

С. С. МКРТЧЯН
К. А. КАРАМЯН
Т. А. АРЕВШАТЯН

КАДЖАРАНСКОЕ
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ

ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ս. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Կ. Ա. ՔԱՐԱՄՅԱՆ, Թ. Հ. ԱՐԵՎՇԱՏՅԱՆ

ՔԱԶԱՐԱՆԻ
ՊՂՆՁԱ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԸ

ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ,
ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆ ԵՎ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ
ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

С. С. МКРТЧЯН, К. А. КАРАМЯН, Т. А. АРЕВШАТЯН

КАДЖАРАНСКОЕ
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ,
СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1969

Работа состоит из двух частей. В первой части освещаются основные особенности геологического строения и металлогении Зангезурской рудной области и приводится детальное описание геологического строения Каджаранского рудного поля с детальным возрастным расчленением эффузивных, интрузивных, жильно-магматических, метаморфических и гидротермально-измененных пород. Дается детальная петрографическая и минералогическая характеристика описываемых пород.

Во второй части работы освещаются основные черты структуры рудного поля Каджаранского месторождения по отдельным рудоносным участкам. Показана геолого-структурная позиция и структурный тип штокