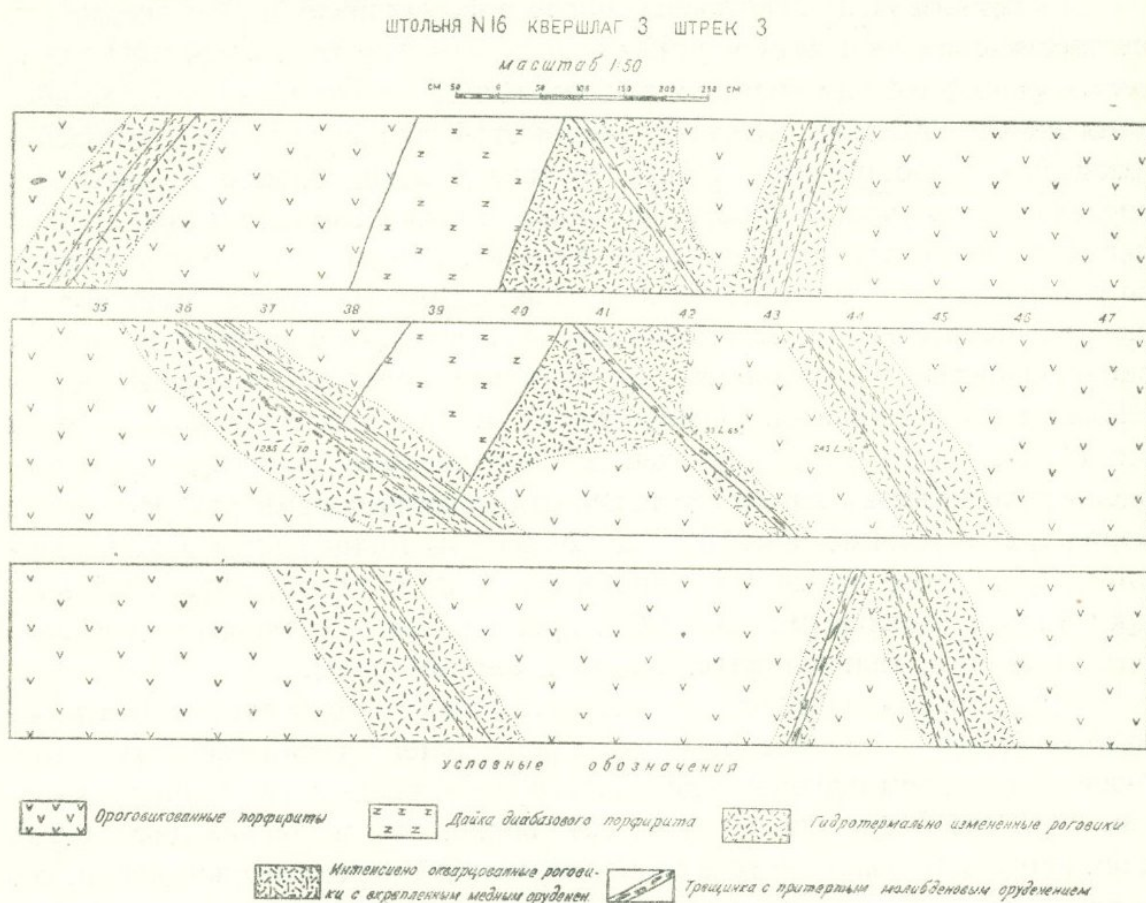


Рис. 40. Взаимоотношение между медной и медно-молибденовой стадиями.

Отчетливо устанавливается взаимоотношение медно-молибденовой стадии с последующими стадиями минерализации. Повсеместно жилы и прожилки полиметаллического оруденения пересекают рудные тела медно-молибденовой стадии.

II медно-молибденовая стадия

II медно-молибденовая стадия, развитая в гранодиоритах, характерна своеобразной минерализацией и тектоникой, имеет небольшое развитие в рудном поле и распространена исключительно на участке, вскрытом шт. 14, 13, 38.

Рудные зоны имеют небольшие размеры и, в основном, характеризуются изометрическими очертаниями. Наиболее отчетливо выраженная зона, подсеченная в шт. 13, имеет изометрическое очертание при мощности зоны 13 м и длине 10 м. Местами рудные зоны имеют вытянутые очертания. Большинство же зон имеет протяжение до 10 м при мощности 2—3 м.

Границы с вмещающими породами обычно постепенные и отчетливо отбиваются в интервале 1—1,5 м. Характер оруденения этой стадии отли-

чен от характера оруденения всех остальных стадий. Основные особенности рудных тел сводятся к следующему:

- а) наличие хорошо выраженной контролирующей структуры;
- б) оруденение носит прожилково-гнездовой характер и представляет собой оперение контролирующей структуры;
- в) прожилки характеризуются извилистыми очертаниями, наличием пережимов и раздувов и резким изменением по падению и простиранию, а также апофизами и разветвлениями.

Для этой стадии оруденения, как и для предыдущей медно-молибденовой стадии, выявляется довольно отчетливо контролирующая роль относительно крупных тектонических нарушений. Контролирующие тектонические нарушения имеют северо-западное простирание $330-320^\circ$ с падением как на ЮЗ, так и на СВ $60-75^\circ$.

Мощность контролирующих тектонических нарушений весьма различная и, по-видимому, она находится в прямой связи с амплитудой смещения. Чаще всего встречаются нарушения $20-30$ см мощности, но встречаются и довольно крупные нарушения со значительной мощностью раздробленного материала — до $1,5-2$ м. В одних случаях раздробленный материал представлен сильно размолотой глиной трения, в других случаях вместе с глиной присутствуют и обломки вмещающих пород. Наряду с глиной трения внутри нарушения породы интенсивно перемяты и раздроблены.

В описываемых структурах оруденение локализовано в трещинах оперения, сопряженных с контролирующими нарушениями. Примером такого соотношения является крупное нарушение северо-западного простирания 335° падением ЮЗ $\angle 60^\circ$, наблюдаемое в шт. 13 (рис. 41). Мощность нарушения $1,2$ м, представлено оно интенсивно серицитизированной тонкой глиной. Помимо этого, довольно интенсивный ореол серицитизации отмечается также и в лежащем боку нарушения. Породы всяческого крыла тектонического нарушения значительно окварцованы и превращены во вторичные кварциты.

На расстоянии $2-3$ м от нарушения в всячем крыле его развивается зона медно-молибденового оруденения. Последняя представлена системой прожилков северо-западного простирания, параллельно простиранию контролирующего нарушения с пологим падением на СВ, т. е. навстречу падению нарушения. Падение прожилков весьма пологое, примерно 35° .

Мощность зоны прожилков достигает $13-14$ м и вся зона выклинивается довольно резко.

Прожилки состоят из гребенчатого кварца, развитых по стенкам трещины чешуйчатого молибденита, халькопирита, пирита и борнита, заполняющих промежутки между кристаллами кварца.

Детальная зарисовка рудных прожилков представлена на рис. 42.

Рудные прожилки имеют изменчивую мощность, довольно частые раздувы и пережимы. Зачастую в местах раздува намечается гнездообразное скопление халькопирита.

Наряду с этим для рудных прожилков характерны резкие скачкообразные изменения в падении и простирании: на отдельных участках прожилков крутого падения под углом $60-70^\circ$ испытывает довольно резкое изменение в падении—до $30-35^\circ$.

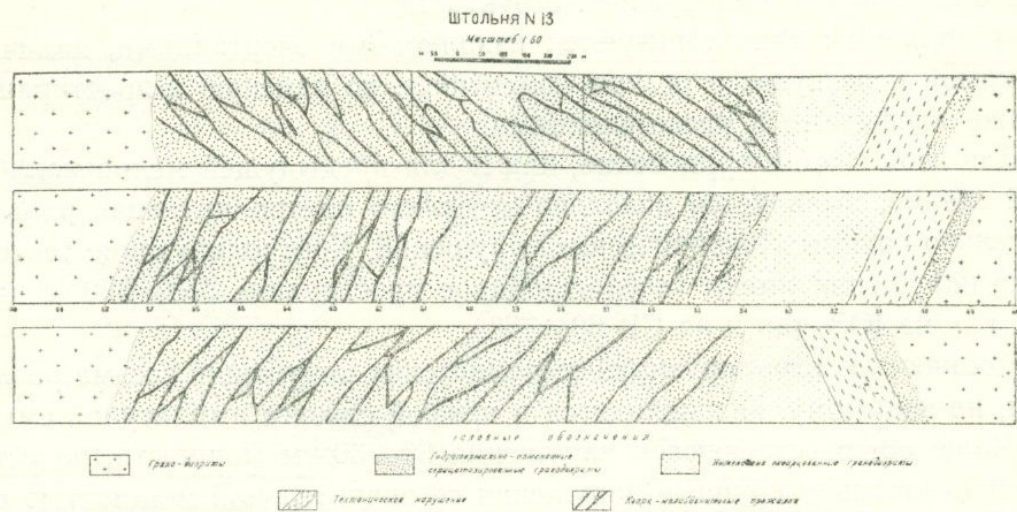


Рис. 41. Зарисовка рудной зоны II медно-молибденовой стадии.

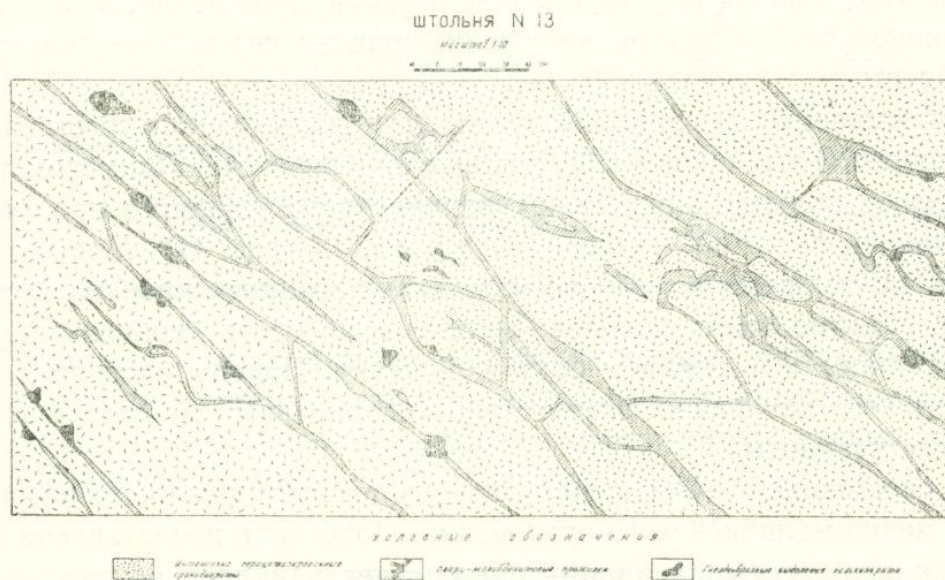


Рис. 42. Характер рудных прожилков II медно-молибденовой стадии.

Для рудных прожилков характерно также наличие апофиз и разветвлений. Апофизы местами заканчиваются довольно значительными раздвигами. Нередко два параллельных прожилка соединяются друг с другом посредством диагональных прожилков или сложной сети разветвлений.

Перемычки, соединяющие параллельные прожилки, имеют противоположное падение по отношению к падению прожилков, в силу чего порода бывает разбита на ряд мелких блоков, ограниченных один от другого. Местами прожилки дугообразно заворачивают, а затем падают и простираются в прежнем направлении.

ШТОЛЬНЯ N 38 ШТРЕК I

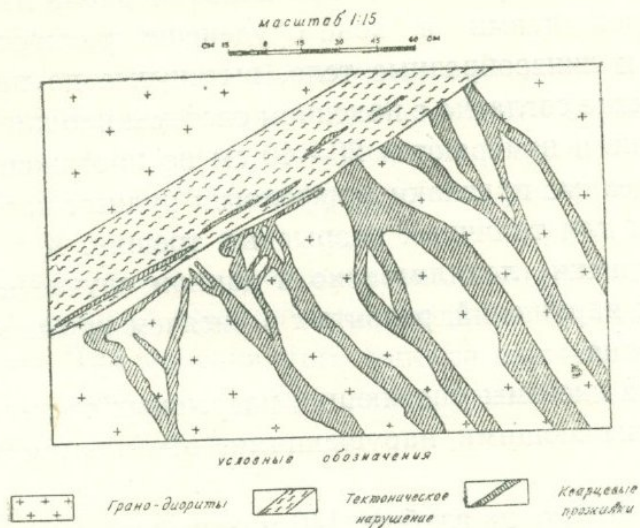


Рис. 43. Характер сочленения оперяющих прожилков с контролирующим нарушением.

ШТОЛЬНЯ N 14 ШТРЕК 3 РАССЕЧКА 3

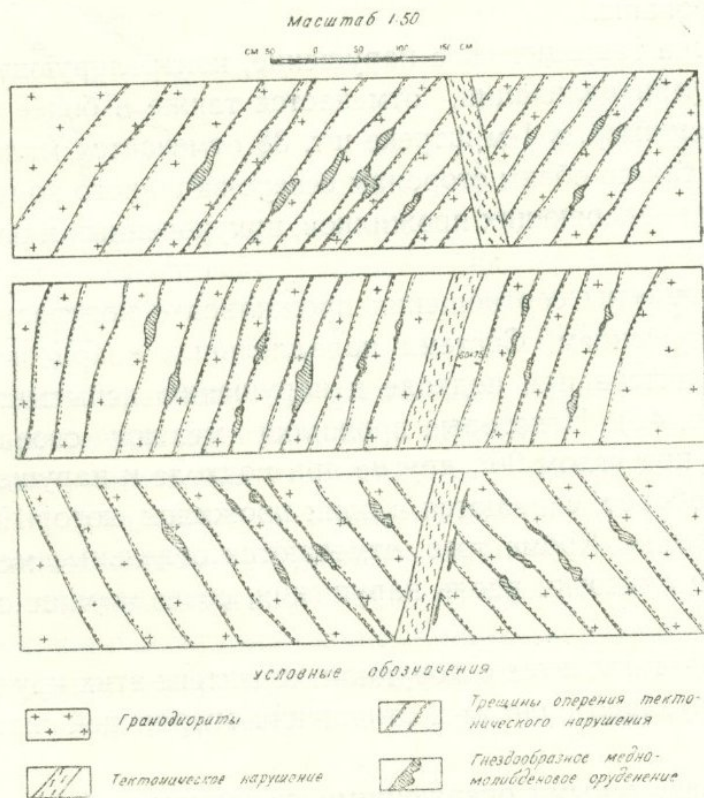


Рис. 44. Скалывающая система оперений тектонического нарушения II медно-молибденовой стадии.

Иногда отдельные прожилки довольно резко обрываются у ранее существующей трещины скола и создают ложное впечатление смещения: на самом деле, дорудное нарушение ограничивает распространение прожилка; местами отдельные прожилки заворачивают вдоль нарушения.

Наряду с прожилками в зоне оруденения распространены мелкие гнездообразные и линзообразные тела, вытянутые по простиранию прожилков и падающие согласно с падением системы прожилков. Размеры их обычно небольшие и измеряются 20—40 см по протяжению.

Вышеприведенные признаки морфологии рудных прожилков являются характерными для типичных разрывных трещин. К тому же надо отметить, что оруденение локализовано в данном случае в оперяющей системе разрывных нарушений, развитых в висячем крыле крупного скалывающего нарушения.

Подобные же системы оперяющих разрывных трещин, сопряженных с крупными скалывающими нарушениями, отмечаются и в других выработках.

В шт. 14 3-м штреке на глубине 140 м отчетливо отбивается это же самое нарушение. Однако здесь, в отличие от шт. 13, нарушение имеет падение на СВ 60—70°, оперяющие прожилки протяжением 1,0—1,5 м развиты в лежащем крыле нарушения. Мощность зоны небольшая—до 1 м, протяжение 6—7 м.

Минерализация аналогична рудной зоне шт. 13 (гребенчатый кварц, молибденит, халькопирит и пирит). Вокруг рудной зоны породы интенсивно серицитизированы.

Подобное же тектоническое нарушение, контролирующее оруденение данной стадии минерализации, отмечается также в более верхних горизонтах. Так, например, в 1-м штреке шт. 38 отмечается маломощная рудная зона, развитая по обеим сторонам северо-западного контролирующего нарушения в виде оперяющих прожилков, приуроченных к разрывным трещинам.

Весьма интересны соотношения прожилков с контролирующим тектоническим нарушением. Система параллельных кварцевых прожилков разрывного характера при подходе к нарушению испытывает некоторое отклонение (рис. 43). Некоторые прожилки меняют свое простирание довольно резко под углом 90°, другие при подходе к нарушению разветвляются или, наоборот, сливаются в один прожилок, который резко обрывается у нарушения. Кроме того, отмечаются отдельные мелкие кварцевые прожилки и линзочки вдоль нарушения, совпадающие с простиранием нарушения.

Все это свидетельствует о дорудном характере этих крупных нарушений и контролирующей роли их в отношении оперяющей системы разрывных трещин.

Наряду с разрывными оперяющими трещинами образуются также и скалывающие системы оперений, сопряженные с контролирующими нарушениями. Это отмечается в шт. 14, штрек 3, рассечка 3 (рис. 44).

Здесь рассечка подсекает тектоническое нарушение северо-западного простирания с падением на СВ 75° . Мощность нарушения 30 см; выполнено оно тонкой глиной. От тектонического нарушения как в висячем крыле, так и в лежащем отходит система оперяющих скальвающих нарушений мощностью 2 см.

В основном оперяющие трещины ориентированы параллельно простиранию главного нарушения, однако с обратным падением под углом 55° . В трещинах скола образуются раздувы и гнезда в большинстве линзовидного очертания, к которым приурочено медно-молибденовое оруденение.

Весьма интересным в тектонике этой стадии минерализации является установление характера тектонических подвижек в период, предшествующий оруденению. Для решения этого вопроса важным является установление характера оперяющих трещин и их ориентировка по отношению к контролирующему нарушению.

ШТ N38 ШТРЕК I РАССЕЧКА 2

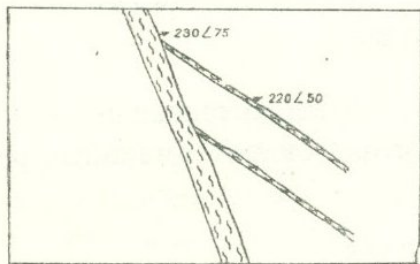


Рис. 45. Скальвающая система оперений тектонического нарушения II медно-молибденовой стадии.

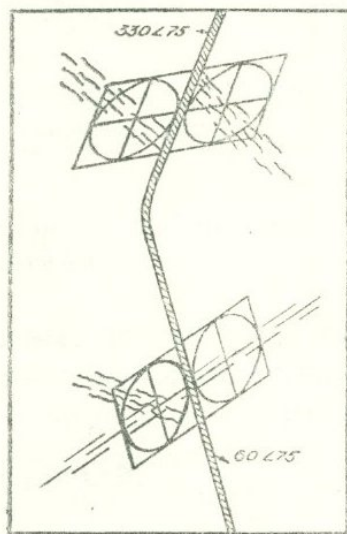


Рис. 46. Схема тектонических деформаций во II медно-молибденовую стадию.

Выше было отмечено, что разрывные трещины имеют согласное с главным нарушением простирание с обратным падением, навстречу падению главного нарушения. В местах, где контролирующее нарушение падает на СВ, разрывные трещины падают на ЮЗ при весьма пологих углах падения. Сколовые оперяющие трещины при этом падают на ЮЗ, т. е. в направлении движений блоков. В ряде случаев в шт. 14, 38 (рис. 45) устанавливается система скальвающих оперяющих трещин при юго-западном падении контролирующего нарушения. Они обычно падают согласно с падением последнего, однако при довольно пологих углах падения.

Применяя при анализе вышеприведенных соотношений оперяющих систем трещин с контролирующим нарушением эллипсоид деформации, следует, что в период, предшествующий оруденению, развиваются скальвающие нарушения северо-западного простирания с преимущественным падением на ЮЗ.

Нарушения эти носят сбросовый характер (рис. 46) при движении всяческого крыла вниз, в случае, когда нарушение падает на ЮЗ, и лежащего крыла вниз, когда главное нарушение меняет падение на СВ.

Возрастные взаимоотношения этой стадии оруденения с жильным комплексом вполне ясны. Во всех случаях диабазовые дайки оказываются дорудными. Так, например, вдоль левой стенки шт. 14 на интервале 140 м (рис. 47) система прожилков огибает линзовидное диабазовое те-

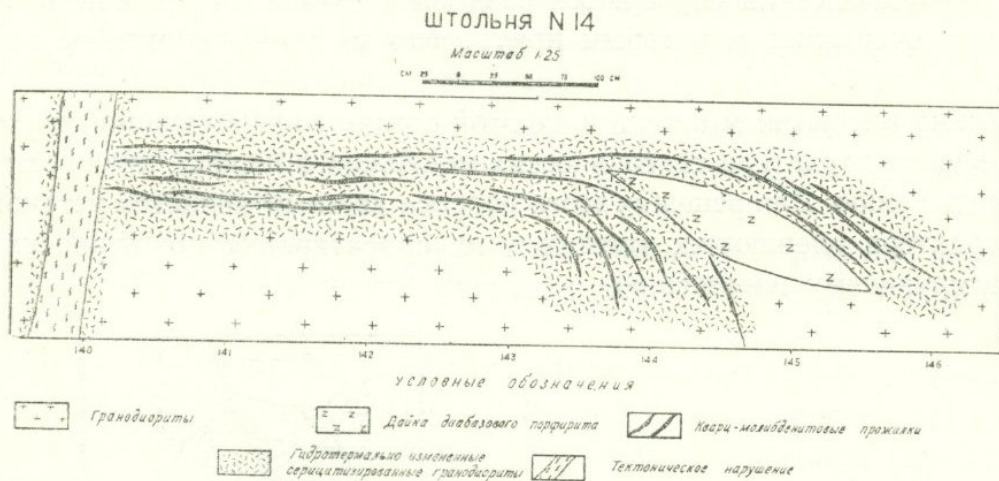


Рис. 47. Взаимоотношение между дайкой диабазового порфирита и рудными прожилками II. медно-молибденовой стадии.

ло, при этом диабазовая дайка в контактовой части интенсивно гидротермально изменена за счет активного воздействия гидротермальных растворов.

Медно-карбонатная стадия

Медно-карбонатная стадия оруденения развивается в пределах роговиков и в отличие от остальных стадий оруденения проявляется весьма ограниченно, не имеет широкого развития, вследствие чего и не может иметь какого-либо промышленного значения.

Медно-карбонатная стадия характеризуется своеобразной минерализацией и характером гидротермальной измененности пород, чем она резко отличается от остальных стадий минерализации. Кроме того, выявляются отчетливые взаимоотношения этой стадии оруденения с предшествующими стадиями.

Медно-карбонатная стадия представлена в виде небольших жил, прожилков, местами образует гнездообразные тела. В основном рудоносные структуры имеют северо-западное простирание.

Морфологические особенности рудных тел этой стадии выражены четковидными жилами с чередованием раздувов и пережимов. По простиранию жилы имеют незначительное протяжение максимум до 10 м, при средней мощности примерно 10 см. В раздувах они образуют гнездообразные камеры до 30—40 см.

Морфологические особенности сводятся к следующему:

- 1) резкие скачкообразные изменения мощности; чередование раздувов и пережимов,
- 2) извилистые зигзагообразные очертания линии контакта,
- 3) резкие изменения в простирании и падении жил, что характерно для трещин разрывного типа.

В возрастном отношении медно-карбонатная стадия является более молодой по отношению к ранее описанным промышленным стадиям.

Так, у устья 3 штрека 3-го квершлага шт. 16 небольшая зона медно-молибденовой стадии пересекается медно-карбонатной жилой.

При этом медно-молибденовая зона выклинивается у дайки, в то время как медно-карбонатная жила проникает в диабазовую дайку на расстоянии 0,5 м.

Кроме того, медно-карбонатная жила сопровождается довольно четким ореолом гидротермального изменения, выраженным эпидотизацией и хлоритизацией.

Ореол гидротермального изменения незначителен и не превышает 10—15 см.

Примеры пересечения рудных зон медной стадии медно-карбонатными прожилками многочисленны.

Кварц-пиритовая стадия

Пиритовая стадия минерализации является одной из наиболее распространенных стадий оруденения. Она пользуется весьма значительным распространением не только в рудном поле, но и за пределами его на северо-западном продолжении. Пиритовая минерализация в рудном поле, т. е. в пределах развития медно-молибденового оруденения, отмечается в шт. 16, 14, 17, 18, а также и в шт. 30 и 31.

В основном рудные тела пиритовой стадии представляют собой прожилковые зоны, состоящие из ряда параллельных и кулисообразно сменяющих друг друга прожилков. Мощность прожилковых зон обычно незначительная — до 10—15 м по протяжению при мощности 7—8 м. Размер рудных прожилков также незначителен: мощность их 1—1,5 см, по протяжению 1—2 м. Главной особенностью рудных тел пиритовой стадии является то, что они отчетливо контролируются тектоническими нарушениями. Основные контролирующие структуры намечаются во всех выработках.

Как правило, контролирующие структуры пиритовой стадии имеют северо-западное простирание с юго-западным падением при довольно крутых углах падения. Обычно прожилковые зоны пиритового оруденения располагаются висячем крыле этих нарушений. Наглядный пример такого соотношения между контролирующим нарушением и рудной зоной отмечается в шт. 18. Здесь на глубине 56 м проходит довольно крупное северо-западное нарушение, представленное мощной глиной трения. Породы висячего крыла интенсивно раздроблены и трещиноваты, в основ-

ном, параллельно главному нарушению. В трещинах отмечается пиритовое прожилковое оруденение, развитое по плоскостям скольжения.

Подобное соотношение отмечается в шт. 31 (рис. 48), где в висячем крыле северо-западного нарушения отмечается зона пиритового оруденения, параллельная основному нарушению. Наряду с этим вышеупомяну-

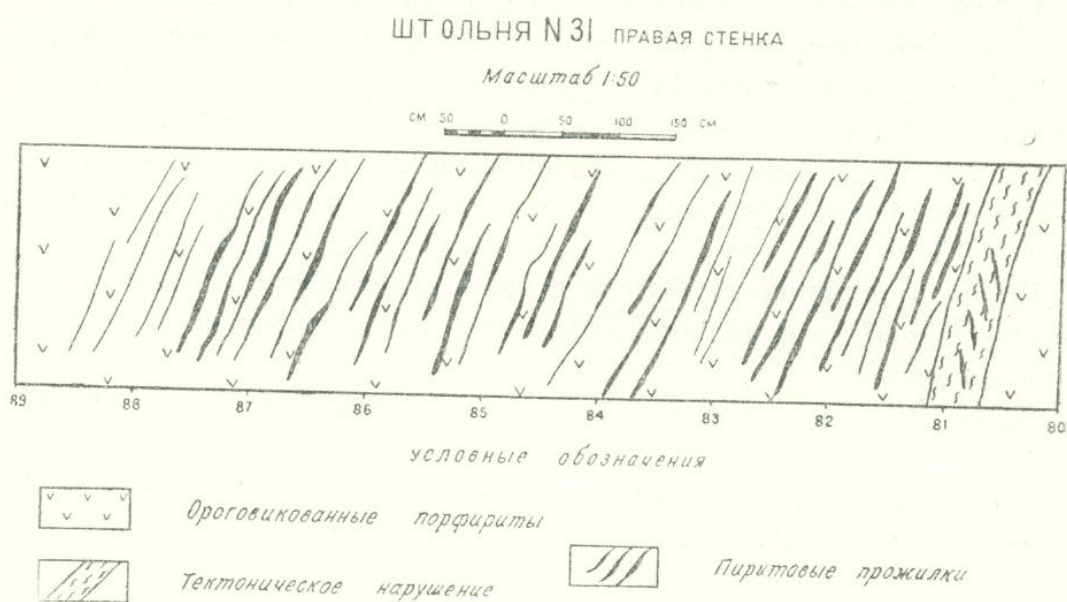


Рис. 48. Зарисовка рудной зоны кварц-пиритовой стадии.

тые контролирующие нарушения во многих случаях содержат в глинке трения пиритовое оруденение в виде прожилков, примыкающих к висячей плоскости нарушения или в виде гнезд в самой глинке (рис. 49). Это свидетельствует о том, что подобные нарушения играли роль рудоподводящих и рудораспределяющих каналов.

Нарушения, контролирующие пиритовое оруденение, имеют северо-западное простирание с юго-западным падением. Эти нарушения хорошо прослеживаются вдоль левого склона р. Кызкошты и обычно они образуют зоны дробления с серией параллельных нарушений, сменяющих друг друга по простиранию. Здесь они смещают серию северо-восточных и близширотных роговообманковых диорит-порфиритовых даек. При этом амплитуда смещения по отдельным швам достигает 30 м в горизонтальной плоскости. В некоторых случаях мощность тектонических нарушений превышает 5—6 м и характерно наличие обломков вмещающих пород в раздробленной массе. При этом вся раздробленная зона с обеих сторон бывает ограничена нарушениями с тонкой глиной.

В некоторых обнажениях нам удалось отметить сочетание оперяющих трещин с основными нарушениями.

Иногда оперяющие трещинки имеют падение навстречу падению основного нарушения. Оперяющие трещины имеют северо-западное простирание 290° при простирании основного нарушения $SZ 320^\circ$. Такое соче-

тание оперяющих трещин с основными нарушениями свидетельствует о взбросово-сдвиговых движениях в период пиритовой минерализации с движением смещенного крыла на СЗ (рис. 50).

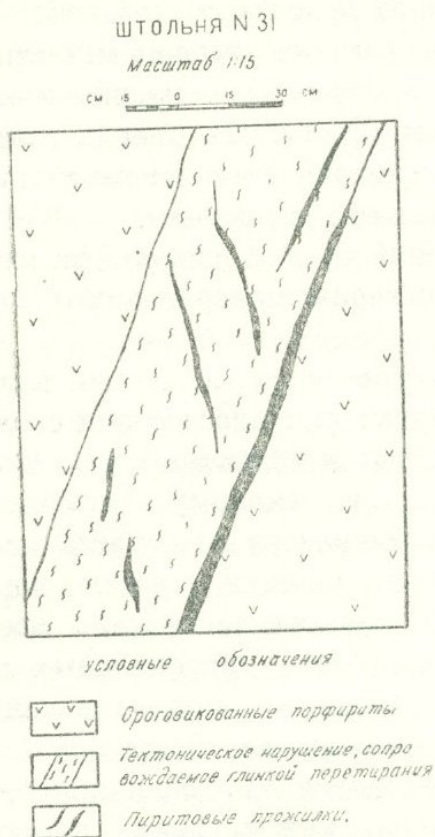


Рис. 49. Зарисовка тектонического нарушения кварц-пиритовой стадии.

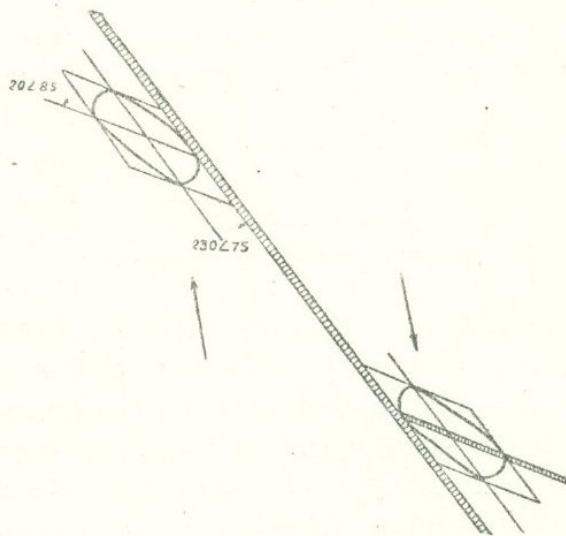


Рис. 50. Схема тектонических деформаций в кварц-пиритовую стадию.

Кварц-пирит-сфалеритовая стадия

После формирования основных стадий минерализации вдоль нарушений северо-западного простирания возникают нарушения северо-восточного простирания с крутыми углами падения на СЗ. Такое резкое изменение направлений простираний сколовых трещин было обусловлено, по-видимому, изменением плана деформации.

Формирование северо-восточных нарушений во времени совпадает с кварц-пирит-сфалеритовой стадией оруденения.

Рудные тела кварц-пирит-сфалеритовой стадии имеют небольшое развитие в пределах рудного поля и располагаются, в основном, в центральной части месторождения.

Рудные тела, в основном, представлены мелкими жилками и сопряженными с ними прожилками и прожилковыми зонами незначительной мощности.

Размеры рудных тел обычно небольшие и не выходят за пределы первых метров. Мощности жилков также незначительные, в пределах 10—20 см.

Характерной структурной особенностью рудных тел является приуроченность их к трещинам скола.

Почти все эти жилы характеризуются прямолинейностью контактов, наличием зеркал скольжения и глинки трения. В зонах смятий основные жилы сопровождаются также системой оперяющих трещин, имеющих юго-западное простирание с падением на СЗ. Мощность жил обычно небольшая и варьирует в пределах 25—30 см. Жилы, как правило, либо контролируются сколовыми нарушениями, представляя оперение последних, либо приурочены к самим контролирующим нарушениям.

Простирание контролирующих нарушений обычно северо-восточное 60° с падением на СЗ 70° , при широтном простирании оперяющих трещин с падением на С 75° .

Следует отметить весьма интересное строение жилы. В вертикальном сечении она представлена двумя дублирующими плоскостями сколового характера; внутренняя часть жилы подвергалась интенсивному замещению. При этом сплошная рудная масса заместила только нижнюю часть жилы (рис. 51). Верхняя же часть жилы представляет собой сеть диагональных параллельных трещин, пронизывающих породу в промежутке между дублирующими нарушениями. Наличие оперяющих трещин между двумя плоскостями способствовало интенсивному проникновению растворов в породы, заключенные между двумя плоскостями скола. Местами оруденение отмечается также и в глинке разлома, что свидетельствует о контролирующей роли этих нарушений, а также и о роли их как рудоподводящих каналов. Растворы эти затем растеклись по оперяющим трещинам, более благоприятным для рудоотложения. Оруденение в самом нарушении представлено в виде небольших прожилков и гнездообразных выделений.

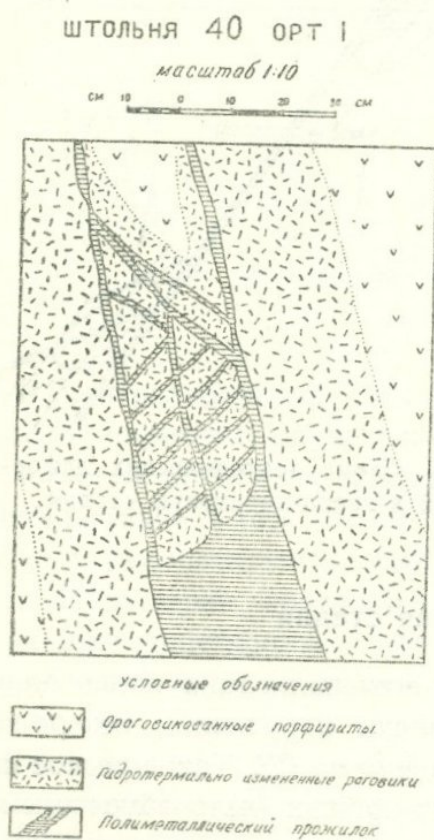


Рис. 51. Зарисовка участка жилы кварц-пирит-сфалеритовой стадии.

Зона прожилкового оруденения отмечается в карьере шт. 2 (особенно четко на северной стенке карьера) и представлена серией параллельных прожилков, небольших по протяжению и по мощности. Зона расположена в лежащем и висячем крыльях дайки и приурочена к нарушениям северо-восточного простирания.

Нарушения и прожилки характеризуются наличием оперяющей системы. Оперяющие трещины и прожилки располагаются обычно в висячем крыле нарушения и падают в сторону падения основной жилы, од-

нако при более крутых углах. В плане они образуют острый угол с основным нарушением и обычно имеют северо-восточное близширотное простирание.

Довольно часто нарушения этой стадии оруденения приурочены к контактам северо-восточных диабазовых даек, вследствие чего северо-западные диорит-порфириновые дайки оказываются сдвинутыми вдоль диабазовых даек. При этом нередко отмечаются ступенчатые сдвиги с движением смещенного крыла на СВ и на ЮЗ.

Таким образом, морфология нарушений и рудных тел кварц-пирит-сфалеритовой стадии, ориентировка оперяющих трещин и прожилков по отношению к основным нарушениям свидетельствуют, что в период кварц-пирит-сфалеритовой стадии оруденения, в

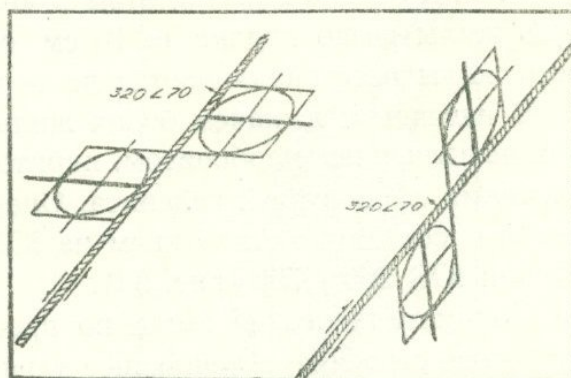


Рис. 52. Схема тектонических деформаций в кварц-пирит-сфалеритовую стадию.

основном, подвижки носили сдвиговый характер. При этом происходило движение высячего крыла на СВ и на ЮЗ (рис. 52).

Максимальная амплитуда смещения в горизонтальной плоскости устанавливается по смещению северо-западных диорит-порфириновых даек и составляет около 20 м. Возрастные взаимоотношения кварц-пирит-сфалеритовой стадии с другими устанавливаются довольно отчетливо в карьере шт. 2. Здесь рудная зона кварц-пирит-сфалеритовой стадии пересекает зоны медно-молибденового оруденения близширотного простирания.

Полиметаллическая стадия

Вслед за формированием кварц-пирит-сфалеритовой стадии происходят тектонические подвижки, обусловившие формирование полиметаллического оруденения, при этом происходит повторное изменение плана деформации, в результате чего восстанавливается его ориентировка.

Рудные тела полиметаллической стадии имеют сравнительно незначительное распространение в рудном поле. Однако они отмечаются во всех выработках месторождения. Представлены жилами и мелкими прожилками. Размеры рудных тел обычно незначительны, до 10—15 м в длину при мощности обычно 15—20 см, в раздувах до 0,5 м.

Основные особенности рудных тел полиметаллической стадии сводятся к следующему:

- 1) наличие отчетливо выраженной контролирующей структуры;
- 2) наличие прожилков и раздувов как по простиранию, так и по падению, обусловленное литологическим составом вмещающих пород и характером тектонических трещин;
- 3) наличие апофиз, обусловленное оперяющими трещинами скола, наличием глинки трения, обычно развитой в зальбандах жил. В некоторых

случаях отмечается значительное окремнение глинки под влиянием гидротермальных растворов.

Примером полиметаллических жил может служить жила, встреченная в 3 орте шт. 40 (рис. 16). Жила, имея близширотное северо-западное простирание 290° и северо-восточное падение 75° , сечет и смещает на амплитуду 20 см диабазовую дайку северо-восточного простирания. Мощность жилы 30—50 см. При этом в месте пересечения самой дайки, мощность жилы резко падает до 10 см, однако при выходе из дайки мощность жилы восстанавливается до первоначальной.

В висячем и лежащем боках жилы развита оперяющая система трещин, выполненных карбонатом, пиритом и редкими гнездообразными выделениями сфалерита и галенита. Оперяющие трещины имеют северо-западное простирание с падением на ЮЗ при довольно крутых углах: аз. падения ЮЗ $250^\circ < 75^\circ$ (рис. 53).

Полиметаллическая жила по простиранию дает раздувы, имеющие интересное строение, освещающее характер тектонических подвижек в период формирования полиметаллического оруденения. Если в стенке орта (рис. 54) жила имеет мощность 20 см, то в дальнейшем она довольно круто раздувается до 50 см. При этом раздув жилы обусловлен расщеплением ее на две половины. Через 1,0—1,2 м по падению разъединенные части жилы снова соединяются друг с другом. В результате такого расщепления в средней части жилы сохраняется участок вмещающей породы, имеющий линзовидную форму. Последний, заключенный между двумя разветвлениями, рассечен параллельными диагональными прожилками, соединяющими две ветви жилы. Здесь диагональные прожилки являются оперяющими к основной жиле и падают навстречу падению жилы. К тому же в плане они ориентированы косо по отношению к простиранию жилы, имея с жилой общее северо-западное простирание. Такое соотношение между оперяющими прожилками и основной жилой свидетельствует о наличии нарушения с горизонтальным и вертикальным смещением.

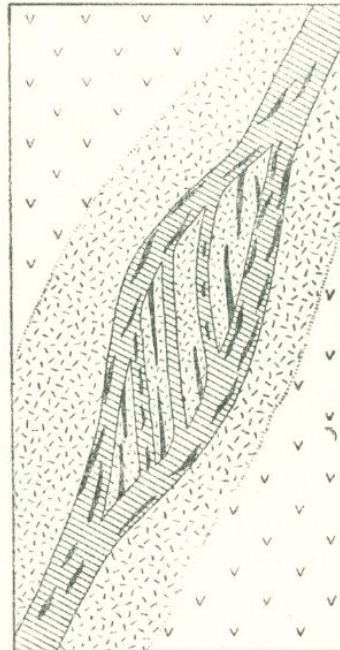
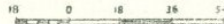
В некоторых случаях отмечаются полиметаллические жилы вдоль северо-восточных диабазовых даек, когда создаются благоприятные условия для локализации здесь оруденения. Подобное явление отмечается в орте 3 бис шт. 40, где в лежащем крыле диабазовой дайки развивается 20 см жила с полиметаллическим оруденением. Внутри диабазовой дайки развиты мелкие червеобразные линзовидные прожилки, ориентированные перпендикулярно простиранию дайки. Они соответствуют трещинам разрыва и образованы благодаря тому, что дайка была зажата между двумя нарушениями.

Намечается весьма интересная закономерность в распределении полиметаллического оруденения в жилах. Интенсивное оруденение приурочивается, главным образом, к местам наибольшего раскрытия основных жил. Трещины оперения обычно лишены полиметаллической минерализации и представлены, главным образом, пиритом и карбонатом.

В большинстве случаев полиметаллические жилы развиваются вдоль северо-западных близширотных нарушений, контролирующих медно-мо-

ШТОЛЬНЯ N 40 ОРТ 3

масштаб 1:18



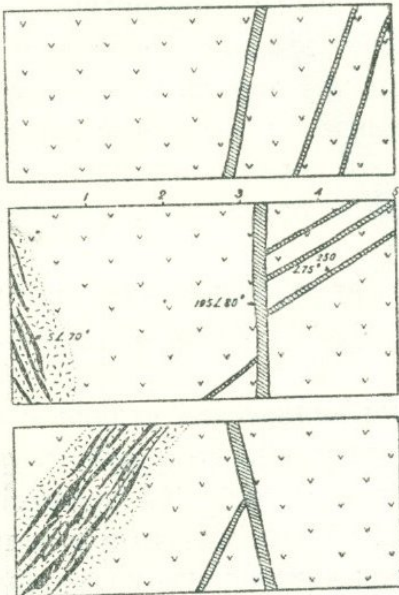
условные обозначения

- Орговилованные порфириды
- Гидротермально измененные роговики
- Полиметаллическая жила

Рис. 54. Зарисовка участка жилы полиметаллической стадии.

ШТОЛЬНЯ N 40 ОРТ 3 ШТРЕК 2 РАССЕЧКА I

масштаб 1:50



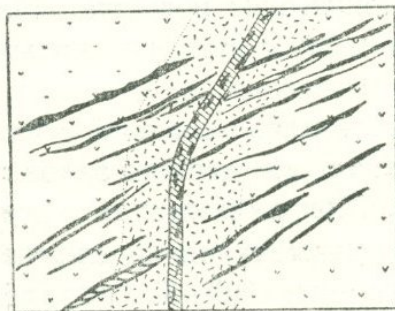
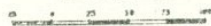
условные обозначения

- Орговилованные порфириды
- Медно-молибденовое брекчиевое руденение
- Полиметаллический прожилок
- Гидротермально измененные роговики

Рис. 53. Зарисовка участка рудного тела полиметаллической стадии.

ШТОЛЬНЯ N 40 ОРТ 3 ШТРЕК I

масштаб 1:25



условные обозначения

- Орговилованные порфириды
- Гидротермально измененные роговики
- Полиметаллический прожилок
- Прожилково гнездовое медное руденение

Рис. 55. Взаимоотношение между прожилками медной стадии и полиметаллическим прожилком.

либденовое оруденение, что свидетельствует о том, что подвижки в период полиметаллической стадии наследовали более ранние структуры. К тому же более поздние подвижки имеют аналогичный с ранними структурами характер. Подобное соотношение между подвижками медно-молибденовой и полиметаллической стадии отмечается в шт. 40 и 16, в 7-м слоевом штреке.

Резюмируя вышеизложенное, отметим, что: а) оперяющие прожилки в полиметаллических жилах имеют северо-западное простирание с юго-западным падением при близширотном простирании основной жилы; б) такое соотношение оперяющих прожилков с основной жилой свидетельствует о сдвиго-сбросовых движениях в период, предшествующий образованию полиметаллического оруденения, при этом движение блоков было ориентировано с СВ на ЮЗ.

Амплитуда смещения нарушений в этот период обычно незначительная и характеризуется смещением порядка 20—40 см в горизонтальной плоскости.

Возрастные взаимоотношения полиметаллической стадии с предшествующими стадиями оруденения устанавливаются во многих случаях довольно отчетливо. Так, в шт. 40 орт 3 штрек I (рис. 16) полиметаллическая жила пересекает зону медного оруденения и при этом в зальбандах полиметаллического прожилка развивается интенсивное гидротермальное изменение, охватывающее и участок медного оруденения (рис. 55).

Взаимоотношение полиметаллического оруденения с медно-молибденовой стадией устанавливается во многих медно-молибденовых рудных телах и, как было отмечено ранее, полиметаллические жилы пересекают медно-молибденовые тела и накладываются на более ранние структуры, контролирующие медно-молибденовое оруденение.

Алабандиновая стадия

После формирования полиметаллического оруденения наступило относительное затишье тектонических подвижек. На смену полиметаллическому оруденению в этот период приходит новая алабандиновая стадия минерализации.

В основном рудные тела алабандиновой стадии представлены в виде небольших жил и прожилков, сложенных алабандином и марганецсодержащими карбонатами. Мощность жил незначительная и не превышает 10 см. По протяжению рудные жилы прослеживаются на 3—5 м и имеют северо-западное простирание $340\text{—}350^\circ$ с падением на ЮЗ.

Алабандиновые жилы и прожилки имеют обычно незначительное распространение и отмечены в шт. 14, штрек 3 и шт. 14, штрек 1—4. Алабандиновая минерализация приурочена исключительно к гранодиоритам; в пределах роговиков она нигде не наблюдалась. Вдоль алабандиновых жил обычно развивается глинка трения, что свидетельствует о сколовом характере подвижек.

Характер взаимоотношения алабандиновой стадии с предшествующими

ми стадиями оруденения нигде не установлен: взаимоотношения алабандиновых жил с прожилками более поздней карбонатной минерализации можно наблюдать в шт. 14 в 3-м штреке на глуб. 140 м, где отмечается смещение алабандинового прожилка, имеющего северо-западное простирание, прожилком карбоната северо-восточного простирания (рис. 56).

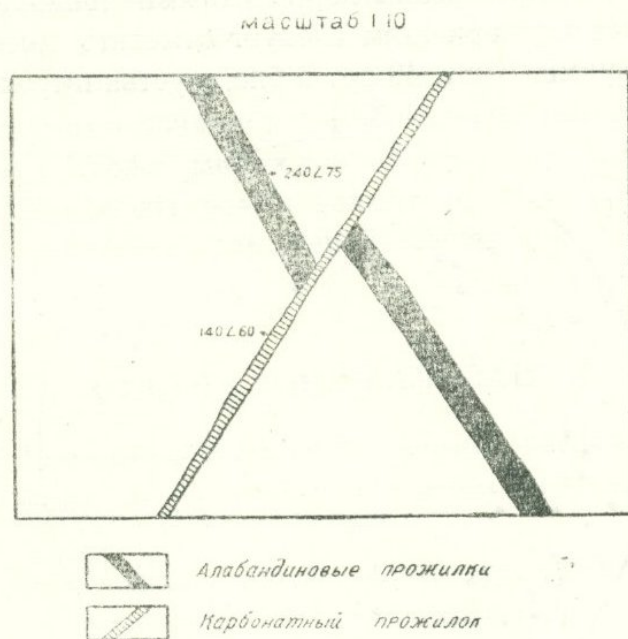


Рис. 56. Взаимоотношение между алабандиновым и карбонатным прожилками.

Карбонатная стадия

Карбонатная стадия является наиболее поздней стадией минерализации. Ей предшествует довольно слабое проявление алабандиновой минерализации и в отличие от последней карбонатная стадия проявляется в рудном поле довольно широко, отмечена во всех горных выработках как в гранодиоритах, так и в роговиках. В основном представлена карбонатом (анкеритом) и образует небольшие жилы мощностью до 10 см при мощности общей зоны прожилков 1—1,5 м, протяжением 5—10 м. Последняя состоит из отдельных мелких прожилков, кулисообразно сменяющих друг друга по простиранию. В основном зоны карбонатных прожилков имеют северо-восточное простирание с падением на ЮВ и на СЗ.

Для более полного изучения направления простираний карбонатных прожилков нами были произведены замеры по всем карбонатным и полиметаллическим прожилкам с нанесением их на точечную диаграмму (рис. 57). Из точечной диаграммы видно, что карбонатные прожилки, в основном, имеют северо-восточное направление, однако со значительным изменением простирания от близширотного до почти близмеридионального.

По отношению к предшествующим стадиям минерализации положение карбонатной стадии устанавливается довольно отчетливо: она во всех

случаях пересекает и смещает с незначительной амплитудой рудные тела предшествующих стадий минерализаций. Так, ясно установлено смещение прожилков полиметаллического оруденения (шт. 14, глуб. 24 м). Здесь полиметаллические прожилки северо-западного простирания смещаются северо-восточной системой карбонатных прожилков.

Нередки случаи пересечения карбонатными прожилками медно-молибденовых рудных тел, при этом следует отметить интересное взаимоотношение между ними. В шт. 40 орт 5-бис, у устья штреков 1—2, северо-

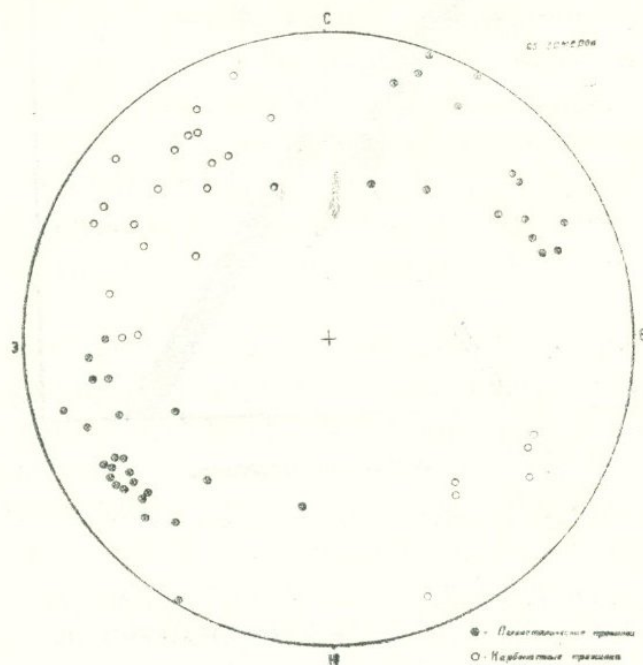


Рис. 57. Простирания полиметаллических и карбонатных прожилков.

восточная зона карбонатных прожилков пересекает довольно мощную зону медно-молибденового оруденения близширотного простирания. На участке непосредственного пересечения медно-молибденовой зоны в зальбандах карбонатных прожилков отмечается местами довольно густое скопление молибденита. С удалением от медно-молибденовой зоны молибденит в карбонатных прожилках постепенно исчезает. Такое соотношение между медно-молибденовой зоной и карбонатными прожилками свидетельствует о процессах местного переотложения молибденита растворами более поздней стадии гидротермальной деятельности.

Взаимоотношение между карбонатными прожилками и алабандиновой жилой (рис. 56) свидетельствует о сбросовом характере подвижек в период карбонатной минерализации с незначительной амплитудой смещения.

ПОСТРУДНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Ряд исследователей месторождения (особенно А. Е. Казарян, М. П. Исаенко) придавал весьма существенное значение пострудным нарушениям в строении рудного поля. По их данным, рудная полоса северо-западного простирания смещается пострудными северо-восточными нарушениями на амплитуду около 60 м.

Последующие геологоразведочные работы не подтвердили наличие пострудного нарушения, смещающего рудное поле на такую значительную амплитуду. Кроме того, на месте предполагаемого разлома в настоящее время заложен карьер, где не установлено даже мелких северо-восточных нарушений.

Пострудные нарушения имеют довольно слабое развитие в рудном поле. Они отмечены в шт. 7, 40 и в 7-м слоевом штреке шт. 2. Обычно имеют северо-восточное простирание с падением как на ЮВ, так и на СЗ. Представлены местами зонами раздробленного материала мощностью около 10—15 см с черной многослойной глиной с мелкими обломками минерализованной породы, чем и доказываются их пострудный возраст. Амплитуда смещения таких нарушений обычно незначительная и не превышает 3—4 м.

СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

(вещественный состав, парагенетические ассоциации и возрастные взаимоотношения между минералами)*

По минералогическому составу Дастакертское месторождение весьма сходно с месторождениями медно-молибденовой провинции Армении, с некоторыми отклонениями в сторону количественного преобладания того или иного минерала.

1. Главными рудными минералами в порядке их количественного преобладания в руде являются халькопирит, молибденит, пирит, борнит; второстепенные минералы — сфалерит, галенит, энаргит, теннантит, висмутин, эмплектит, виттихенит, тетраэдрит, магнетит, гематит; редкие минералы — алабандин, мельниковит, клапротолит, германит, рениерит, галеновисмутин. Из жильных минералов наиболее распространенными являются кварц, карбонат (анкерит, кальцит), серицит, К-полевошпат, эпидот, хлорит; второстепенные представлены рутилом, турмалином, биотитом, актинолитом, доломитом, апатитом, альбитом. Из минералов, развитых в зоне окисления, Е. А. Акопян [7] описаны следующие: медь самородная, куприт, медно-марганцевая руда, лимониты, кальцит, анкерит, церуссит, смитсонит, малахит, азурит, галлуазит, аллофан, хризокола, гипс, англезит, халькантит, копицит, ярозит, ильземанит, ферримолибдит.

2. Наиболее характерной особенностью Дастакертского месторождения в минералогическом отношении является резкое количественное преобладание халькопирита по отношению к молибдениту. В этом отношении Дастакертское месторождение отличается от Каджаранского, в рудах которого роль молибденита значительно существеннее. Халькопирит в Дастакерте доминирует повсеместно над молибденитом и только в медно-

* В дальнейшем описание рудных минералов приводится по выделенным стадиям минерализации и внутри каждой стадии по парагенетическим ассоциациям.

молибденовых стадиях их количество примерно одинаковое. Количественное преобладание халькопирита отмечается во всех стадиях минерализации. Богатство медью в гидротермальных растворах обусловило и периодическое выделение гипогенного борнита, количество которого местами довольно значительное.

3. Рудообразование на месторождении протекало весьма сложно. Это выражается в образовании многочисленных генераций одного и того же минерала в пределах одной и той же стадии, а также и в образовании нескольких парагенезисов минералов, сменяющихся во времени в пределах одной стадии, что является следствием последовательного изменения характера растворов.

Наиболее важной характерной особенностью минерализации Дастакертского месторождения является факт установления здесь последовательного ряда минералогических ассоциаций, сменяющихся во времени в результате последовательного изменения температуры их образования от высокотемпературных ассоциаций до низкотемпературных. Наличие медной минерализации в пегматитах является связывающим звеном рудной минерализации с чистоматматическими пегматитовыми образованиями.

В апикальной части гранодиоритового купола развивается северо-западная зона мелких пегматитовых прожилков и трубообразных тел, сложенных из крупных кристаллов К-полевого шпата и кварца, а из рудных минералов присутствует халькопирит, который обычно заполняет промежутки между ними, зачастую развивается по ним, а также проникает по спайности кристаллов полевого шпата. Иногда в пегматитовых прожилках кварц и К-полевой шпат образуют закономерные пегматитовые структуры прорастаний (рис. 58).

Из пневматолитовых образований в гранодиоритовой интрузии отмечаются нередко полевошпатовые прожилки с эпидотом и турмалином, образующие радиальнолучистые образования, развивающиеся по полевым шпатам.

На отдельных участках отмечается также довольно сильная турмалинизация гранодиоритов; прожилки с кварцем, магнетитом и турмалином были встречены и в диабазовых дайках. Подобные образования имеют относительно слабое развитие и распространены обычно только в пределах гранодиоритов.

Рудная минерализация Дастакерта развита относительно интенсивно и, как было отмечено ранее, имеет многостадийный характер.

Минералогическое различие и межстадийные подвижки позволяют нам выделить следующие стадии минерализации для всего Дастакертского месторождения в целом:

1. Медно-полевошпатовая.
2. Медная.
3. I медно-молибденовая.
4. II медно-молибденовая.
5. Медно-карбонатная.

6. Кварц-пиритовая,
7. Кварц-пирит-сфалеритовая.
8. Полиметаллическая.
9. Алабандиновая.
10. Карбонатная.

Медно-полевошпатовая стадия

Медно-полевошпатовая стадия является наиболее ранней стадией минералообразования; образует мелкие зоны прожилков и гнезд, выполненные полевым шпатом, халькопиритом, молибденитом, реже гематитом и магнетитом.

Основным жильным минералом в этой стадии оруденения является К-полевой шпат, который в виде щеток нарастает на стенки трещин, тесно ассоциируется с кварцем и рудным минералом и местами слагает мономинеральные прожилки.

Кварц имеет относительно незначительное распространение; образует небольшие выделения, обычно приуроченные к периферийным частям прожилков, иногда включения гексагональных иголок в кристаллах полевого шпата, что свидетельствует о более раннем образовании кварца по сравнению с полевым шпатом.

Среди полевошпатовых прожилков выделяются две разновидности:

1. Содержащая К-Na полевой шпат, имеющий преобладающее значение для всей массы полевошпатовых прожилков. К-Na полевой шпат образует короткопризматические кристаллы розового цвета; оптически двуосный, отрицательный, чем и отличается от Na-полевого шпата.

2. Содержащая Na-полевой шпат (альбит). Na-полевой шпат распространен относительно слабо и встречается почти всегда совместно с К-Na-полевым шпатом. Цвет белый, образует короткопризматические кристаллы; оптически двуосный, положительный.

Средний размер полевошпатовых кристаллов достигает 2—3 мм в поперечнике, однако в более мощных жилах размер их превышает 2 см в поперечнике; одновременно с увеличением размеров кристаллов полевого шпата увеличивается и размер чешуек молибденита, достигающих до 3 мм в поперечнике.

Из рудных минералов наиболее распространенным является халькопирит, который заполняет полевошпатовые прожилки; иногда вдоль прожилков на отдельных участках наблюдается довольно интенсивная вкрапленность. Однако ореол развития вкрапленности халькопирита обычно незначительный — до 1 см.

Халькопирит обычно образует крупные выделения с угловатыми и прямолинейными очертаниями и по отношению к основной полевошпатовой массе является более поздним. Повсеместно цементирует идиоморфные призматические кристаллы полевого шпата (рис. 59), разъедает и корродирует его грани, а также в виде тонких прожилков и языков проникает в полевой шпат.

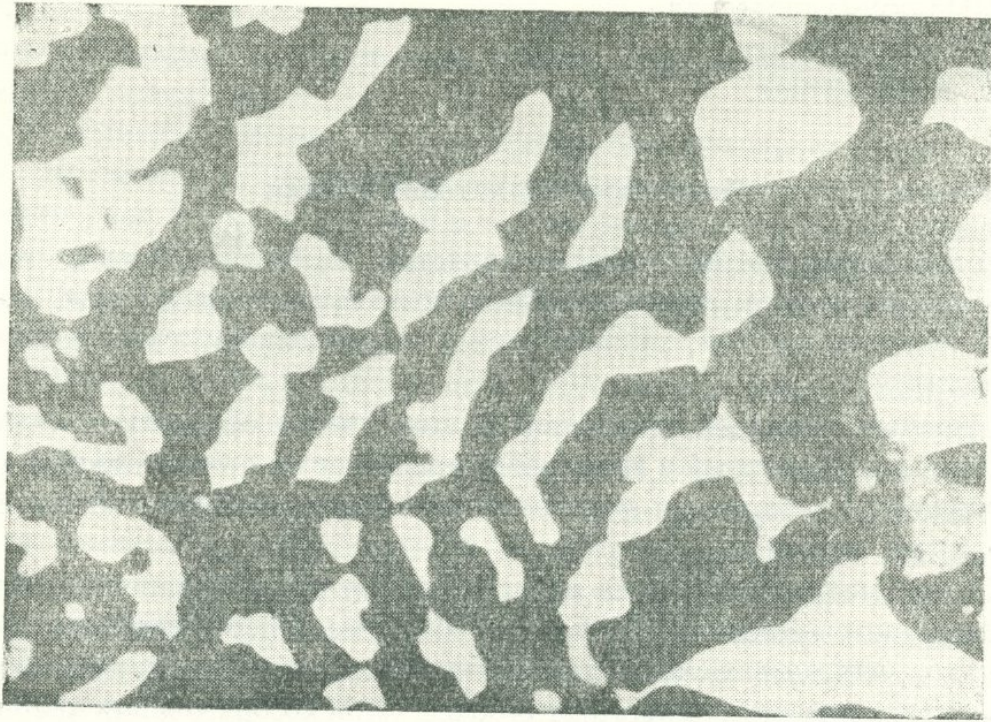


Рис. 58. Письменная структура срастания в пегматитах.
Прозрачный шлиф Николи \times . Ув. 24 \times .

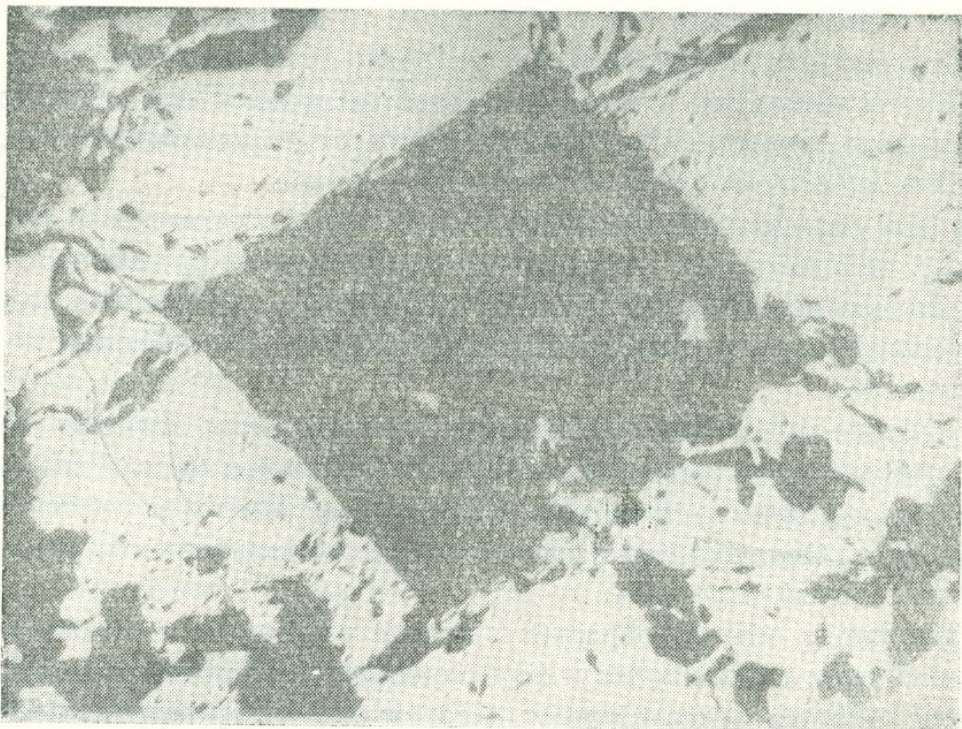


Рис. 59. Взаимоотношение между К-полевым шпатом (темное) и халькопиритом (светлое). Полированный шлиф. Ув. 24 \times .

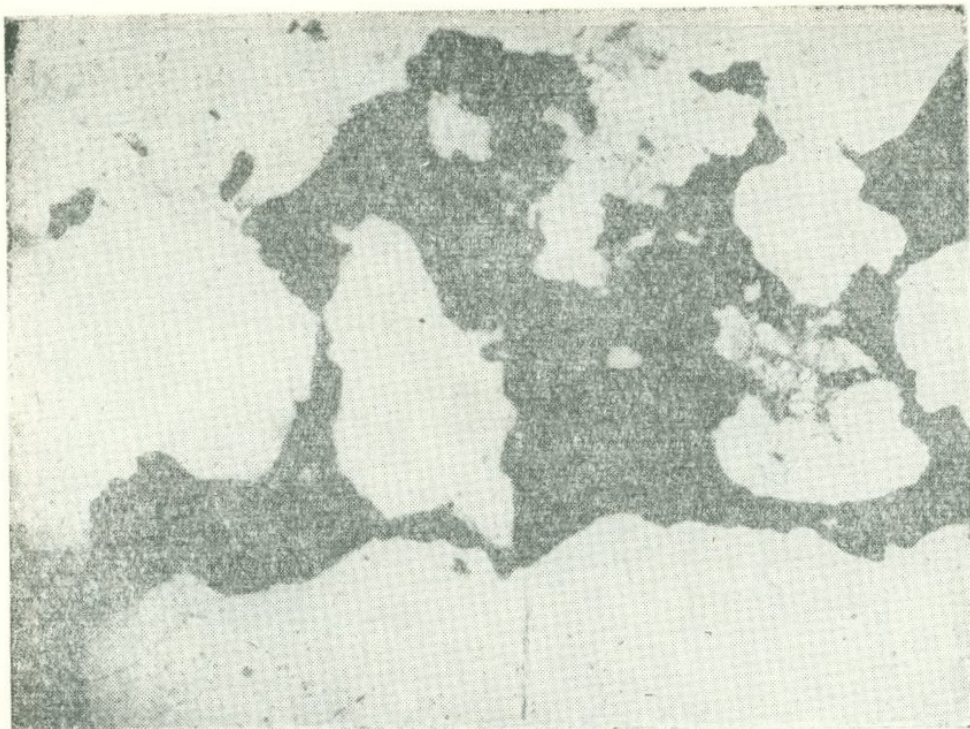


Рис. 60. Интерстициальная структура кварц-халькопиритового прожилка. Халькопирит (темное) цементирует зерна кварца (белое).
Прозрачный шлиф. Без анализатора. Ув. 24×.

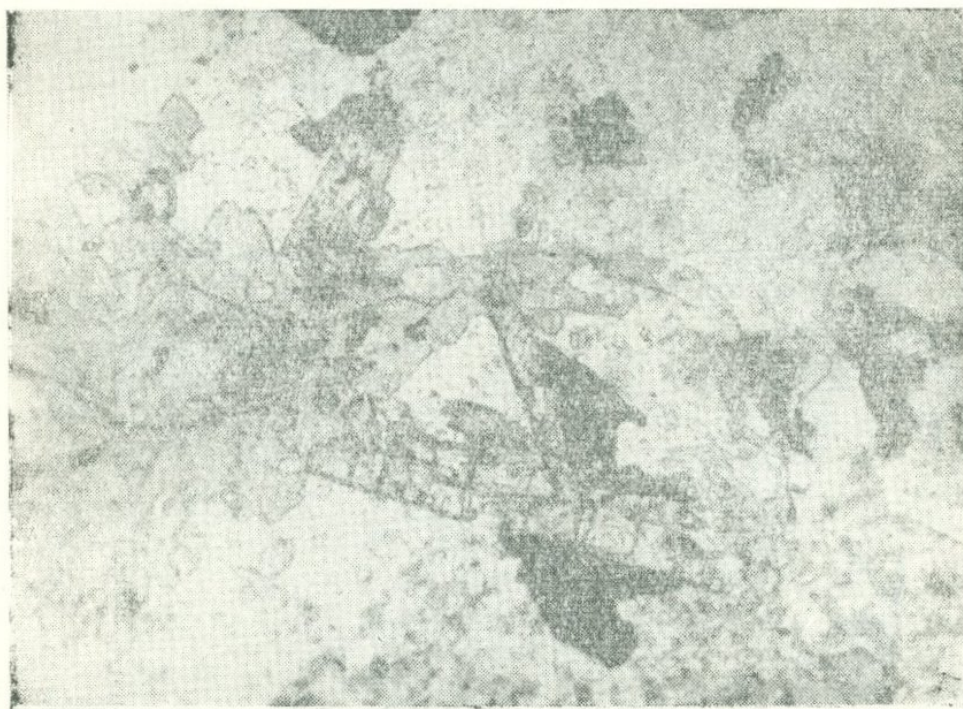


Рис. 61. Взаимоотношение между эпидотом, хлоритом и рудным минералом (черное). Халькопирит приспособляется к выделениям эпидота и хлорита. Прозрачный шлиф. Без анализатора. Ув. 24×.

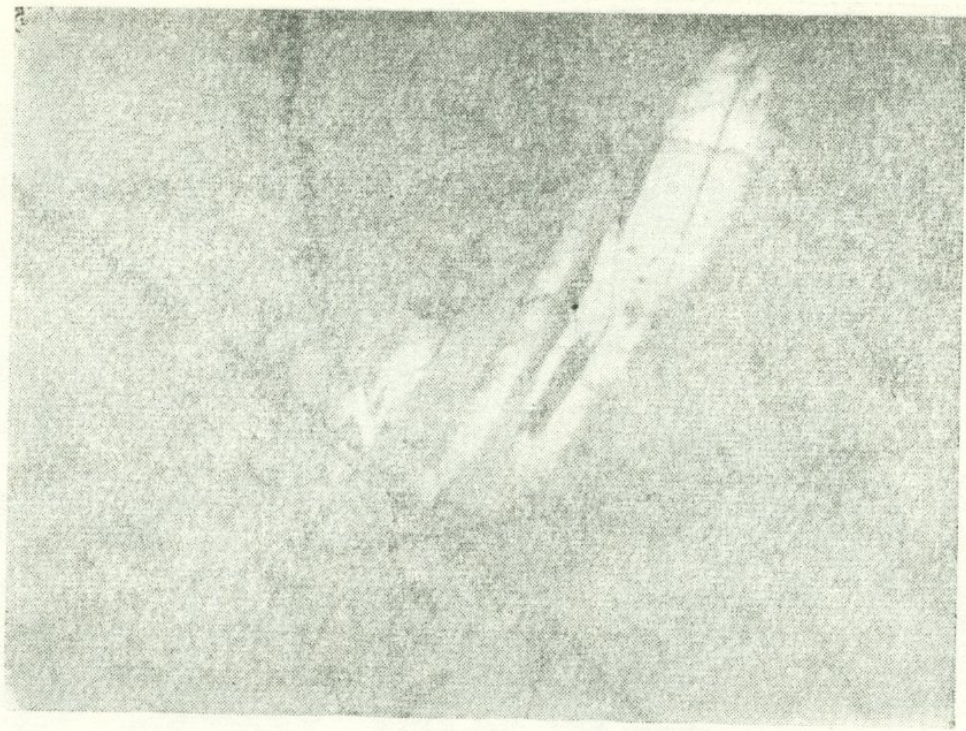


Рис. 62. Пластинчатые выделения висмутина в полях халькопирита (протравлено конц. HNO_3). Полированный шлиф. Ув. $24\times$.

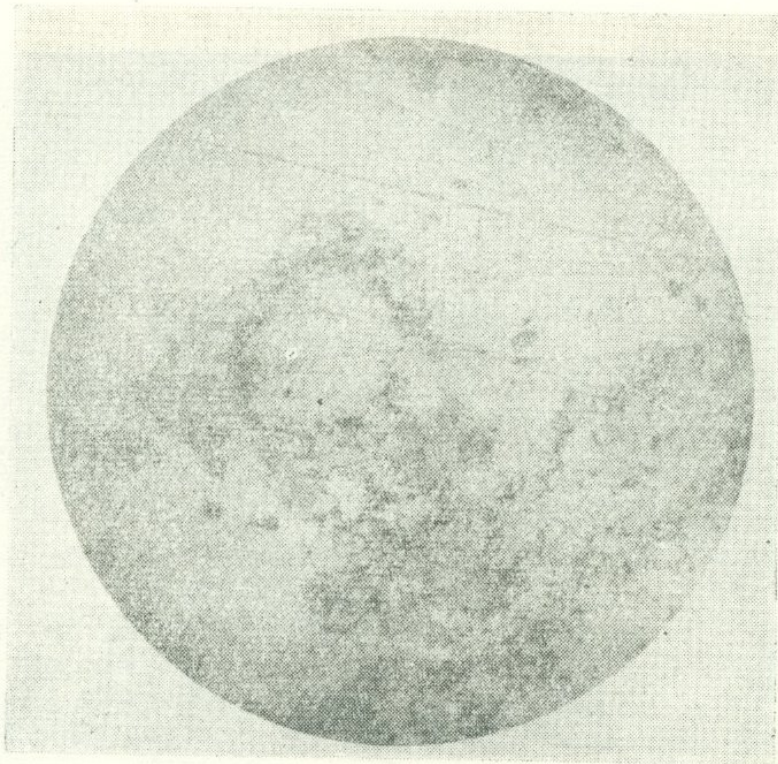


Рис. 63. Почкообразные выделения пирита (рельефные) в полях халькопирита. Пирит тесно ассоциирует с борнитом (темное). Полированный шлиф. Ув. $24\times$.

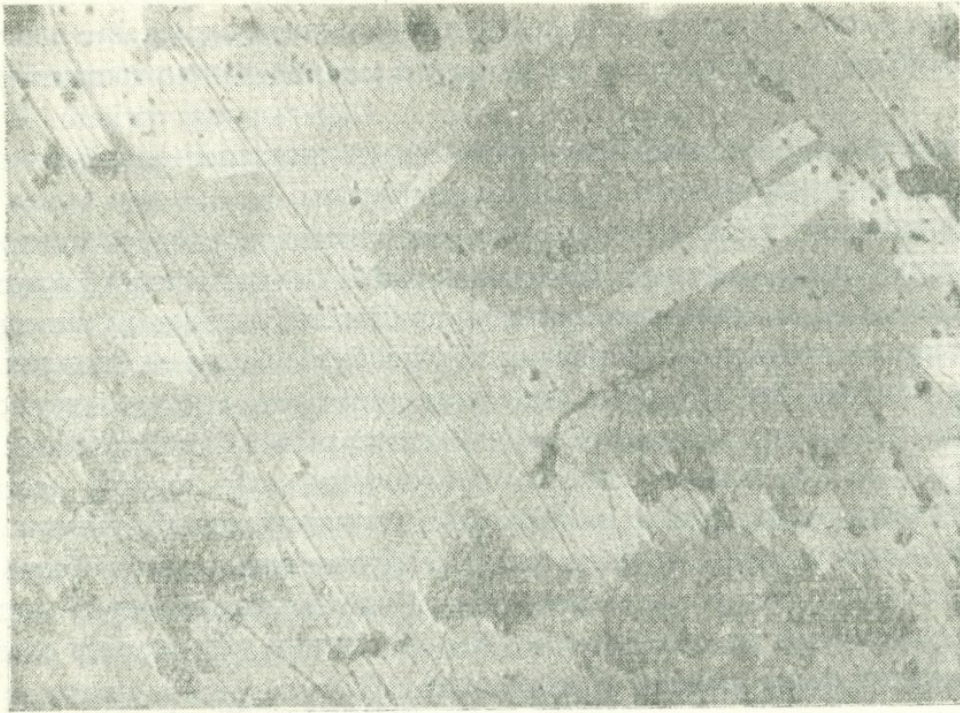


Рис. 64. Аллотриоморфнозернистая структура халькопирита после травления в парах царской водки. Полированный шлиф. Ув. 24X.

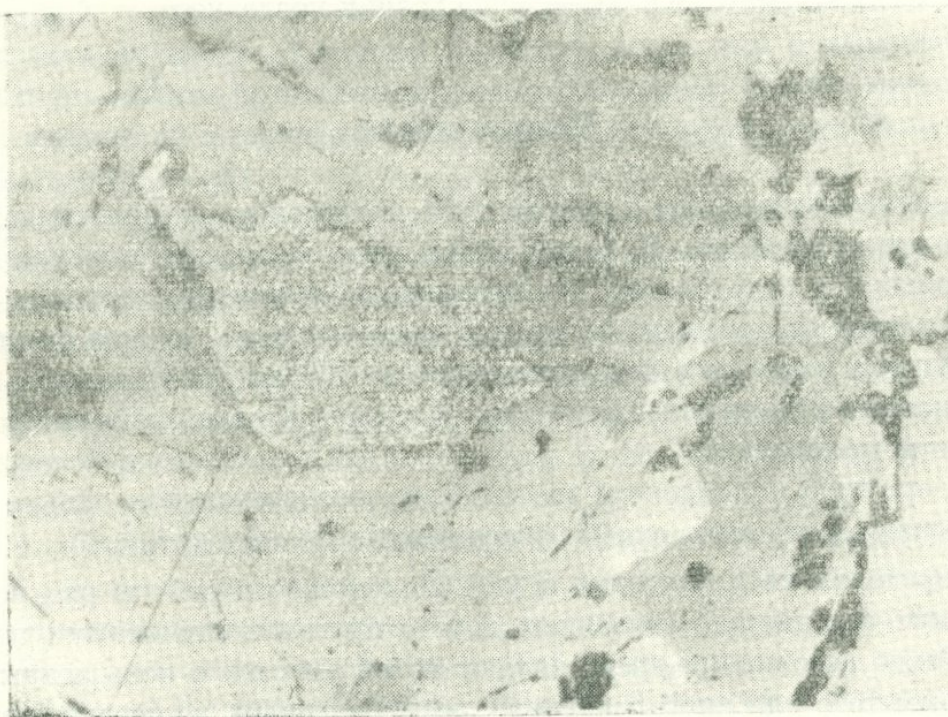


Рис. 65. Взаимоотношение между пиритом (рельефное) борнитом (темно-серое), энергитом (светло-серое) и халькопиритом (светлое). Полированный шлиф. Ув. 24X.

Халькопирит образует довольно тесные страдания с молибденитом, гематитом и магнетитом и является более поздним образованием по отношению к ним. Повсюду выделения халькопирита окружают пластинчатый молибденит, разъедают и проникают в молибденит по трещинам спайности.

При структурном травлении халькопирит выявляет аллотриоморфно-зернистое строение мономинерального агрегата.

Молибденит имеет сравнительно ограниченное распространение в этой стадии минерализации, образует чешуйчатые выделения в виде розеток и скопления отдельных пластинок, примыкает к полевым шпатам, по видимому, по времени образования весьма близок с ними, так как отмечаются захваты молибденита полевыми шпатами, а также нарастание молибденита на них. Выделения молибденита обычно приурочены к периферийным частям полевошпатовых прожилков.

Магнетит имеет резко подчиненное распространение, обычно представлен в виде мелких, местами хорошо образованных зерен. Тесно ассоциируется с халькопиритом и гематитом. Повсюду мелкие зерна магнетита цементируются халькопиритом. По отношению к гематиту магнетит представляет более раннее образование.

Гематит имеет относительно широкое развитие в этой стадии, образует обычно мелкую вкрапленность как во вмещающих породах, так и в рудной массе. Иногда встречаются довольно крупные выделения гематита, тесно срастающиеся с халькопиритом и наблюдаются явления как обволакивания халькопиритом гематита, так и проникновения его в крупные выделения гематита в разъедание границ последнего.

Медная стадия

Наиболее интенсивно в рудном поле месторождения проявилась медная стадия оруденения. В большинстве случаев медная минерализация сопровождается интенсивным окварцеванием вмещающих пород.

В отличие от предыдущей стадии минерализации, медная стадия характеризуется значительным разнообразием рудных минералов.

Основными промышленными минералами этой стадии являются халькопирит и молибденит.

Содержание молибденита здесь обычно незначительное, однако иногда встречаются участки, сильно обогащенные молибденитом.

В пределах медной стадии оруденения можно выделить ряд парагенетических ассоциаций, связанных друг с другом постепенными переходами. Такие ассоциации представляют собой участки с повышенным содержанием того или иного минерала, обусловленным, во-первых, изменением химизма растворов (в частности изменением режима серы и кислорода), связанным с местными условиями рудоотложения, во-вторых, закономерным изменением состава гидротермальных растворов, что приводит к смене минералогического состава руды.

В пределах медной стадии можно выделить следующие парагенетические ассоциации:

1. Молибденито-халькопиритовую.
2. Пирит-борнит-халькопиритовую.
3. Теннантит-энаргитовую.

Молибденит-халькопиритовая ассоциация является преобладающей в этой стадии оруденения и является наиболее ценной. Остальные парагенетические ассоциации имеют только минералогическое значение и представляют интерес с точки зрения выяснения генезиса месторождения.

Рудные минералы данной ассоциации представлены следующим рядом в порядке их убывания в руде: халькопирит, молибденит, борнит, висмутин, медно-висмутовые минералы, блеклая руда, магнетит. Жильные минералы представлены кварцем, хлоритом, эпидотом, серицитом и актинолитовой роговой обманкой.

Халькопирит является наиболее широко распространенным минералом, образует прожилки, гнезда, а также вкрапленность, местами довольно густую в периферийных частях прожилков.

Края вмещающих рудные прожилки пород обычно интенсивно разъедены рудными минералами. Наиболее густая вкрапленность халькопирита отмечается вблизи прожилков. Местами отдельными перемычками обособленные халькопиритовые выделения соединяются с основным прожилком. Границы прожилков, как и сопровождающих их включений, весьма неровны, извилисты и изрезаны. Нарастание мощности прожилков происходило в значительной степени за счет метасоматического замещения вмещающей породы халькопиритовой массой. Об этом свидетельствуют как остатки вмещающей породы в рудной массе, так и вкрапленность, образующая вблизи прожилков крупные выделения. Размер метасоматических включений в периферийных частях прожилков постепенно убывает с удалением от них.

Халькопирит дает тесные сростания со всеми рудными минералами: молибденитом, борнитом, висмутином, медно-висмутовыми минералами и со всеми жильными минералами.

Он выделился гораздо позже кварца и при их совместном нахождении повсеместно образуется интерстициальная структура (рис. 60). По отношению к остальным нерудным минералам — эпидоту, хлориту и актинолитовой роговой обманке отмечается также повсеместная приспособляемость его к последним (рис. 61).

Молибденит является одним из распространенных рудных минералов в этой стадии минерализации. Образует главным образом чешуйчатые, таблитчатые выделения, местами в виде округлых розеток, которые приурочены в основном к периферийной части прожилков, нарастая на стенки трещин. Нередко отдельные чешуйки и розетки молибденита развиты в центральной части халькопиритовых прожилков, при этом, с одной стороны, в выделения молибденита проникают прожилки халькопирита, с другой стороны, отмечаются округлые остатки замещенного халькопирита в молибдените. Подобное взаимоотношение между молибденитом и

халькопиритом свидетельствует о том, что кристаллизация халькопирита предшествовала кристаллизации молибденита с отложением его в зальбандах прожилков. Однако и в более поздних порциях растворов присутствие молибдена было достаточным, что и привело к выделению розеток и чешуек молибденита в полях халькопирита.

Наряду с присутствием молибденита в халькопиритовых прожилках отмечается также весьма тонкая его вкрапленность во вмещающих породах. Время выделения молибденита устанавливается отчетливо. По-видимому, он выделился одним из первых после отложения основной массы кварца, так как все последующие рудные минералы проникают в молибденит по спайности.

Борнит является одним из распространенных минералов в этой стадии оруденения, но в данной парагенетической ассоциации он не создает больших скоплений. Образует небольшие выделения изометрического очертания, тесно сростается с халькопиритом и блеклой рудой. Борнит, по-видимому, выделился несколько раньше халькопирита, так как тонкие прожилки халькопирита секут поля борнита. Блеклая руда образует мелкие выделения вокруг борнита.

Висмутин и медно-висмутовые минералы имеют широкое распространение в рудах месторождения, и присутствие их является одной из характерных особенностей медной стадии оруденения.

Минералы этой группы были встречены почти во всех многочисленных шлифах руд этой стадии, однако содержание висмутин и медно-висмутовых минералов подвержено сильным колебаниям. Встречаются участки, сильно обогащенные этими минералами, со значительными размерами их выделений, достигающими 1—2 мм, местами же они очень редки и представлены единичными и мелкими зернами.

В полях халькопирита висмутин образует вытянутые призматические кристаллы и выделения с незакономерными очертаниями (рис. 62). Обычно развивается в промежутках между зернами халькопирита и, по-видимому, выделился одновременно с ним. Отмечаются также случаи, когда висмутин в виде языка проникает в поля халькопирита.

Среди медно-висмутовых минералов нами установлены следующие разновидности: виттихенит, эмплектит и клапротолит. Наиболее распространен виттихенит; наименее распространенным является клапротолит и очень редким эмплектит.

По отношению к халькопириту и висмутину все медно-висмутовые минералы выделились значительно позже; во всех случаях они в виде языков проникают и развиваются по халькопириту, а также окружают призматические выделения висмутин.

Последовательность выделения минералов медно-висмутовой группы примерно следующая: эмплектит, клапротолит, виттихенит.

Блеклая руда имеет ничтожное развитие в этой парагенетической ассоциации, представлена в виде очень мелких округлых выделений, рассеянных в полях халькопирита. Нередко сростается с борнитом в виде прожилков проникая в поля последнего.

Магнетит имеет относительно небольшое развитие, однако встречается довольно часто, чаще всего в отдельных кварцевых прожилках и в виде вкрапленности. В кварцевых прожилках, так же как и пирит, он обычно тяготеет к гексагональным кристаллам кварца. Халькопирит обычно цементирует и разъедает идиоморфные кристаллы магнетита. Местами по магнетиту развивается гематит.

Основным жильным минералом всей стадии оруденения является кварц. Он образует прожилки совместно с рудными минералами, а также мономинеральные прожилки. Обычно кварц имеет изометрические полигональные очертания, местами представлен удлиненными призматическими кристаллами, которые цементируются рудной массой и другими жильными минералами, выделившимися позже. С кварцем тесно ассоциируют также актинолитовая роговая обманка, эпидот, хлорит, апатит. Последние выделились несколько позже или почти одновременно с кварцевой жильной массой. По отношению же к рудной массе они являются более ранними образованиями, так как повсюду рудные минералы приспособляются к их контурам, развиваются по ним, проникая узкими языками в глубь их выделений.

Пирит-борнит-халькопиритовая парагенетическая ассоциация. На отдельных участках образует самостоятельные рудные тела в виде гнездо-прожилковых зон, сложенных минералами этой ассоциации (шт. 16). Местами же отмечается постепенный переход молибденит-халькопиритовой ассоциации в пирит-борнит-халькопиритовую в пределах всей зоны оруденения или даже одного рудного тела. Подобное явление хорошо наблюдается в шт. 40.

По-видимому, резкое изменение в минералогическом составе руды в значительной степени обусловлено резким повышением концентрации серы в растворе, а также связано со степенью окисления ионов серы.

Характерной особенностью данной ассоциации является абсолютное отсутствие ряда минералов, имеющих широкое распространение в ранее описанной ассоциации. В первую очередь отсутствуют молибденит, висмутин и медно-висмутовые минералы. Наоборот, преобладающими здесь становятся пирит и борнит. Значительно повышается количество блеклой руды. Из жильных минералов наиболее характерен кварц, ассоциирующий с незначительным содержанием серицита.

Обычно наблюдается резкое преобладание халькопирита при подчиненных количествах пирита и борнита. Имеются также участки, где отмечается преобладание борнита над халькопиритом, а пирит присутствует примерно в равном количестве с халькопиритом.

Борнит обычно образует довольно крупные выделения с изометрическим очертанием и неровными границами. Дает тесные сростания с халькопиритом и пиритом. Наблюдаются также прожилки, в основном содержащие борнит, пирит и блеклую руду.

В тонких прожилках образуется структура краевых каемок, где тонкие полоски позднего халькопирита оторачивают выделения гипогенного борнита и в виде волосяных прожилков проникают в поля борнита. В

больших скоплениях довольно часто отмечается разъедание борнита халькопиритом с округлыми остатками от замещения.

В сплошных халькопиритовых массах выделения борнита в большинстве случаев приурочены к выделениям пирита, при этом борнит обволакивает и разъедает зерна пирита.

Пирит обычно образует округлые скопления небольших зерен с неправильными изрезанными очертаниями. Зачастую эти скопления образуют сферические тела или дугообразные цепочки зерен, а также реликтовые колломорфные образования (рис. 63). Наряду с такими формами выделения, свидетельствующими о коллоидном характере растворов, отлагающих пирит, образуются также и идиоморфные кристаллы, обволакивающиеся выделениями борнита. Местами эти идиоморфные кристаллы расположены в центре сферических колломорфных образований.

При таком колломорфном строении пирита, халькопирит выявляет отчетливое зернистое строение с аллотриоморфной структурой мономинерального агрегата (рис. 64). Подобное же зернистое строение имеет и борнит.

Вопросами условий образования колломорфных структур в рудах специально занимался А. Г. Бетехтин [12], поместивший специальную статью в сборнике, посвященном памяти С. С. Смирнова. Автор считает, что коллоидные растворы могут образоваться при самых различных температурах и давлениях и основной причиной возникновения гелевых растворов являются резкие изменения в концентрации компонентов.

Образование колломорфного пирита в парагенезисе с зернистыми халькопиритом и борнитом можно объяснить резким изменением концентрации серы в растворе, при этом значительная доля железа связывается избыточной серой с образованием колломорфного пирита, и в парагенезисе с ним образуется маложелезистый сульфид меди — борнит.

Таким образом, в условиях повышенной концентрации серы и при значительном преобладании меди над железом, устойчивой становится другая, пирит-борнитовая парагенетическая ассоциация, которая, действительно, нередко наблюдается в рудах Дастакертского месторождения.

В парагенезисе с ранее описанными минералами ассоциирует также и теннантит. Содержание его в руде весьма изменчиво. Местами теннантит образует значительные выделения с изометрическими очертаниями, с ровными и плавными границами. Он выделился позже халькопирита, так как тонкие волосяные прожилки халькопирита, секущие борнит, резко обрываются у границы теннантита.

Теннантит-энаргитовая парагенетическая ассоциация представлена наиболее слабо. Наряду с главными минералами здесь присутствуют также пирит, борнит и халькопирит, в резко подчиненных, однако, количествах. Количественные соотношения между теннантитом и энаргитом здесь также весьма изменчивы, однако в руде обычно преобладает энаргит.

Структура руды гилпидиоморфнозернистая: идиоморфные кристаллы пирита окружены выделениями борнита, халькопирита, теннантита и энаргита.

Энаргит был впервые обнаружен нами в 1953 г. В данной ассоциации имеет значительное распространение. Является преобладающим минералом и повсеместно замещает ранее образовавшиеся минералы.

Зачастую в сплошных полях энаргита в виде островков наблюдаются многочисленные остатки от замещения борнита и халькопирита. Иногда в центре такого островка находится пирит, окаймленный борнитом (рис. 65).

По отношению к теннантиту энаргит является более ранним образованием, теннантит интенсивно замещает последний. Повсеместно теннантит оторачивает поля энаргита, а остатки от замещения энаргита находятся среди полей теннантита.

По-видимому, теннантит-энаргитовая ассоциация является непосредственным продолжением во времени пирит-борнит-халькопиритовой ассоциации, но при иных соотношениях слагающих компонентов: в первую очередь растворы обогатились мышьяком, к концу же этого этапа рудоотложения обстановка была в значительной степени восстановительной, с чем связано замещение энаргита теннантитом.

В скрещенных николях мономинеральный агрегат энаргита выявляет неравномерно аллотриоморфнозернистое строение. Размер отдельных кристаллов энаргита местами достигает 1 см.

Химический анализ, произведенный в лаборатории ИГН АН АрмССР, из чисто отобранных кристаллов энаргита показывает следующий состав:

Т а б л и ц а 12

Аналитик С. Дехтрикян

Элементы	Cu	Sb	Zn	Fe	As	S	Сумма
Содержание в %	48,42	3,29	0,29	0,63	16,55	32,36	101,54

Спектральный анализ руд теннантит-энаргитовой ассоциации показал присутствие германия в количестве 0,003—0,01%, а в отдельных пробах до 0,1%.

В дальнейшем, при более тщательном изучении руд этой парагенетической ассоциации, были обнаружены самостоятельные германиевые минералы: германит и рениерит. И германит и рениерит образуют тесный парагенезис с минералами данной ассоциации.

Германит образует небольшие выделения размером от 0,02 до 0,04 мм, редко 0,50 мм с неправильными очертаниями. Тесно ассоциирует с энаргитом. Германит интенсивно замещает халькопирит и борнит, а с энаргитом образует ровные границы без каких-либо признаков замещения. Помимо этого, образует структуры распада твердых растворов в энаргите.

Рениерит, так же как и германит, имеет небольшое распространение и образует аналогичные с германитом небольшие выделения. Чаще приурочен к полям борнита и имеет четкие и плавные границы. Под микроскопом рениерит характеризуется желтовато-коричневым цветом. Сильно анизотропен; в скрещенных николях цвет его изменяется от желтовато-коричневых до синевато-серых тонов. Двуотражение отчетливое в желтовато-коричневых тонах. Более подробно указанные минералы описаны в опубликованных статьях автора [17, 18].

I медно-молибденовая стадия

После формирования руд медной стадии оруденения наступает новый импульс гидротермальной деятельности, в результате которого отлагаются руды иного состава. В рудах этой стадии преобладающее значение принадлежит молибдениту, что и определяет их большую промышленную ценность.

Медно-молибденовая стадия минерализации проявилась менее интенсивно и, как указывалось ранее, в отличие от медной стадии, имеющей широкое площадное развитие, она приурочена к отчетливо выраженным скальвающим структурам.

Возрастные взаимоотношения медно-молибденовой стадии с медной стадией устанавливаются как на основе изучения структур в забоях (пересечение медных зон структурами, к которым приурочена медно-молибденовая стадия), так и на основе изучения текстур руд (рис. 66, 67).

Как видно из зарисовки штуфа (рис. 66), взятого из участка брекчиевидного оруденения, по плоскости обломков вмещающей породы развиты примазки тонкозернистого молибденита. Зачастую молибденит образует оторочки мощностью в 1 см, обволакивающие обломки вмещающей породы. Обломок пересекается параллельными халькопиритовыми прожилками, которые у плоскости с примазками молибденита резко обрываются, что свидетельствует о том, что медная минерализация предшествовала молибденитовой.

В другом штуфе, взятом из 3-го штрека 3-го квершлага шт. 16 (рис. 67), видно, что кварцевый прожилок с густой вкрапленностью халькопирита сечется прожилком медно-молибденовой стадии, к зальбандам же прожилка приурочены мелкие чешуйки и розетки молибденита. В месте пересечения кварцевой жилы прожилок медно-молибденовой стадии значительно теряет в мощности, что также подтверждает секущий характер последнего.

Для медно-молибденовой стадии в основном характерен брекчиевидный тип оруденения, когда обломки вмещающих пород цементируются рудной массой (рис. 68). Величина обломков варьирует в значительных пределах — от 0,5 м в диаметре до размера мелких горошин.

Рудные минералы медно-молибденовой стадии представлены молибденитом, халькопиритом, висмутином, медно-висмутовыми минералами,

пиритом и сфалеритом. Жильные минералы представлены серицитом и кварцем.

Молибденит является одним из наиболее распространенных минералов этой стадии оруденения, образует чешуйчатые, пластинчатые скопле-

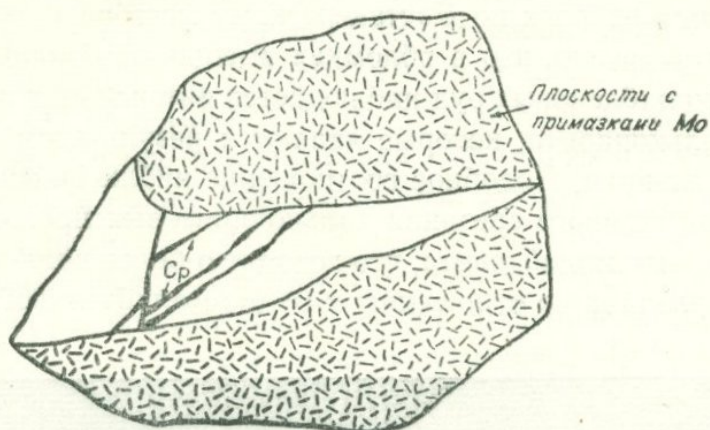


Рис. 66. Зарисовка штучного образца брекчиевидного медно-молибденового оруденения.

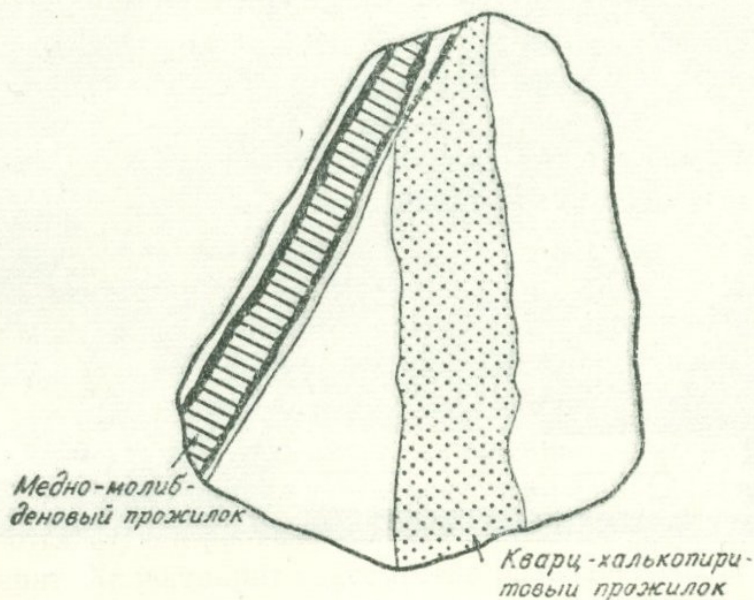


Рис. 67. Взаимоотношение между молибденит-халькопиритовым и кварц-халькопиритовым прожилками.

ния, состоящие из тесно переплетенных пластинок, напоминающих войлочную структуру.

В основном скопления молибденита приурочены к краям обломков вмещающих пород и, как правило, во многих случаях молибденит образует каемку, ширина которой варьирует от 1 мм до 0,5 см. За молибденитовой оторочкой следует сплошная халькопиритовая руда, которая цементирует обломки вмещающих пород с каемками молибденита.

Такая последовательность отложения из растворов в пределах одной стадии минерализации: в первую очередь молибденита, затем халькопирита, была принята М. П. Исаенко за доказательство наличия двух стадий

оруденения: 1) молибденовой, 2) медной. При этом, по ее данным, в молибденовой стадии совершенно отсутствует выделение халькопирита, а в медной отмечаются лишь редкие выделения мелких чешуек молибденита.

Еще в ранних работах по Дастакертскому месторождению И. Г. Магакьяном было отмечено, что в обломках вмещающих пород из брекчиевидных медно-молибденовых руд наблюдается интенсивная вкрапленность и прожилки халькопирита, которые являются результатом более ранней медной минерализации. Подобное соотношение наблюдалось также и нами в случаях отчетливого срезания халькопиритовых прожилков плоскостями с примазками молибденита, что говорит о более раннем проявлении медной минерализации по отношению к медно-молибденовой.

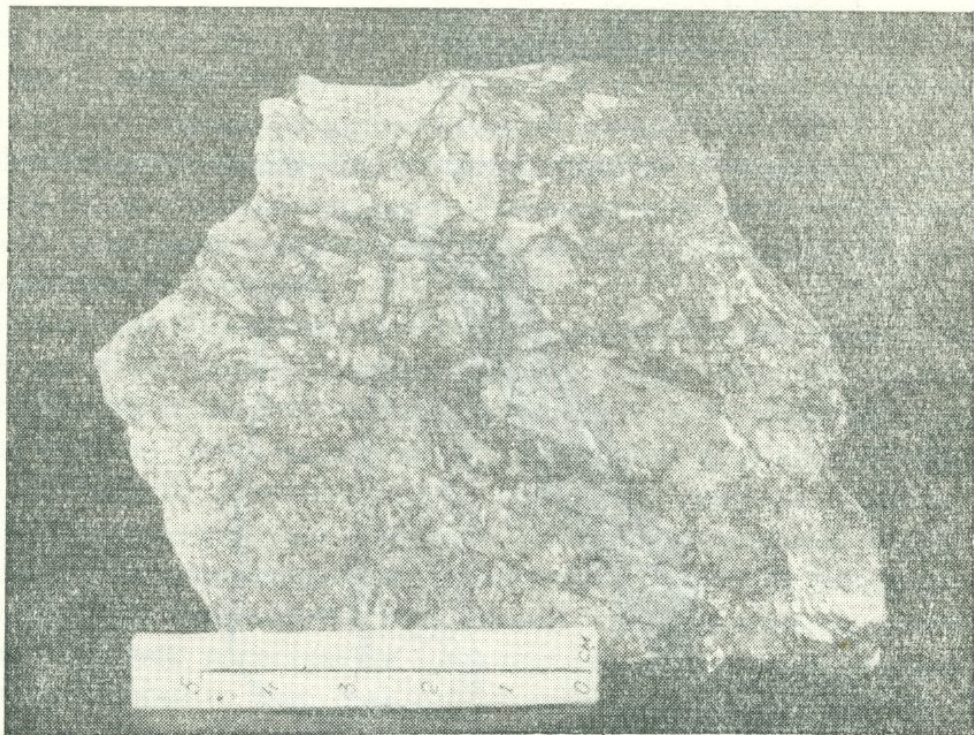


Рис. 68. Брекчиевидная медно-молибденовая руда.
Штуфной образец.

Исследование брекчиевидных руд Дастакертского месторождения показывает, что в них отсутствуют какие-либо следы подвижек в промежутке между отложением молибденита и халькопирита. Нигде не отмечены обломки молибденитового пластинчатого агрегата в халькопирите или пересечения прожилками халькопирита молибденитовой каемки. Широко отмечается лишь проникновение халькопирита в молибденит по трещинам спайности и разъедания его чешуек.

Выделяется также и более поздняя генерация молибденита, образовавшаяся несколько позже отложения основной массы молибденита. Иногда в сплошной халькопиритовой массе выделяются прожилкообразные скопления чешуек молибденита.

Борнит имеет довольно широкое развитие в этой стадии оруденения. Обычно тесно срастается с халькопиритом и приурочен к его сплошным полям и нередко к внешним участкам молибденитовых каемок. Образует выделения с незакономерными контурами, иногда в форме вытянутых агрегатов, нередко с изометрическими очертаниями.

Отмечаются многочисленные случаи проникновения борнита в молибденит и заполнение им промежутков между таблитчатыми кристаллами молибденита. Он выделился раньше халькопирита, так как отмечаются многочисленные случаи проникновения халькопирита в борнит в виде небольших язычков, а также многочисленные остатки от замещения борнита в полях халькопирита.

Халькопирит является одним из наиболее распространенных минералов в этой стадии оруденения. Образует сплошные массы, заполняющие промежутки между обломками вмещающих пород. При травлении выявляет неравномерно аллотриоморфнозернистое строение. Размер зерен халькопирита достигает 5 мм.

Халькопирит срастается со всеми рудными минералами, а также с кварцем и серицитом.

Если по отношению к кварцу он является более поздним, то по отношению к серициту выявляет почти одновременное образование. Отмечаются проникновения халькопирита в серицит и захват серицитовых чешуек халькопиритом.

В рудах медно-молибденовой стадии отмечается присутствие висмутита и медно-висмутовых минералов. Местами они образуют довольно значительные скопления аллотриоморфнозернистого агрегата. Висмутин обычно образует вытянутые призматические кристаллы. Выделения медно-висмутовых минералов имеют незакономерные очертания, развиваются по халькопириту и нередко содержат остатки его замещения.

Пирит встречается в небольших количествах, однако распространен довольно широко. Местами образует скопления в сплошных полях халькопирита. По-видимому, выделился несколько раньше молибденита, так как отмечаются случаи разъедания зерен пирита и проникновение молибденита в пирит. Халькопирит повсеместно разъедает грани пирита, а также в виде язычков проникает в пирит, местами замещая внутренние части кристаллов. В основном пирит образует кубические кристаллы, однако отмечаются и радиальнолучистые выделения.

Одной из характерных особенностей медно-молибденовой стадии является повсеместное присутствие в ее рудах сфалерита, который обычно образует небольшие выделения. Местами отмечаются и довольно значительные поля, приуроченные к краевым участкам халькопиритовых выделений. Характерна эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите. Обычно сфалерит проникает в поля халькопирита и разъедает его.

Изучая количественное соотношение меди и молибдена в медной и медно-молибденовой стадиях, нами произведен статистический подсчет процентного содержания меди и молибдена по стадиям. Были использованы данные опробования рудных зон, соответствующих медной и I медно-

молибденовой стадиям. В медно-молибденовой зоне отобрано 108 проб, в медной зоне — 160 проб.

Данные о содержании меди и молибдена по обеим зонам сгруппированы по процентному содержанию меди. В результате получены следующие значения:

Из нижеприведенной таблицы следует, что в обоих типах руд имеет место прямая связь между процентным содержанием меди и молибдена: с увеличением содержания меди увеличивается и процентное содержание молибдена. Однако наряду с подмеченной тенденцией взаимной сопряженности процентного содержания меди и молибдена в обоих типах руд имеются явные отличия в количественном соотношении процентного содержания меди и молибдена.

Таблица 13

№№ групп	Группировка проб по содерж. % меди	По медно-молибден. зоне				По медной зоне			
		Число проб	Средн. содерж. в %		Соотнош. Мо к Си, принимая сод. Си за 100%	Число проб	Средн. содерж. в %		Соотнош. Мо к Си, принимая сод. Си за 100%
			меди	молибдена			Си	Мо	
1	до 0,3	7	0,187	0,044	23,5	15	0,183	0,026	14,2
2	0,3—0,5	9	0,401	0,155	38,7	17	0,385	0,031	8,1
3	0,5—1,0	26	0,760	0,203	26,7	14	0,766	0,074	9,7
4	1,0—2,0	27	1,518	0,645	42,5	37	1,454	0,071	4,9
5	2,0—4,0	30	2,906	1,149	39,5	49	2,734	0,190	6,9
6	4,0 и более	9	5,288	4,029	76,2	28	6,717	0,285	4,2
Итого:		108	1,855	0,880	47,4	160	2,475	0,112	4,5

По медно-молибденовой зоне среднее содержание меди составляет 1,855%, по медной зоне содержание меди — 2,475%. Если принять уровень содержания меди по первой зоне за 100%, то по второй зоне содержание меди составит 133,4%.

В отношении процентного содержания молибдена имеем совершенно иное соотношение: по медно-молибденовой зоне среднее содержание молибдена составляет 0,880%, а по медной зоне значительно меньше — 0,112%.

Если по первому типу руды содержание молибдена принять за 100%, то во втором типе руды содержание молибдена составит всего 12,7%. Из указанных данных явно следует, что если по содержанию меди оба типа руды отличаются незначительно, то по содержанию молибдена разница получается весьма значительной и можно было бы охарактеризовать руду медно-молибденовой зоны как тип руды, богатой молибденом, а руду медной зоны как тип руды, бедной молибденом.

Последнее получает свое законченное выражение по отношению молибдена к меди, если содержание меди принять за 100.

По медно-молибденовому типу руды указанное соотношение выражается цифрами как 100 к 47,4, а по медному типу руды — как 100 к 4,5.

Вышеуказанное можно было бы привести отдельной таблицей:

З о н ы	% содержания		Принят уровень содержания I зоны за 100%		Принят уровень содержания меди за 100%
	меди	молибдена	по меди	по молибдену	молибден
I медно-молибденовая	1,855	0,880	100	100	47,5
Медная	2,475	0,112	133,4	12,7	4,5

Помимо этого, хотелось бы отметить и другую замеченную особенность содержания меди и молибдена в двух изученных зонах и типах руд.

В то время как по медной зоне соотношение процентного содержания молибдена и процентного содержания меди в богатых рудах мало отличается от бедных, по медно-молибденовой зоне указанное соотношение имеет ярко выраженную тенденцию к нарастанию показателя соотношения молибдена к меди в пользу молибдена, по мере повышения процентного содержания обоих металлов.

II медно-молибденовая стадия

По характеру минерализации II медно-молибденовая стадия, развитая исключительно в гранодиоритах, отличается от остальных стадий минерализации. В основном оруденение представлено прожилками, выполненными главным образом гребенчатым кварцем, выросшим на стенках трещинок среди интенсивно серицитизированных гранодиоритов. Главные рудные минералы — молибденит, халькопирит, пирит, борнит, теннантит, эннергит и гематит. Жильные минералы — кварц и серицит.

Молибденит является одним из наиболее распространенных минералов. Обычно образует выделения в виде розеток, тесно срастающихся с гребенчатыми кристаллами кварца. Местами розетки располагаются между призматическими кристаллами кварца, реже они нарастают в виде сплошной корки на щетки кварца. В крупных кварцевых прожилках со сливным кварцем молибденитовые выделения приурочены к зальбандовым частям прожилков. Местами молибденит образует короткие самостоятельные прожилки.

Халькопирит является самым распространенным минералом. Обычно приурочен к средней части прожилков или гнездообразным раздувам и, как правило, цементирует идиоморфные гексагональные кристаллы кварца, при этом местами интенсивно разъедает их.

Структура руды обычно гипидиоморфнозернистая. Крупные идиоморфные зерна пирита расположены среди ангедральных агрегатов халькопирита, блеклой руды и борнита. Внутренняя структура халькопирита при травлении выявляет равномерную аллотриморфнозернистую структуру. Зерна халькопирита обычно угловаты с прямолинейными границами.

Халькопирит выделился позже молибденита, так как отмечаются мелкие апофизы его, приспособившиеся к трещинам спайности молибденита. Пирит встречается часто и образует мономинеральные агрегаты.

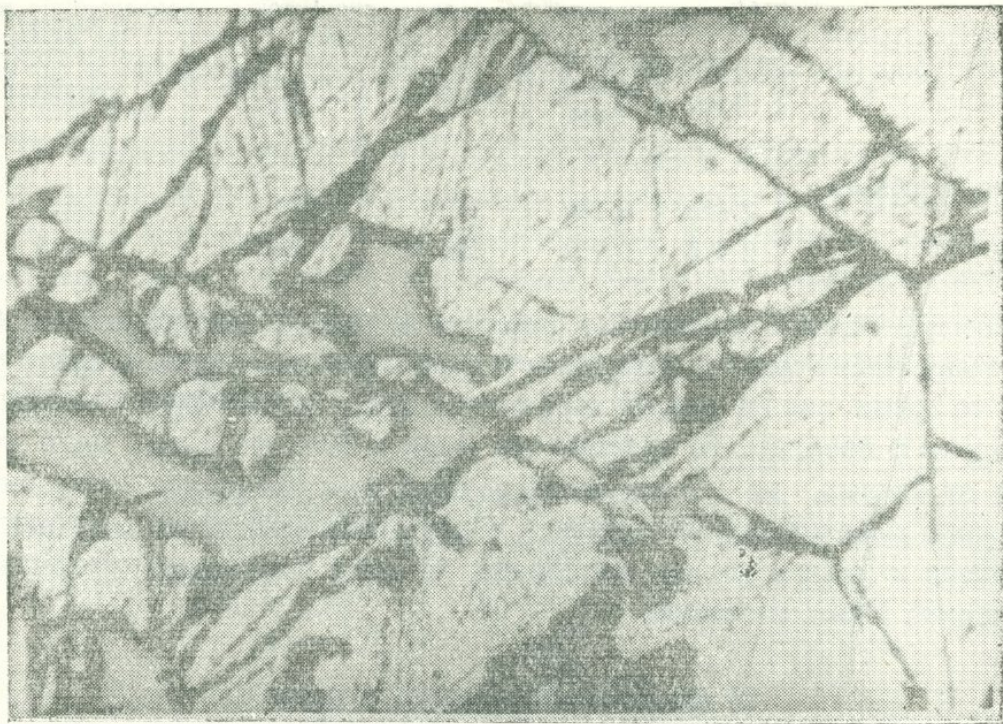


Рис. 69. Структура замещения пирита халькопиритом.
Полированный шлиф. Ув. 24×.



Рис. 70. Пластинчатые выделения гематита в кварце.
Полированный шлиф. Ув. 24×.



Рис. 71. Характер срастания серицита (чешуйчатое) с молибденитом (черное).

Прозрачный шлиф Николи. Ув. 24×.



Рис. 72. Игольчатые выделения кристаллов рутила в кварце.

Прозрачный шлиф без анализатора. Ув. 80×.

Размер пиритовых выделений местами достигает 0,5 см. Обычно кристаллы пирита сильно корродированы халькопиритом. Халькопирит иногда в виде узких длинных языков проникает в пирит. Местами довольно отчетливое замещение пирита халькопиритом начинается с центра (рис. 69) и зачастую этот процесс заканчивается образованием псевдоморфоз халькопирита по пириту. От пирита остаются при этом лишь округлые разъеденные остатки. Подобные псевдоморфозы халькопирита по пириту для Дастакертского месторождения в свое время были описаны Г. О. Пиджяном [34].

Блеклая руда является одним из широко распространенных минералов в этой стадии оруденения. Тесно сростается с халькопиритом, пиритом и борнитом. Обычно тесно ассоциирует с халькопиритом, при этом образуется субграфическая структура прорастания, в сплошных полях халькопирита развиваются неправильные выделения теннантита, с характерными угловатыми очертаниями и прямолинейными границами, очень напоминающими письменную структуру в гранитах. Такой сложный узор халькопирита и блеклой руды обусловлен, по-видимому, одинаковой степенью идиоморфизма компонентов, что свидетельствует об одновременном их отложении.

Местами же блеклая руда огибает более идиоморфные кристаллы халькопирита; рассеянные остатки от замещения халькопирита часто напоминают мirmekитовые прорастания с удлиненными и извилистыми очертаниями.

Энаргит в рудах этой стадии минерализации имеет небольшое распространение. Встречается в прожилках совместно с пиритом, борнитом, халькопиритом, блеклой рудой и молибденитом. Обычно приурочен к средним частям прожилков. Нередко энаргит контактирует с молибденитом, охватывая чешуйки молибденита. Здесь энаргит, по-видимому, является наиболее поздним рудным минералом.

Борнит по сравнению с блеклой рудой имеет сравнительно ограниченное распространение. Он образует небольшие выделения с извилистыми очертаниями, вследствие довольно заметного разъедания халькопиритом. Тесно ассоциирует с пиритом и обычно в большинстве случаев примыкает к пириту, обволакивая и разъедая кристаллы последнего. По отношению к халькопириту он выделился раньше, так как отмечается довольно заметное разъедание борнита последним. Кроме того, отмечаются частые случаи пересечения борнита прожилками халькопирита.

Блеклая руда в местах соприкосновения с борнитом обычно развивается по нему и тонкие прожилки блеклой руды проникают в массу борнита.

Сравнительно ограниченное распространение имеют медно-висмутовые минералы, образующие небольшие округлые выделения, приуроченные к сплошным полям халькопирита.

Гематит имеет также ограниченное распространение, но местами образует заметные скопления пластинчатых выделений (рис. 70) в кварцевой жильной массе.

Сфалерит имеет весьма ограниченное развитие, образует выделения небольших размеров в полях халькопирита. Отмечается также и проникновение его совместно с халькопиритом в кристаллы пирита.

Серицит является одним из распространенных нерудных минералов в данной минералогической стадии. Образует чешуйчатые выделения, нарастающие на гребенчатые кристаллы кварца и тесно ассоциируется с молибденитом (рис. 71). По-видимому, выделился несколько позже кварца, так как отмечается разъедание последнего серицитом.

Из нерудных минералов помимо серицита присутствуют рутил, который образует длинные призматические скрещенные кристаллы в крупных зернах кварца, а также скопления мелких игольчатых кристаллов (рис. 72).

В заключительный период минерализации выделяется карбонат, который дает скопления, заполняющие внутренние части прожилков и гнезд. В большинстве случаев заполняет промежутки между гребенчатыми кристаллами кварца. Местами карбонат в виде тонких прожилков отмечается в халькопирите.

Химический анализ отобранного карбоната выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР. Аналитик С. Дехтрикян.

Таблица 15

Окислы	Al ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	MgO	CaO	CO ₂	Na ₂ O+K ₂ O	Сумма
Содержание в %	2,62	8,5	3,03	14,72	31,12	38,88	1,11	100,03

Данные химического состава свидетельствуют о присутствии здесь и алюмосиликатов. Одновременно карбонат несет Mg и Fe, на основании чего его можно отнести к ряду анкерита.

Кроме карбоната в пустотках кварцевых жил присутствует каолинит.

Медно-карбонатная стадия

Медно-карбонатная стадия весьма существенно отличается от ранее описанных стадий минерализации. Основным жильным минералом является карбонат, который тесно ассоциируется с хлоритом и рудными минералами. Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, молибденитом, гематитом, магнетитом, медно-висмутовыми минералами. Нерудные минералы представлены карбонатом, кварцем, хлоритом, эпидотом и серицитом.

Рудные тела этой стадии минерализации представляют собой жилонподобные тела и гнезда, выполненные карбонатной массой с рудными минералами.

Обычно в зальбандах прожилков и гнезд развивается интенсивный ореол измененных пород; гидротермальное изменение пород выражено в основном эпидотизацией и хлоритизацией (рис. 73).

В наиболее раннюю стадию оруденения происходила интенсивная эпидотизация вмещающих пород. Эпидот образует призматические кристаллы, размер которых местами достигает 1 мм. Обычно он метасоматически развивается по всем пороодообразующим минералам вмещающих пород.

В тесной связи с метасоматическим развитием эпидота происходит образование магнетита, который имеет довольно заметное развитие в зоне эпидотизированных пород. Магнетит здесь образует мелкую вкрапленность обычно с извилистыми неровными очертаниями. Местами встречаются хорошо оформленные кристаллы и крупные выделения с корродированными очертаниями. Ближе к карбонатному прожилку располагается зона интенсивной хлоритизации. Переход эпидотовой каймы в хлоритовую совершается постепенно. Повсюду, где проявляются хлоритизация и эпидотизация, каемка хлорита интенсивно развивается по эпидоту. Хлоритовый ореол, как правило, окружает непосредственно карбонатные прожилки.

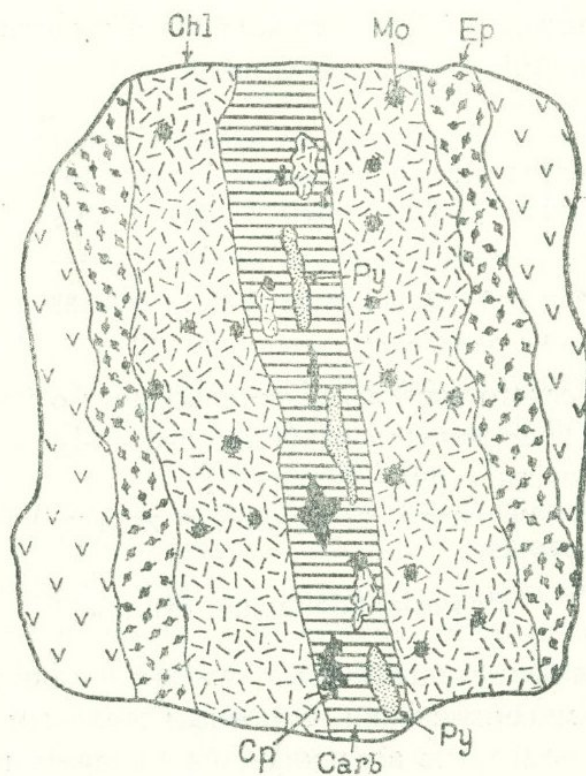


Рис. 73. Зарисовка штуфного образца медно-карбонатной стадии.

Хлорит развит также в карбонатной жильной массе, в виде скоплений чешуек. По-видимому, отложение хлорита было растянуто во времени, однако в основном оно опережает отложение карбоната.

Вместе с хлоритом в тесной парагенетической ассоциации развиваются кварц, пирит, гематит, молибденит. Отложение их, по-видимому,

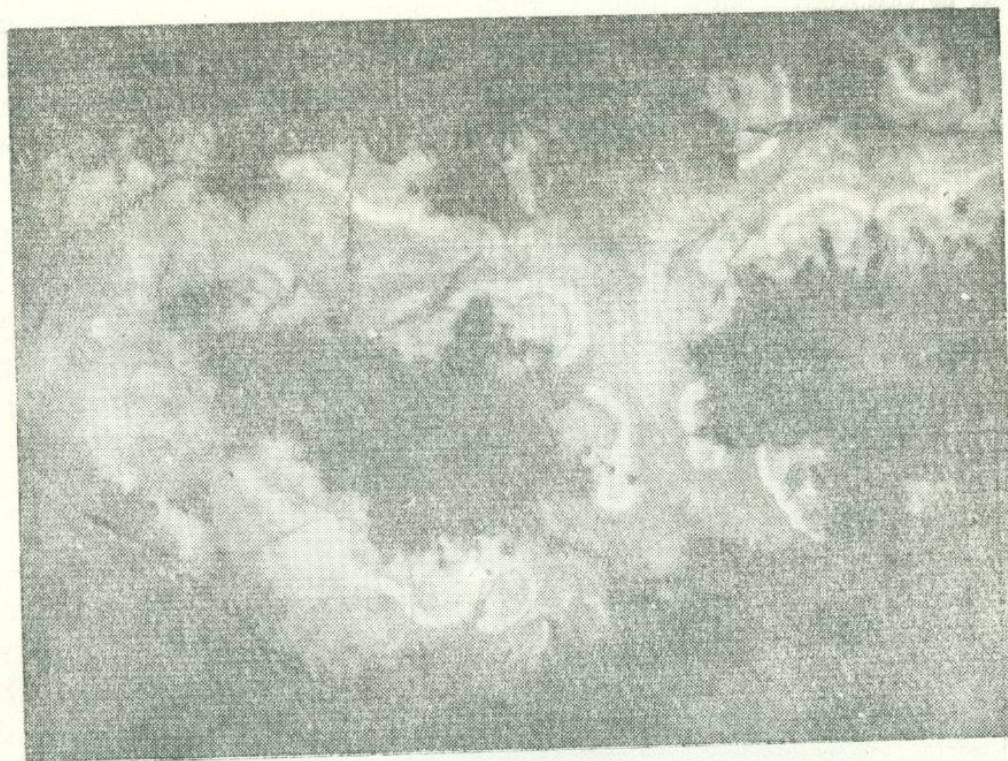


Рис. 74. Коломорфное строение карбоната полиметаллических прожилков. Штуфной образец.

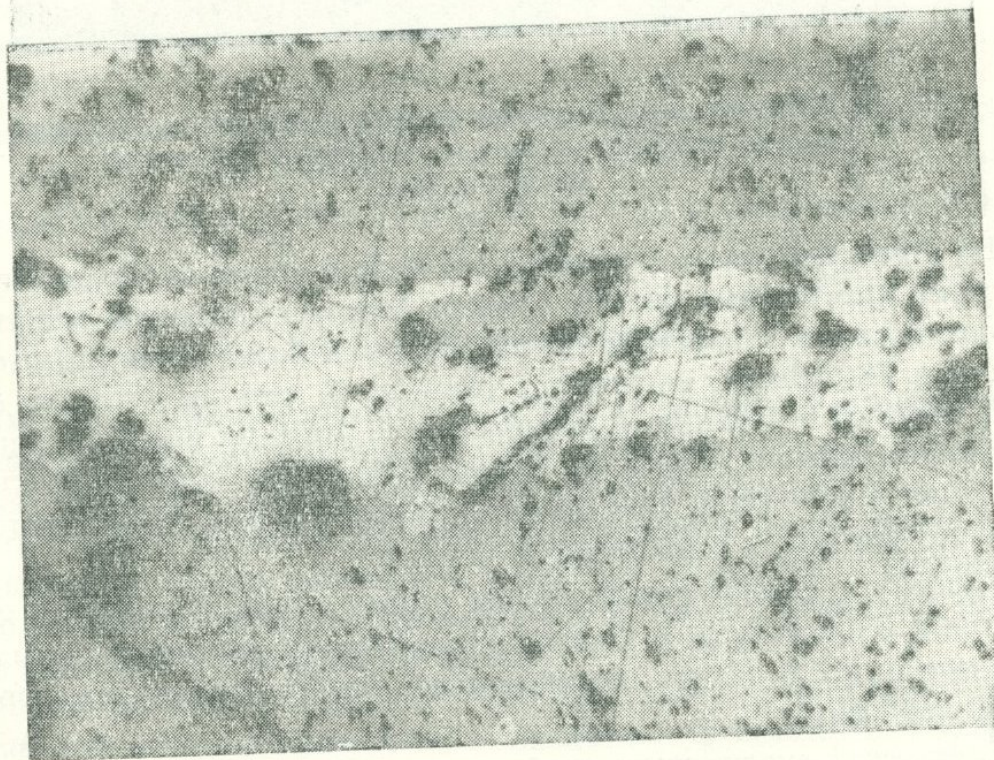


Рис. 75. Взаимотношение сфалерита и халькопирита. Халькопирит (светло-серый), сфалерит (темный). Полированный шлиф. Ув. 24×.

было одновременным. Пирит, гематит, молибденит образовались несколько позже, так как все эти минералы развиваются по хлориту и кварцу. Одновременно с кварцем происходило отложение ничтожного количества серицита. Повсюду серицит заключен в крупных выделениях кварца. Пирит образует местами довольно заметные скопления и приурочен исключительно к хлоритовым участкам.



Рис. 76. Строение сложной карбонат-алабандиновой почки. Алабандин (черный) заполняет пустоты в родохрозите. Прозрачный шлиф. Ув. 24X.

На отдельных участках встречаются чисто хлоритовые прожилки с кубическими кристаллами пирита. Гематит образует скопления пластинчатых кристаллов в хлоритовой каемке, иногда его выделение развито и в карбонате. Молибденит встречается часто, но не дает значительных скоплений, образует небольшие выделения в виде округлых розеток и приурочен исключительно к хлоритовой каемке. Присутствие молибденита отмечено также в карбонате. По-видимому, кристаллизация и выпадение молибденита совпадали с отложением хлорита.

Карбонат в данной стадии широко развит и слагает основную массу жил, гнезд и прожилков. В приконтактных частях карбонатных выделений повсюду наблюдаются призматические кристаллы кварца, корродируемые карбонатом.

Химический анализ чисто отобранного карбоната из таких жилок произведен в лаборатории ИГН АН АрмССР.

Аналитик С. Дехтрикян

Окислы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CO ₂	Na ₂ O+K ₂ O	Сумма
Содержание в %	0,48	0,54	0,02	0,99	55,92	41,59	0,18	99,62

Данные химического состава свидетельствуют, что карбонат соответствует кальциту, слабо загрязненному Mg и Fe.

С карбонатом тесно ассоциирует халькопирит, который образует гнездообразные выделения с незакономерными очертаниями. Халькопирит довольно интенсивно развивается по карбонату, местами его контуры приспособляются к спайности карбоната. В крупных выделениях халькопирита нередко присутствуют отдельные остатки от замещения карбоната.

Халькопирит тесно сростается с магнетитом, при этом корродирует последний и в виде мелких языкообразных отростков проникает в магнетит; проникает по спайности между чешуйками хлорита и, наконец, окружает гексагональные кристаллы кварца.

С халькопиритом тесно сростаются также и медно-висмутовые минералы, которые образуют мелкие неравномерные выделения, развивающиеся по халькопириту.

Химический состав хлорита из медно-карбонатной стадии соответствует железо-магнезиальным хлоритам, что подтверждается результатами химического анализа чисто отобранного материала.

Анализ произведен в лаборатории ИГН АН АрмССР.

Таблица 17

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O+K ₂ O	H ₂ O	Сумма
Содержание в %	34,88	0,22	19,21	5,77	11,52	6,13	13,84	3,99	0,13	10,51	100,20

Кварц-пиритовая стадия

Пиритовая стадия проявилась довольно интенсивно. В основном рудные тела этой стадии представляют собой прожилки и жилки, сложенные кварцем, пиритом и халькопиритом. Кварц крупнозернистый, местами гребенчатый, между кристаллами которого развивается пирит. Пирит является основным рудным минералом; с пиритом ассоциирует незначительное количество халькопирита, который в виде тонких прожилков проникает в пирит или же развивается по нему.

В этой же стадии отмечается почти постоянное присутствие, однако в очень ограниченном количестве, молибденита. В некоторых пиритизированных участках рудного поля отмечается весьма значительное количество молибденита. Такие участки безусловно приобретают интерес для проведения разведочных работ (Пьюсек, Кош-юрт). Молибденит, встре-

ченный на продолжении зоны дробления Кош-юртского участка, тесно ассоциирует с пиритом.

Кварц-пирит-сфалеритовая стадия

Кварц-пирит-сфалеритовая стадия имеет относительно небольшое развитие. Главные рудные минералы: пирит и сфалерит; в подчиненном количестве присутствуют галенит и халькопирит.

Жильные минералы в основном представлены кварцем, в меньшей степени хлоритом и изредка карбонатом.

Пирит является наиболее распространенным минералом. Он слагает основную массу рудных прожилков. Образует сплошные поля, обычно имеющие вытянутые очертания параллельно стенкам кварцевых прожилков. Отдельные небольшие кристаллы пирита развиваются по скоплениям хлорита, образующим слабый ореол вокруг рудных прожилков.

Как правило, пирит образовался позже выделения основной массы кварца. Нередко отмечаются случаи нарастания кристаллов пирита на игольчатые кристаллы кварца.

Сфалерит является одним из распространенных рудных минералов в этой стадии. Иногда образует мономинеральные прожилки, а также гнездообразные скопления, обычно тесно срастающиеся с пиритом. Сфалерит выделился значительно позже пирита и зачастую интенсивно разъедает идиоморфные кристаллы пирита, языкообразными отростками проникает в пирит. Нередко выделения сфалерита приспособляются к идиоморфным кристаллам пирита. По отношению к раннему кварцу он выделился гораздо позже: гексагональные кристаллы кварца зачастую сцементированы сфалеритом. Присутствует и более поздний кварц, который обычно нарастает на скопления сфалерита в пустотках небольших жил.

Сфалерит тесно срастается с халькопиритом и галенитом. Обычно халькопирит образует небольшие выделения, примыкающие к сфалериту, и приспособляется к его контурам. Нередко он в виде прожилков проникает в сфалерит. Халькопирит образует также эмульсионную вкрапленность в сфалерите. Обычно эмульсионная вкрапленность халькопирита развита в виде небольшой полосы, приуроченной к периферийным частям полей сфалерита. Очертания эмульсионных участков обычно круглые, но встречаются также и игольчатые выделения.

Галенит имеет довольно слабое развитие. Обычно образует небольшие неправильные поля. В большинстве случаев приурочен к участкам развития карбоната. Галенит тесно срастается с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и кварцем. Обычно цементирует и кое-где разъедает идиоморфные кристаллы кварца. Взаимоотношение с пиритом также выявляет более позднее выделение галенита. Нередко галенит развивается по пириту, проникает во внутрь кристаллов и замещает значительные их участки. По отношению к халькопириту и сфалериту галенит также является образованием более поздним.

Полиметаллическая стадия

Полиметаллическая стадия минерализации отмечается повсеместно, однако проявляется она относительно слабо. Рудные тела представлены жилами небольших размеров и прожилками, приуроченными к трещинам скола. В основном жилы сложены карбонатом в ассоциации с рудными минералами.

Главные рудные минералы полиметаллической стадии: халькопирит, сфалерит, галенит, пирит, блеклая руда (тетраэдрит) и редкие зерна галеновисмутина.

Жильные минералы представлены в основном карбонатом, несколько меньшим количеством кварца и, наконец, серицитом.

Халькопирит является одним из наиболее распространенных минералов и дает ряд генераций в период всей полиметаллической стадии. Наиболее ранняя генерация халькопирита соответствует началу последней, в которой он ассоциируется с кварцем и пиритом в присутствии карбоната.

Обычно полиметаллические жилы в зальбандовых частях сложены кварц-пирит-халькопиритовой ассоциацией с характерным полосчатым строением.

Халькопирит образует короткие, но довольно мощные прожилкообразные выделения с извилистыми очертаниями. Мощность таких полосчатых участков халькопирита обычно незначительная.

Аналогичное полосчатое строение выявляют и скопления пирита, образующие вытянутые агрегаты мелких кристаллов пирита размером примерно в 1 мм. Кроме того, встречены и относительно крупные кристаллы пирита размером до 1 см. Довольно часто отмечаются раздробленные кристаллы пирита и цементация их халькопиритом.

В ассоциации с этими минералами присутствует сфалерит, который образует небольшие выделения, обычно развивается по халькопириту и в виде языков проникает в него. Обычно такой ранний сфалерит лишен эмульсионной вкрапленности. Центральная часть полиметаллических жил сложена карбонатом в ассоциации с рудными минералами: сфалеритом, халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, пиритом, галеновисмутином.

Из нерудных минералов присутствует в незначительном количестве мелкозернистый кварц, который образует скопления в зернистой карбонатной массе. С кварцем ассоциируется в незначительном количестве тонко-чешуйчатый серицит.

Химический анализ чисто отобранной пробы карбоната показывает следующее содержание компонентов (анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР).

Таблица 18

Аналитик С. Дехтрикян.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O+K ₂ O	CO ₂	Сумма
2,12	0,86	1,63	1,59	0,10	7,06	4,77	0,84	41,08	100,5

Карбонат полиметаллической стадии по составу соответствует магнезиальному кальциту, загрязненному незначительным количеством железа. Обычно карбонат имеет отчетливо зернистое строение, но кое-где образует хорошо выраженные колломорфные структуры (рис. 74) с характерным почкообразно-фестончатым строением и нарастает на призматические кристаллы кварца.

Под микроскопом концентрические зоны карбоната имеют скрыто кристаллическое строение, с удалением от центра эти зоны приобретают грубобучистое строение, которое затем переходит в явно кристаллическую зернистую структуру.

В отличие от раннего периода полиметаллической минерализации, в более поздних выделениях сфалерит преобладает над халькопиритом. Текстура обычно пятнистая, характеризующаяся выделениями изолированных аллотриоморфнозернистых агрегатов, с незакономерными очертаниями и извилистыми границами.

Обычно сфалерит и халькопирит тесно срastaются друг с другом.

Галенит и блеклая руда крупных самостоятельных выделений не образуют и пространственно приурочены к выделениям сфалерита и халькопирита.

Сфалерит довольно интенсивно развивается по карбонату. Проникает в карбонат, часто окружает и заключает в себе отдельные его участки. Сфалерит срastaется почти со всеми рудными минералами: пиритом, халькопиритом, галенитом и блеклой рудой. Пирит разъедается и замещается сфалеритом, на отдельных участках последний проникает во внутренние части пиритовых кристаллов. По отношению к халькопириту сфалерит является более ранним.

В некоторых прожилках халькопирит в виде каймы нарастает на выделения сфалерита. Обычно же крупные сфалеритовые выделения пересекаются прожилками халькопирита. Разъедание сфалерита халькопиритом с остатками от замещения, а также пересечение в виде прожилок наблюдается довольно часто (рис. 75).

Подобные же взаимоотношения сфалерита с блеклой рудой и галенитом позволяют и в данном случае считать, что сфалерит образовался раньше вышеперечисленных минералов.

Халькопирит, так же как и сфалерит, образует сплошные выделения в карбонатной массе, развиваясь зачастую по карбонату. Образует также эмульсионную вкрапленность в сфалерите; иногда она развита только в краевых участках сфалеритовых выделений, и кое-где в виде полосы очерчивает зерна сфалерита. Нередко эмульсионные выделения достигают значительных размеров. В таких случаях очертания их прямолинейны и угловаты, по-видимому, благодаря тому, что в результате распада они выделялись в промежутках зерен сфалерита. В основном халькопирит выделялся раньше присутствующих здесь же галенита и блеклой руды.

Выделяется и третья более поздняя генерация халькопирита, образованная позже чем галенит, образующая краевые каемки вдоль выделений галенита, а также развивающиеся по нему.

Галенит имеет относительно небольшое значение, однако распространен широко. Образует небольшие выделения, зачастую же сплошные поля. Является наиболее поздним минералом в этой стадии минерализации. Развивается по всем минералам и включает их остатки от замещения.

Блеклая руда в отличие от существовавших ранее представлений встречается довольно часто, но так же как и галенит, не имеет большого значения.

Химический анализ чисто отобранной пробы блеклой руды показывает следующее содержание компонентов (анализ произведен в лаборатории ИГН АН АрмССР):

Таблица 19

Аналитик С. Дехтрикян							
Элементы	Cu	Sb	Zn	Fe	As	S	Сумма
Содержание в %	34,733	22,63	6,55	3,60	2,44	31,37	101,33

Результаты химического анализа блеклой руды свидетельствуют, что она по составу соответствует сурьмяной разности — тетраэдриту.

Алабандиновая стадия

Алабандин впервые на месторождении обнаружен и описан нами [16].

Резкое отличие минералогии алабандиновых прожилков от минералогического состава прожилков предшествующих стадий, обусловленное значительным изменением химизма гидротермальных растворов, позволяет выделить их в обособленную стадию минерализации.

Рудные тела этой стадии представлены мелкими жилами и прожилками, сложенными в основном из алабандина в тесной ассоциации с пиритом и мельниковитом. Из остальных рудных минералов отмечено присутствие халькопирита, сфалерита, галенита и гораздо реже блеклой руды и энаргита. Жильные минералы представлены родохрозитом, манганкальцитом и гидрокарбонатом.

Соотношение между жильными минералами, в основном родохрозитом и алабандином, весьма различное. Местами весь прожилок сложен из алабандина, чаще же, в основном, он состоит из карбоната, в котором развиты небольшие выделения алабандина.

Наблюдается замещение родохрозита алабандином и пересечение алабандина многочисленными прожилками родохрозита.

В основном минерализация началась с отложения родохрозита, об этом свидетельствуют обычно широко развитые полосы родохрозита вдоль зальбанд алабандиновых жилок. Местами для родохрозита отмечается отчетливо выраженное колломорфное строение с отдельными зонально-концентрическими почками. По-видимому, это обусловлено резким повышением в растворах содержания марганца и его выпадение в виде колло-

морфно-зональных образований, в которых происходит чередование аморфных зон со скрытокристаллическими, постепенно переходящие в явно зернистые структуры.

По отношению к ранней генерации родохрозита алабандин является более поздним образованием, так как обычно заполняет пустотки, выполненные концентрически зональными образованиями родохрозита (рис. 76).

Алабандин образует довольно крупные выделения с гипидиоморфно-зернистой структурой, с зернами, достигающими иногда 1 см. Последние зачастую имеют вытянутые очертания. Нередко в шлифах обнаруживает хорошо выраженные трещины спайности и треугольники выкрашивания.

С алабандином тесно ассоциируются также макроскопически черного цвета с колломорфным строением гидрокарбонат марганца и колломорфный пирит.

Отмечены совместные колломорфные отложения алабандина с мельниковит-пиритом. Зональные колломорфные структуры этих образований обычно параллельны очертаниям алабандина, к тому же местами мельниковит-пирит очерчивает выделения алабандина, образуя структуры краевых каемок или же гелевидные выделения мельниковит-пирита параллельны очертаниям алабандина.

Химический анализ алабандина, произведенный в химлаборатории ИГН АН АрмССР, показывает следующий состав:

Таблица 20

Аналитик С. Дехтрикян

Элементы	Fe	Mg	Mn	S	Сумма
Содержание в %	0,09	3,37	59,67	36,35	99,68

Результаты химического анализа свидетельствуют о том, что наш минерал весьма близок по составу к теоретическому химическому составу алабандина. Однако в анализе алабандина Дастакерта имеется значительное количество Mg, что допустимо, если принять во внимание, что Mg может изоморфно замещать Mn в кристаллической решетке этого минерала (содержание серы в химическом анализе точно соответствует теоретическому значению).

Пирит имеет широкое развитие в этой стадии и в основном представлен мельниковитом и мельниковит-пиритом. Явно кристаллический пирит имеет небольшое распространение. В основном мельниковит ассоциирует с родохрозитом и гидрокарбонатом марганца, с которыми он образует зонально колломорфные структуры. Мельниковит-пирит ассоциируется также и с более поздним родохрозитом, с которым он зачастую в виде густой сети прожилков сечет выделения алабандина и колломорфного родохрозита. Для мельниковита отмечаются различные степени кристаллической зрелости.

Обычно периферийные части прожилков сложены из мельниковита, центральная их часть из мельниковит-пирита. Выделения родохрозита и мельниковит-пирита в виде прожилков связаны с микроподвижками, происшедшими после формирования алабандина. Обычно такой родохрозит интенсивно развивается по алабандину и, кроме того, образует вокруг него оторочку мелкозернистого агрегата, а с удалением от контакта с алабандином зернистость родохрозита резко повышается.

С алабандином тесно связан халькопирит, имеющий незначительное распространение и образующий небольшие выделения. Как правило, ассоциируется с мельниковит-пиритом в прожилках позднего кристаллического родохрозита. Обычно разъедает пирит и в виде тонких прожилков проникает в него. Халькопирит ассоциируется также со сфалеритом, в котором образует богатую эмульсионную вкрапленность, а также в виде языков проникает и разъедает сфалерит. Сфалерит имеет также ограниченное распространение и, как и халькопирит, ассоциирует с мельниковитом.

Блеклая руда представлена весьма слабо. Образует редкую вкрапленность; местами ее небольшие скопления тесно сростаются с халькопиритом.

Галенит по сравнению с остальными минералами распространен несколько больше, образует относительно небольшие выделения и в виде языков проникает в алабандин.

Энаргит встречается весьма редко и образует небольшие зерна в полях алабандина.

Карбонатная стадия

Карбонатная стадия является самой последней стадией минерализации. Имеет незначительное развитие, однако встречается довольно часто.

В основном карбонатные прожилки состоят из карбоната, незначительного количества мелкозернистого, криптокристаллического кварца.

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В СВЯЗИ СО СТАДИЯМИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Гидротермальная деятельность в рудном поле проявлялась в течение длительного времени, и результатом ее явились описанные стадии минерализации, свидетельствующие о пульсирующей деятельности застывающего магматического очага и изменении состава гидротермальных растворов во времени.

В тесной связи с различными стадиями оруденения претерпевают различное по характеру гидротермальное изменение и вмещающие породы.

В табл. 21 приводится схема последовательности стадий минерализации и связанное с ними гидротермальное изменение пород.

Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления
Медно-полевошпатовая	Полевошпатизация	—
Медная	Окварцевание	—
I медно-молибденовая	Окварцевание с серицитизацией	—
II медно-молибденовая	Серицитизация	—
Медно-карбонатная	Эпидотизация, хлоритизация	—
Кварц-пиритовая	Серицитизация с адуляром	—
Кварц-пирит-сфалеритовая	Не проявляется	—
Полиметаллическая	Серицитизация с карбонатизацией	—
Алабандиновая	Не проявляется	—
Карбонатная	Не проявляется	—

Не останавливаясь более подробно на особенностях каждого типа гидротермального изменения*, отметим лишь наиболее общие особенности околорудного изменения на Дастакертском месторождении.

1. Каждой стадии минерализации соответствует свой специфический тип гидротермального изменения пород.

2. От ранних стадий к более поздним намечается следующая последовательность в изменении вмещающих пород.

Наиболее ранние стадии минерализации вызывают развитие наиболее высокотемпературного изменения пород. С падением температуры образования стадий гипогенной минерализации, изменяется и характерная ассоциация минералов, слагающих измененные породы. Если для наиболее ранней медно-полевошпатовой стадии присуща высокотемпературная полевошпатизация, то для медной стадии характерно окварцевание. Для более низкотемпературной I медно-молибденовой стадии наряду с кварцем большая роль принадлежит серициту.

Затем роль кварца падает, и во II медно-молибденовой стадии преобладающее значение имеет уже серицит.

Для медно-карбонатной стадии характерна эпидотизация с хлоритизацией. С кварц-пиритовой стадией идет развитие серицитизации в ассоциации с низкотемпературным адуляром.

И, наконец, в полиметаллической стадии в условиях значительной роли карбоната отмечается весьма интенсивная карбонатизация. Последняя следует за первой волной серицитизации, характерной для начального периода полиметаллической стадии.

Таким образом, последовательная смена стадий гипогенной минерализации от высокотемпературных к более низкотемпературным, влечет за собой соответственно и различия в изменении вмещающих пород.

3. В образовании измененных вмещающих пород отмечается весьма большая роль серицита. Серицитизация присуща значительному числу

* Гидротермально измененные породы Дастакертского месторождения изучены и подробно описаны в опубликованной статье автора [18].

стадий. Такую устойчивость серицита, по-видимому, следует объяснить значительным температурным интервалом его образования, а также щелочным характером растворов, сохраняющимся в течение всей гидротермальной минерализации.

4. Интенсивность проявления гидротермального изменения пород возрастает от ранних стадий к более поздним. Однако существует (см. таблицу 21) максимум, после которого происходит значительное убывание интенсивности околорудного изменения.

5. Несмотря на то, что околорудное изменение проявляется в различных типах пород (гранодиоритах, роговиках, диабазах), тем не менее характер изменения в них сохраняется. Так, например, при серицитизации отличие заключается в том, что в более основных породах (диабазах), богатых Са, отмечается и более обильное присутствие карбоната, в менее основных (роговиках) небольшое его присутствие и, наконец, в кислых породах (гранодиоритах) карбонат почти полностью отсутствует.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Наиболее важным вопросом генезиса месторождений является вопрос изучения генетической связи оруденения с интрузивными породами и условий (глубина и температура) формирования месторождения.

За последнее время в геологической литературе весьма остро поставлен вопрос об установлении критериев, доказывающих генетическую связь оруденения с интрузиями.

Ф. И. Вольфсон [14], разбирая вопрос о генетической связи интрузии с оруденением, выдвигает ряд основных критериев:

1. Пространственное тяготение гидротермальных рудных месторождений к определенным интрузивным массивам.

2. Совпадение во времени образования интрузивных массивов и рудных месторождений.

3. Переходы в пространстве или в минералогическом составе между магматическими образованиями и рудными месторождениями.

4. Установление для различных регионов мира преобладающих ассоциаций определенных типов месторождений с определенными группами изверженных пород с характерными для них петрохимическими особенностями.

Х. М. Абдуллаев в своей работе «Генетическая связь оруденения с интрузивными породами» наряду с этими критериями выдвигает еще ряд других, к числу которых могут быть отнесены следующие:

1) Соответствие определенным фаціальным интрузивным комплексам определенных ассоциирующих с ними постмагматических комплексов.

2) Геохимическая связь между составом интрузивных пород и составом постмагматических месторождений, особенно в отношении наиболее характерных элементов (щелочи, кремнезем, железо).

3) Зональность пространственного расположения различных классов и типов постмагматических месторождений по отношению к интрузивам, как к источникам рудной минерализации.

4) Связь определенных типов постмагматических месторождений со столь же определенными типами геологических структур и др.

Для Дастакертского месторождения оруденение может быть связано либо со среднезернистыми гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, либо с порфировидными гранодиоритами, развитыми в восточной части района и относящимися к одному и тому же циклу интрузивной деятельности.

Вопрос пространственного тяготения гидротермальных рудных месторождений к определенным интрузивным массивам решается определенно в пользу среднезернистых гранодиоритов и кварцевых монцонитов.

Громадное большинство медно-молибденовых месторождений и проявлений таких, как Пюсекское, Алишарское, Софулинское, Чичаглинское приурочено к среднезернистым гранодиоритам. Само Дастакертское месторождение залегает в провесе кровли, зажатой между двумя интрузивными куполами гранодиоритов. Оруденение охватывает и интрузивные купола.

В отличие от среднезернистых гранодиоритов порфировидные гранодиориты лишены рудопроявлений, за исключением весьма слабой медной и молибденовой вкрапленности.

Что касается вопроса совпадения во времени рудной минерализации с внедрением магматических масс или определенных их дифференциатов, то прямых данных о связи с определенным типом пород нет.

Для Дастакертского месторождения может быть установлена следующая последовательность событий, начиная от процесса внедрения интрузий до образования гидротермального оруденения: 1) внедрение гранодиоритовой интрузии, 2) образование контактово-метасоматических пород в ореоле интрузии, 3) формирование в первую очередь пегматитов, пегматоидных образований, затем аплитов, 4) внедрение основных даек в порядке повышения их основности, 5) образование кварц-магнетитовых, кварц-полевошпатовых жил с турмалином и эпидотом, 6) образование рудной минерализации.

В этой последовательности магматические массы и связанные с ними дифференциаты древнее, чем рудная минерализация и установить их временную связь представляется возможным, если учитывать то обстоятельство, что пегматиты во многих случаях несут медное оруденение.

Таким образом, связывающим звеном между магматическими массами и рудной минерализацией являются пегматиты.

Впервые положение о том, что пегматиты являются промежуточными образованиями между изверженными породами и рудными жилами, было высказано в 1944 г. А. Н. Заварицким, который считает, что в условиях повышенного внешнего давления магма обогащается летучими компонентами, которые затем образуют пегматиты и рудные жилы. При этом, по видимому, имеется в виду постепенный переход пегматитов в рудные жи-

лы. По этому вопросу А. Н. Заварицкий пишет: «Как уже было сказано, те же выделения из застывшей магмы представляют и носители рудного вещества, переходящего в рудные месторождения, связанные с этой магмой. Эти растворы, прежде чем покинуть массу горной породы, их породившую, так сказать, задерживаясь в ней, приводят к образованию пегматитов в ее отдельных местах, вдоль трещин в жилах, образованных последними затвердевающими частями магмы. Вынесенные ими вещества на пути от массива остывающей породы к поверхности образуют разнообразные рудные жилы и залежи».

Таким образом, по мнению А. Н. Заварицкого, пегматитовые дайки представляют собой образования самой последней стадии магматического процесса, предшествующие гидротермальному оруденению.

Внедрением основных даек, в промежутке времени между образованием пегматитов и рудной минерализацией, иногда нарушается принятая схема последовательности развития всего месторождения.

Нам представляется, что в громадном большинстве случаев пегматиты древнее основных и лампрофировых даек. По этому вопросу Ф. И. Вольфсон [13] пишет: «Характерно при этом, что все типы пегматитов образуются до внедрения даек габбро-диабазов и диабазовых порфири-тов, которые во всех наблюдаемых случаях секут пегматитовые рудные тела».

Выявление такой закономерности возрастных взаимоотношений между пегматитами, основными дайками и оруденением невольно наводит на вопрос о месте и глубине отделения пегматитовых флюидов, основных даек и рудоносных растворов.

Пегматиты и аплиты, как правило, приурочены к трещинам разрыва, развитым в гранодиоритовом массиве. Обычно они имеют небольшую мощность и протяженность и за пределы интрузии не выходят. Таким образом, локализация аплит-пегматитовой стадии обусловлена тектоникой застывающей интрузии.

Отсюда естественно предположить, что аплиты и пегматиты в основном связаны с периферийными частями застывающей интрузии, в то время как основные дайки и рудоносные растворы являются продуктами более глубоко протекающей дифференциации гранодиоритовой интрузии.

Наличие же минерализованных пегматитов в некотором отношении подтверждает положение о переходе в пространстве или минералогическом составе пегматитовых пород и рудных месторождений. Переход в пространстве пегматитов в рудные тела обусловлен развитием флюидов в пространстве.

На примере Дастакерта переход и развитие флюидов в пространстве не намечается и, наоборот, подтверждается положение о развитии флюидов во времени. По-видимому, минерализация пегматитов, сходная с минерализацией рудных месторождений, развита гораздо чаще, чем пространственный или минералогический переход пегматитов в рудные тела.

Следует отметить, что к числу критериев, доказывающих генетическую связь оруденения с интрузиями, надо отнести и наличие оруденелых

пегматитов, несущих сходную с рудными месторождениями минерализацию. Отсюда следует, что оруденение генетически ближе не к порфиоровидным гранодиоритам, а к среднезернистым гранодиоритам и кварцевым монзонитам.

Определение глубины формирования месторождений должно быть выполнено на основе анализа всех геологических данных (особенности строения вмещающей среды, характера самого месторождения и др.).

П. М. Татаринов и И. Г. Магакьян, предложив новую классификацию постмагматических месторождений, все рудные месторождения подразделяют на 1) месторождения умеренных и частью значительных глубин и 2) месторождения малых глубин [40].

В качестве наиболее важного критерия для выяснения вопроса о глубине образования месторождения считается пространственная связь с интрузивными породами соответствующей глубины. Естественно, что в пространственной связи с интрузиями умеренных и значительных глубин будут находиться, главным образом, месторождения соответствующей глубины, а в пространственной связи с близповерхностными интрузиями будут представлены месторождения малых глубин.

Ранее, на основе ряда особенностей, было показано, что среднезернистые гранодиориты, с которыми мы связываем медно-молибденовое оруденение Дастакерта, имеют более глубинный характер, по сравнению с порфиоровидными гранодиоритами. Отсюда, Дастакертское месторождение, генетически связанное со среднезернистыми гранодиоритами, должно иметь характерные особенности месторождения, сформированного на умеренных глубинах.

Наиболее характерной особенностью Дастакертского месторождения является многостадийность проявления минерализации. Здесь отмечается последовательный ряд минералогических ассоциаций, сменяющихся во времени.

Нами выделяется 10 стадий минерализации, отчетливо обособленных пространственно и явно разновременных. Очевидно, что такой растянутый процесс минерализации был обусловлен условиями дифференциации, что возможно на значительных глубинах. Наличие оруденелых пегматитов также свидетельствует о развитии магматической дифференциации на значительных глубинах; в интрузиях малых глубин пегматиты обычно не образуются, а А. Е. Ферсман (1940) определенно считает, что пегматиты образуются на глубинах между 3—8 км.

Следует отметить, что пространственная связь определенных фаций постмагматических месторождений с определенными фациями интрузивных пород является одним из критериев, доказывающих генетическую связь оруденения с интрузией.

Следующим важным моментом в формировании всего медно-молибденового оруденения района и, в частности, Дастакертского месторождения является структурный контроль.

Преыдушие исследователи отмечали первостепенное значение структурного контроля, однако в основном оруденение они связывали с круп-

ными региональными нарушениями, имеющими значительное протяжение, и амплитуду смещения.

Детальное геологическое картирование района выявило ошибочность представления о наличии крупных региональных дизъюнктивных нарушений. В действительности, в районе развиты зоны дробления, к которым тяготеют медно-молибденовые месторождения и проявления. Зоны эти представляют собой участки со значительным развитием многосистемных трещин, среди которых встречаются нарушения со значительной амплитудой смещения — максимум до 50—60 м, а также зона смятий, с относительно незначительным смещением. Многосистемность трещин в зоне дробления и пересечение одной системы трещин другой является доказательством частых повторений подвижек в этих зонах. При этом нарушения имеют различный характер подвижек и принадлежат к различным генетическим типам (трещины скола и разрыва).

В общем для зоны дробления характерны значительная подвижность и живучесть. Тектонические подвижки постоянно сопутствовали гидротермальной деятельности и являлись одновременно рудоподводящими каналами. Во многих случаях при образовании благоприятных условий (открытие полостей) они являлись также и локализирующими структурами.

Следует отметить, что зона дробления развивалась стадийно, т. е. отдельные ее участки формировались в различные периоды гидротермальной деятельности, в результате чего отдельные участки несут различный характер минерализации. К примеру, на центральном участке месторождения развиты структуры, локализирующие медное и медно-молибденовое оруденение, в то время как севернее на участках шт. 18, 17, 30 и 31 развиты нарушения, локализирующие пиритовое оруденение.

Наиболее характерной структурной особенностью Дастакертского месторождения является отчетливое обособление различных стадий минерализации в пространстве и во времени. При этом отмечается различный характер тектонических подвижек и различие в особенностях и условиях их локализации.

Наиболее ранняя медно-полевошпатовая стадия локализована в мелких трещинах разрыва северо-восточного простирания. Следующая за ней медная стадия выявляет весьма отчетливую приуроченность к зонам развития разрывных нарушений. В этом, по-видимому, причина относительно широкого площадного развития медного оруденения по сравнению с медно-молибденовой стадией, локализованной в трещинах скола, и в этом же основное структурное различие медного оруденения, локализованного в трещинах разрыва и медно-молибденового — в трещинах скола. Зоны разрывных нарушений представляют как самостоятельные образования, так и трещины оперения северо-западных сколовых нарушений. Зоны разрывных нарушений обычно развиты в блоках между диабазовыми дайками. В этом случае диабазы являлись барьером для их распространения. В некоторых случаях в лежащем крыле диабазовых даек развивается богатое брекчиевидное оруденение, обусловленное, по-видимому, дроблением вдоль дайки при повороте общей структуры разрывных нарушений.

Отмечаются также случаи, когда дайки выполняют роль гасителей разрывных нарушений.

Последующее медно-молибденовое оруденение приурочено к сколовым нарушениям близширотного простирания. Нарушения эти носили характер взбросо-сдвигов, в результате чего вдоль широтных участков контролирующих нарушений открывались наиболее благоприятные полости, а участки северо-западного простирания, наоборот, оставались зажатыми.

Медно-молибденовая стадия, развитая в гранодиоритах, локализована также в оперяющих трещинах разрыва, сопряженных с крупными сколовыми нарушениями сбросового типа.

Медно-карбонатная стадия имеет широтное простираие и локализована в разрывных нарушениях.

Кварц-пиритовая стадия имеет весьма широкое развитие в рудном поле: она приурочена к сравнительно крупным сколовым структурам северо-западного простирания, расположенным кулисообразно друг к другу.

В кварц-пирит-сфалеритовую стадию намечается резкое изменение плана деформации; происходят сдвиговые подвижки северо-восточного простирания, смещающие ранее образованные структуры.

В последующую полиметаллическую стадию трещинообразования плоскость деформации восстанавливает свою прежнюю ориентировку. В некоторых случаях отмечаются повторные подвижки по старым северо-западным нарушениям, примерно с таким же характером смещения.

Своеобразно протекала и минерализация на Дастакертском месторождении.

Наличие пегматитов с халькопиритовым оруденением является прямым признаком значительной обогащенности гранодиоритовой магмы медью, которая в значительном количестве отделилась в пегматитовый расплав еще в наиболее раннюю стадию становления интрузии. В дальнейшем превалирующая роль меди в течение всей минерализации подчеркивается весьма отчетливо.

Затем происходит внедрение жильных дериватов от аплитов до квантитов. Следует отметить, что даже аплитовые жилы несут иногда редкую вкрапленность и включения халькопирита.

После внедрения жильного комплекса, минерализация начинается образованием минералов пневматолитовой стадии, которая хотя и имеет незначительное и локальное развитие, но тем не менее отражает характер минерализации в ранние стадии гидротермального этапа, обогащенные в значительной мере летучими соединениями.

В этот период развиваются кварц-магнетитовые, а также кварц-полевошпатовые прожилки с турмалином и эпидотом. Затем следует уже типичный гидротермальный этап, обогащенный в значительной степени металлами.

Наиболее характерная особенность гидротермального этапа заключается в многостадийности при постепенном падении температуры каждой последующей стадии.

Самая ранняя медно-полевошпатовая стадия образована при сравнительно высокой температуре, о чем свидетельствует широкое развитие полевого шпата в качестве жильного минерала; с ним ассоциируются халькопирит и молибденит.

В последующей медной стадии преобладающая роль принадлежит кварцу, слагающему прожилки и повсюду сопровождающему рудные минералы.

Далее, в медно-молибденовых стадиях преобладающая роль принадлежит кварцу и серициту, причем последний является здесь доминирующим минералом.

В последующие стадии роль кварца и серицита резко падает, на смену приходят хлорит и карбонат, ассоциирующие с низкотемпературным шашечным кварцем.

Вместе с жильными минералами тесно ассоциируются и рудные минералы. Молибденит является одним из самых распространенных минералов. В наиболее раннюю стадию минерализации значение его ограниченное. Присутствует в виде отдельных мелких чешуек в зальбандах прожилков. В последующую медную стадию роль молибденита несколько повышается, в результате в участках, наиболее обогащенных медью, намечается и значительное обогащение молибденом. При этом соотношение молибдена и меди примерно сохраняется на одном уровне. В медно-молибденовую стадию роль молибдена резко повышается, в результате намечаются совершенно иные соотношения молибдена и меди; при увеличении содержания обоих металлов намечается тенденция нарастания этого соотношения в пользу молибдена.

Как правило, молибденит выпадает из раствора первым, однако отмечается и более поздняя генерация молибденита, по-видимому, связанная с тем, что молибден привносился в течение всего периода циркуляции.

В последующую II медно-молибденовую стадию роль молибденита несколько падает. Сравнительно незначительно его содержание в медно-карбонатной стадии. В последующих стадиях минерализации молибденит не отмечается.

Халькопирит является наиболее распространенным минералом месторождения, максимум его развития падает на медную стадию, в последующие стадии роль его несколько падает, однако присутствует он во всех стадиях минерализации.

Висмутин и медно-висмутовые минералы ведут себя аналогично молибдениту. Они отмечаются в тех стадиях, где развит молибденит, и максимум их развития также падает на медно-молибденовую стадию.

Несколько иначе ведет себя пирит. Как правило, наиболее ранние стадии минерализации бедны пиритом, и его более значительные скопления могут быть объяснены резким повышением концентрации серы в растворах, что приводит к нарушению равновесия в растворах между Fe и S. В дальнейшем избыточное содержание S связывается с железом и вместо халькопирита образуются борнит и пирит. Количество пирита рез-

ко повышается в более поздние стадии минерализации. По-видимому, это связано с общим повышением концентрации серы и Fe в растворах.

Повышение концентрации серы приводит к выпадению сернистого соединения Mn в виде алабандина вместе с мельниковит-пиритом.

Борнит, как правило, представлен в наиболее ранних стадиях минерализации и образование его, по-видимому, было связано с избытком Cu и недостатком Fe в растворах. Любопытно, что его содержание также повышается с повышением содержания пирита в ходе развития минерализации.

Блеклая руда представлена как в ранних стадиях оруденения, так и в более поздних. При этом в ранних стадиях минерализации развит теннантит, а в более поздних относительно более низкотемпературный тетраэдрит.

Сфалерит и галенит значительное развитие имеют только в полиметаллическую стадию, хотя присутствие сфалерита отмечается и в медно-молибденовых стадиях.

Таким образом, наличие молибденита во многих стадиях минерализации, вплоть до появления карбонатов, свидетельствует о большой растянутости процесса минерализации, что связано с медленной дифференциацией источника оруденения.

Как видно из схемы количественного соотношения основных рудных минералов в стадиях минерализации (рис. 77), по времени выноса из очага основная масса молибдена несколько отстает от выноса основной массы меди.

МИНЕРАЛЫ СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ	Молибденит	Халько- пирит	Висмутит и медно-вис- мутовые	Пирит	Борнит	Блеклая руда	Сфалерит	Галенит
Медно-пиритовая	+++	++++						
Медная	++++	++++	++++	+++	++++	++++		
I ^{ая} медно-молибденов.	++++	++++	++++	++++	++++	++++	+++	
II ^{ая} медно-молибденов.	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++
Медно-карбонатная	+++	++++	+++	++++				
Кварц-пиритовая		+++		++++				
Кварц-пирит-сфалер		++++		++++		++++	++++	+++
Полиметаллическая		++++		++++		++++	++++	++++
Алабандиновая		+++		++++			+++	+++
Карбонатная							+++	+++

Рис. 77. Схема количественного соотношения минералов в различных стадиях минерализации.

В. А. Николаев [32] считает, что рудообразующие компоненты покидают магму в газовом состоянии, в виде летучих соединений и отделение этих соединений от магмы связано с ограниченной растворимостью их в магме, что приводит к пересыщению и несмешиваемости.

По мнению В. А. Николаева, отделение этих летучих соединений аналогично процессу ликвации. Естественно предположить, что в условиях примерно одинаковой растворимости в магме, предела растворимости и несмешиваемости достигнут раньше всего те соединения, которых в магме

много и в первую очередь отделяться от магмы именно соединения этих элементов.

По этому вопросу В. А. Николаев пишет: «Таким образом, состав дистиллятов может существенно определиться не относительной летучестью различных компонентов и соединений в магме, а их степенью растворимости в магме». Отсюда становится понятной причина такого отставания времени выноса основной массы молибдена от выноса меди, а именно — различная степень обогащенности магмы этими элементами, резкое количественное преобладание меди над молибденом.

Говорить о характере соединений, переносящих рудные компоненты, не представляется возможным. Наиболее возможными из соединений, осуществляющих миграцию молибдена, являются хлористые и фтористые соединения. Однако отсутствие фтор- и хлорсодержащих минералов говорит не в пользу участия таких соединений в миграции рудных компонентов. Опыты Н. И. Хитарова [42] позволяют предполагать о переносе Mo в виде комплексных соединений типа гетерополикремневых кислот.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАСТАКЕРТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С НЕКОТОРЫМИ ДРУГИМИ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

Среди всех генетических типов месторождений молибдена Дастакертское месторождение по характеру оруденения, по отношению к интрузивным массивам, глубине образования и температуре отложения рудных минералов может быть отнесено к группе среднетемпературных месторождений, формирование которых происходило на средних глубинах.

К группе среднетемпературных месторождений молибдена могут быть отнесены следующие рудные формации, выделенные Н. А. Хрущовым:

- 1) молибденит-пиритовая,
- 2) молибденит-турмалиновая,
- 3) молибденит-халькопиритовая.

Наибольшее значение среди этих рудных формаций принадлежит молибденит-пиритовой формации, имеющей исключительное значение в мировой добыче молибдена. Преобладающая роль этой формации обусловлена исключительно благодаря колоссальным запасам месторождения Клаймакс, которое в настоящее время вырабатывает 90% всей добычи молибдена в капиталистических странах. К этой формации принадлежит и ряд месторождений Советского Союза: Первомайское, Умальтинское, Давендинское в Забайкалье и другие небольшие месторождения.

Молибденит-турмалиновая формация имеет сравнительно небольшое значение среди молибденовых месторождений. К этой группе месторождений относятся месторождения золото-турмалинового пояса северо-восточных районов СССР и Забайкалья и целая группа крупных медно-турмалиновых месторождений в Америке (Мексике и Чили).

По своему значению после молибденит-пиритовой формации идет большая группа месторождений молибденит-халькопиритовой формации,

одним из характерных представителей которой является Дастакертское месторождение.

Наиболее близко к Дастакертскому месторождению по своему вещественному составу руд стоит Каджаранское месторождение. Однако в структурном отношении эти месторождения резко отличаются друг от друга, что обусловлено различием геологической обстановки их формирования: в Каджаране огромный, единый штокверк контролируется крупным Таштунским разломом, висячем крыле которого и находится месторождение; последнее, находясь в однородных породах, монцонитах, развивается на довольно значительную глубину. На Дастакертском месторождении оруденение контролируется зоной дробления, состоящей из серии параллельных нарушений, пересекающих как массив гранодиоритов, так и останец кровли. Обусловленное неоднородностью строения рудного поля, оруденение в основном сконцентрировано в роговиках, и в сущности не переходит в гранодиориты, что, по-видимому, связано, главным образом, со значительной способностью роговиков к дроблению. Для обоих месторождений, как, впрочем, и для других медно-молибденовых месторождений Армянской ССР, характерно одно и то же соотношение даек с оруденением: отчетливо намечается последайковое оруденение и, кроме того, оруденение, как правило, концентрируется в междайковом пространстве. При этом дайки сами не раздроблены и гидротермально не изменены, между тем как вмещающие породы, несущие оруденение, являются интенсивно раздробленными.

Несмотря на значительное сходство в минералогическом составе руд этих двух месторождений, следует отметить весьма существенные различия в особенностях их минерализации. Если минерализация на Каджаранском месторождении начинается с привноса основной массы молибдена, после чего следует стадия существенно медная, то на Дастакертском месторождении порядок концентрации элементов существенно иной: здесь первые стадии минерализации являются медными, после которых следуют стадии молибденовые.

В структурном отношении наиболее близким к Дастакертскому месторождению стоит Анкаванское (Мисханское) медно-молибденовое месторождение. Согласно исследованиям П. Д. Яковлева (1956), оруденение здесь контролируется серией относительно небольших нарушений широтного и северо-восточного простирания. При этом прожилковые зоны представляют собой трещины оперения сколовых нарушений. Отличительной особенностью Дастакерта по сравнению с Анкаваном является то, что в Дастакерте для каждой стадии минерализации характерен свой тип тектонических нарушений, пространственно разобщенных. На Анкаванском месторождении последующие подвижки приспособлялись и унаследовали старые тектонические швы. Здесь, так же как и в Дастакерте, устанавливается многостадийный характер минерализации.

Из месторождений других районов Советского Союза наиболее близким к Дастакерту является месторождение Алмалык, залегающее среди поздневарийских гранодиорит-порфиоров и сиенитов, прорывающих мета-

морфические сланцы. Рудное тело Алмалыка имеет, по данным А. В. Королева, трубчатую форму и характеризуется развитием прожилков и вкрапленности халькопирита с пиритом и молибденитом.

Подобные же геологические условия формирования месторождения имели место и для Коунрадского месторождения: оруденение здесь концентрируется в апикальной части штока гранодиорит-порфира, подвергнутого окварцеванию и серицитизации (вторичные кварциты), с которыми связана интенсивно вкрапленная медно-молибденовая минерализация.

Из иностранных месторождений наиболее близким по геологическим условиям формирования, вещественному составу руд является месторождение Бингхем в штате Юта США. Здесь небольшой шток монцонит-порфира прорывает известняки и кварциты карбона. Шток монцонит-порфира интенсивно гидротермально изменен и минерализован прожилками и вкрапленностью медно-молибденового оруденения. Помимо прожилково-вкрапленного оруденения отмечаются также мощные кварцевые жилы с молибденитом и халькопиритом.

К этому же типу рассеянных среднетемпературных месторождений принадлежит и наиболее крупное молибденовое месторождение мира — Клаймакс, руды которого существенно отличаются от руд Дастакертского месторождения, хотя геологическая позиция этих месторождений весьма близка.

Руды Клаймакса являются существенно молибденовыми, без промышленного содержания меди. Рудное тело имеет трубообразную форму, представлено тремя концентрическими зонами. Внешняя зона, сложенная окварцованными и серицитизированными гранито-гнейсами с вкрапленниками магнетита и молибденита, постепенно переходит в рудную зону, расчлененную тонкими прожилками кварца и ортоклаза с молибденитом и пиритом. Молибденит часто тонко рассеян, распылен в кварце. В дальнейшем рудная зона постепенно переходит в центральное ядро, сложенное уже из сливного безрудного кварца.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В изученном районе выделяются четыре стратиграфо-литологических комплекса: 1) палеозойский, 2) нижнеэоценовый, 3) среднеэоценовый, 4) мио-плиоценовый. Они характеризуются различной степенью дислоцированности и стратиграфическим положением.

2. В тесной связи с развитием складчатости в районе развивается и магматическая деятельность:

а) в период интенсивной складчатости района развивается послесреднеэоценовый гранитоидный цикл «батолитовых» интрузий, в пределах которого на основе пересечения ранних фаз более поздними выделяются пять фаз внедрений в следующей последовательности: 1) габбро, габбро-диориты, 2) граносиениты, 3) кварцевые диориты, 4) гранодиориты, кварцевые монзониты, 5) порфиroidные гранодиориты;

б) в условиях консолидированной складчатости развиваются гипабиссальные малые и дайковые интрузии, локализация которых в значительной степени обусловлена проявлением дизъюнктивных нарушений. Отмечается следующая последовательность внедрений: 1) габбро-порфириты, диорит-порфириты, 2) кварцевые порфиры;

в) в завершающие стадии развития геосинклинали в период ее замыкания развивается экструзивная деятельность, обусловленная выходом магмы на дневную поверхность. Возрастная последовательность проявлений отдельных фаз устанавливается на основе взаимоотношений с континентальными отложениями.

Отмечается следующая последовательность внедрений: 1) андезиты, 2) андезито-дациты, 3) липарито-дациты.

3. В контакте гранодиоритовой интрузии с вулканогенными породами образуется ореол контактово-метасоматических роговиков с различным минералогическим составом. Выделяются следующие разновидности роговиков:

- а) плагиоклаз-роговообманковые,
- б) биотит-плагиоклаз-роговообманковые,
- в) кварц-биотит-полевошпатовые.

Указанные роговики являются результатом наложения поздних стадий контактово-метасоматических флюидов на вмещающие породы, преобразованные контактовыми процессами.

4. Медно-молибденовое оруденение генетически связано со среднезернистыми гранодиоритами и кварцевыми монцонитами. Может быть установлена следующая последовательность процессов, начиная от момента внедрения интрузий до образования гидротермального оруденения:

- а) внедрение гранодиоритовой интрузии,
- б) образование контактово-метасоматических пород в ореоле интрузии,
- в) формирование пегматитов и аплитов,
- г) внедрение основных даек в порядке повышения их основности,
- д) образование пневматолитовых прожилков,
- е) формирование рудной минерализации.

Все это свидетельствует о связи рудоносных растворов с глубоко дифференцированными очагами гранодиоритовой интрузии.

5. Медно-молибденовое оруденение контролируется зонами дробления северо-западного простирания, представляющими собой серии разносистемных нарушений с незначительной амплитудой смещения максимум 50—60 м до нескольких см. Отдельные системы нарушений, различно ориентированные, имеют отличный характер смещений и принадлежат к трещинам различного генетического типа (трещины скола и трещины разрыва):

а) отмечается различная структурная обстановка локализации различных стадий минерализации: одни стадии формируются в трещинах разрыва, другие—в трещинах скола;

б) пострудные нарушения имеют небольшое развитие, носят сдвиговый характер и представлены нарушениями северо-восточного простирания с небольшими амплитудами смещений;

в) для отдельных стадий минерализации присущ различный характер гидротермального изменения вмещающих пород. При этом, с падением температуры формирования стадий минерализации, идет образование гидротермально измененных пород, для формирования которых свойственны низкие температуры. Для минерализации Дастакертского месторождения характерна многостадийность проявления и неодновременность выноса массы металлов.

Отмечается следующий последовательный ряд привноса основной массы металлов Cu—Mo—Zn—Pb .

Такое многостадийное проявление гидротермальной деятельности, локализованное в различно ориентированных трещинах, образованных в различные периоды гидротермальной деятельности, обусловило ее обособление во времени и в пространстве.

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ И НАПРАВЛЕНИЯ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Детальное изучение структуры рудного поля Дастакерта и геологии всего сопредельного с месторождением района в целом позволяет сделать ряд практических выводов, которые в значительной мере помогут правильно направить дальнейшие поисковые и разведочные работы.

Первостепенными участками для ведения поисковых работ являются зоны дробления, развитые в верховьях р. Айри и правого притока р. Сисиан. Для данных участков характерны, во-первых, зона дробления и, во-вторых, образование за счет гранодиоритов гидротермально измененных кварц-серицитовых пород, аналогичных породам орудененных участков шт. 13.

Следует отметить, что именно к таким зонам дробления приурочены в том же Сисианском районе значительные молибденовые проявления — Алишарское и Софулинское, которые были установлены в последнее время работниками Армянского геологического управления.

Весьма актуально проведение поисковых работ на юго-восточном продолжении зоны дробления Дастакертского месторождения, протягивающейся по правому склону р. Кызкошты. Здесь отмечаются отдельные минерализованные тектонические швы и развиты гидротермально измененные породы. Аналогичные поисковые работы с применением горных выработок следует продолжать на юго-восточном продолжении зоны дробления Кошюртского участка, так как горные выработки, заданные АрмГУ под эту зону, подсекли оруденелые участки*.

Медная стадия оруденения, локализованная в зонах разрывных трещин, имеющая значительное площадное развитие при относительно низком, но выдержанном содержании меди и молибдена, может разведываться по типу разведки штокверкового месторождения.

Рудные тела медно-молибденовых стадий, приуроченных к сколовым нарушениям близширотного и северо-западного простирания, *имеющим относительно выдержанный характер тектонического шва*, следует разведывать по типу жильных месторождений. При этом надо учитывать, что на участках крутых падений и северо-западных простираний контролирующих структур минерализация слабеет и руды бедные, благодаря тому, что тектонический шов остается закрытым. Естественно, что наиболее богатые руды и максимальные мощности рудных тел надо ожидать на участках контролирующих структур близширотного простирания и пологого падения.

Особое внимание следует уделить восточному контакту кровли с интрузией. Не исключено, что на восточном контакте провешанной части кровли могла развиваться зона дробления, локализирующая медно-молибденовую минерализацию. В связи с этим следует рекомендовать прохож-

* В результате геологоразведочных работ последних лет установлено продолжение оруденелой зоны Кошюртского участка, где геологоразведочной партией выявлены новые промышленные участки молибденового оруденения. Последние являются продолжением рудоносных зон Дастакертского месторождения и так же, как и в Дастакерте, они контролируются системой мелких нарушений северо-западного простирания и сопровождаются интенсивным гидротермальным изменением пород, главным образом серицитизацией.

Оруденелые участки представляют отдельные обогащенные металлами поля на общем фоне более слабо минерализованных пород. В морфологическом отношении оруденение представлено в основном вкрапленностью и примазками вдоль плоскостей нарушенных пород.

дение горных выработок из основных горизонтов вплоть до подсечения контакта роговиков с интрузией.

Основное же внимание разведки в дальнейшем должно быть направлено на изучение перспектив месторождения на глубину. С этой точки зрения весьма важным моментом является выяснение характера оруденения при переходе рудных тел из роговиков в подстилающие их гранодиориты.

Общеизвестно, что по степени и характеру гидротермального изменения вмещающих пород можно судить о характере ожидаемого оруденения. В связи с этим следует провести детальное изучение гидротермально измененных пород попутно с металлометрией, особенно на участках развития гидротермально измененных пород.

При изучении минералогического состава медно-молибденовых руд Дастакерта установлено заметное количество в них висмутина и медно-висмутовых минералов, что позволяет нам рекомендовать проведение специального опробования руд, а также медного и молибденового концентратов на В1.

Висмут может быть, очевидно, извлечен электролитически наряду с извлечением из концентратов золота, серебра и рения.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Аби х Г. В.** Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Записки Кавказск. отделения русского географического общества. Кн. XXIII. Перевод В. З. Коленко, 1902.
2. **Адамян А. И.** Петрография щелочных пород Мегринского района. Изд. АН АрмССР, 1955.
3. **Азизбеков Ш. А.** Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Известия АН, серия геологическая, № 6, 1947.
4. **Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н.** Геолого-петрографический очерк юго-западной части Конгуро-Алангезской интрузии и вмещающих ее пород. Труды Института геологии АзССР, т. XIV, 1951.
5. **Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н.** Эоценовые отложения юго-западной части Конгуро-Алангезского хребта. Известия АН АзССР, № 11, 1947.
6. **Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В.** Контактный ореол юго-западной части Конгуро-Алангезской интрузии. Доклады АН АзССР, № 9, 1950.
7. **Акопян Е. А.** К минералогии зоны окисления главнейших медно-молибденовых месторождений АрмССР. Изв. АН АрмССР, серия геологическая, № 1, 1957.
8. **Бетехтин А. Г.** О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 3, 1949.
9. **Бетехтин А. Г.** Парагенезисы рудных минералов в системах. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 5, 1950.
10. **Бетехтин А. Г.** Парагенетические соотношения, последовательность образования минералов. Зап. Вс. мин. об-ва, 1951.
11. **Бетехтин А. Г.** О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. Сборник «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1954.
12. **Билибин Ю. А.** Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 4, 1948.
13. **Вольфсон Ф. И.** Проблемы изучения гидротермальных месторождений, 1953.
- 13а. **Грушевой В. Г.** Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР. Сборник «Интрузивы Закавказья», вып. II, Тифлис, 1941.
- 13б. **Грушевой В. Г.** Краткий очерк металлогении Закавказья, «Проблемы советской геологии», № 10, 1935.
14. **Карамян К. А.** Особенности минерализации Дастакертского медно-молибденового месторождения. Известия АН АрмССР, серия геологическая, 1958, № 3.
15. **Карамян К. А.** Алабандин из Дастакертского медно-молибденового месторождения, Изв. АН АрмССР, серия геологическая, 1957, № 4.
16. **Карамян К. А.** Германиеносные сульфиды Дастакертского медно-молибденового месторождения. Докл. АН АрмССР, 1958, № 4.
17. **Карамян К. А.** Германит и рениерит в рудах Дастакертского медно-молибденового месторождения. Записки Арм. отделения В. М. О., № 1, 1958.

18. Карамян К. А. Гидротермально измененные породы Дастакертского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол., № 5, 1959.
19. Котляр В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Записки В. М. О., № 2—3, 1940.
20. Котляр В. Н. Новые данные в изучении глубинного вулканизма Малого Кавказа. Доклады АН СССР, т. XXVIII, № 9, 1940.
21. Котляр В. Н. Интрузивы Даралагязя и Сисиана. Сов. геология, № 7, 1940.
- 21а. Котляр В. Н. Структура и генезис Мисханского молибденово-медного месторождения в Армении, Изв. АН АрмССР, № 2, 1946.
- 21б. Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР (серия геолог.), 1945, № 2.
22. Магакьян И. Г. Редкие и благородные металлы Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, № 1, 1945.
23. Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. В. М. О. 79, вып. 3, 1952.
24. Магакьян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. В. М. О. 4, 81, вып. 3, 1952.
25. Магакьян И. Г., Ароян-Иашвили В. Х. Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Изв. АН АрмССР, № 10, 1946.
26. Мкртчян С. С. Новые данные в геологическом строении южной части АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1948.
27. Мкртчян С. С. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Изв. АН АрмССР, № 3, 1943.
28. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1958.
29. Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, 1954.
30. Мовсесян С. А. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Изд. Арм. фил. АН СССР, 1941.
31. Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изд. АН, серия геологическая, № 1, 1947.
32. Николаев В. А. О процессе отделения летучих соединений из магмы. Изд. АН СССР, сер. геологическая, № 5, 1944.
33. Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Гос. геол. издат, 1948.
34. Пиджян Г. О. О псевдоморфозах халькопирита по пириту. Зап. В. М. О., 1952.
35. Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 6, 1937.
36. Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 5, 1946.
37. Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 5, 1946.
38. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. М. О., ч. 76, вып. 1, 1947.
39. Соловкин А. Н. Геологический очерк южной части бассейна р. Базар-чай. Труды Аз. фил. АН, т. XVI, 1939.
40. Татаринев П. М. и Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. М. В. О., ч. 78, вып. 3, 1949.
41. Усов М. А. Фации и фазы интрузивов, 2 изд. Кубуч, Томск, 1932.
42. Хитаров Н. И. О состоянии остаточного магматического раствора. Сов. геология, № 7, 1936.
43. Хрущов Н. А. Генетические типы молибденовых месторождений СССР, XVII междунар. геол. конгр. Тезисы докладов, 1937, 1939.
44. Bontwell J. Copper deposits of Bingham Uta hCopper Resources of the world 1935.

45. **Butler B.** and **Vanderwild J. W.** The Climax Molybdenum deposits Colorado. Contributions to economic geology, 1933. Part I.
46. **Gilluly J.** The Mineralization of the Ajo Copper District Arizona Econ. Geol. № 4. 1942.
47. **Sales R. H.** and **Mayer C.** Results from Preliminary study of vein formation of Butte Montana Econom. Geol. № 44, № 6, 1949.
48. **Sales R.** and **Mayer C.** Interpretation of wall rock alteration at Butte, Montana Quart. Colorado School Mines 1950. 45.
49. **Vanderwild J. W.** and **King K. U.** Geology of the Climax Ore Body Mining and Metallurgy (1946) 27 № 474.
50. **Vanderwild J. W.** and **King R. U.** Hydrothermal alteration of the Climax molybdenite deposits. Mining engineering, 1955, № 1.
51. **Schwartz G. M.** Hydrothermal Alcescion in the „Porphyry Copper et Dedosits Economic Geology (1947), 47, pp. 319—352).

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
I. Краткий орографический очерк района	7
II. Краткий очерк истории геологического исследования района	9
III. Геологическое строение района	11
Стратиграфия	—
Интрузивные породы	17
Послесреднеэоценовый интрузивный цикл	18
Интрузия габбро, габро-диоритов	21
Интрузия граносиенитов	22
Интрузия диоритов и кварцевых диоритов	23
Интрузия среднезернистых гранодиоритов, кварцевых диоритов, кварцевых монзонитов	24
Жильные породы	27
Интрузия порфириовидных гранодиоритов	30
Контактовоизмененные породы	33
„Постбатолитовый“ интрузивный цикл	34
Интрузия габбро-порфиритов	36
Малая интрузия и дайковая серия кварц-порфиров	38
Доверхнеплиоценовый экструзивный цикл	41
Андезиты	42
Андезито-дациты	43
Липарито-дациты	44
Тектоника	—
Дизъюнктивные структуры	49
Место дайкового комплекса в складчатой структуре	51
Анализ глубинности интрузий	53
IV. Дастакертское медно-молибденовое месторождение	55
Геологическое строение месторождения	—
Контактные роговики	61
Рудные зоны и условия их залегания	63
Структура месторождения	66
Дайковый этап развития рудного поля	67
Гидротермальный этап развития рудного поля	82
Медно-полевошпатовая стадия	83
Медная стадия	85
Взаимоотношения с дайковыми породами и роль даек в лока- лизации медной минерализации	97
I медно-молибденовая стадия	104
II медно-молибденовая стадия	116
Медно-карбонатная стадия	122
Кварц-пиритовая стадия	123

Кварц-пирит-сфалеритовая стадия	125
Полиметаллическая стадия	127
Алабандиновая стадия	130
Карбонатная стадия	131
Пострудный этап развития рудного поля	132
Стадии минерализации	133
Медно-полевошпатовая стадия	135
Медная стадия	140
I медно-молибденовая стадия	146
II медно-молибденовая стадия	150
Медно-карбонатная стадия	153
Кварц-пиритовая стадия	155
Кварц-пирит-сфалеритовая стадия	160
Полиметаллическая стадия	161
Алабандиновая стадия	163
Карбонатная стадия	165
Гидротермальное изменение вмещающих пород в связи со стадиями минерализации	—
Генетические особенности месторождения	167
Сравнительная характеристика Дастакертского месторождения с некоторыми другими медно-молибденовыми месторождениями	175
V. Основные выводы	178
Некоторые практические выводы и направления поисково-разведочных работ	179
Литература	182

КОНСТАНТИН АНДРАНИКОВИЧ КАРАМЯН
СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ДАСТАКЕРТСКОГО
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Отв. редактор Е. А. АКОПЯН
Переплет художника К. Л. ЮТУНДЖЯНА
Редакторы издательства А. А. ВАРТАНЕСОВА,
М. С. ГЗЫРЯН
Техн. редактор П. А. САРОЯН
Корректор М. Т. ДАЛЬВАДЯНЦ

Сдано в производство 24/1 1961 г. Подписано
к печати 19/1 1962 г. ВФ 00410. Бум. 70×103¹/₁₆.
печ. 11,75 л. Уч.-изд. л. 12,7. Тираж 500
Зак. 184. РИСО 622. Изд. № 1835.
Цена с переплетом 1 р. 09 к.

Типография Издательства Академии наук
Армянской ССР, Ереван, ул. Барекамутиян, 24

13201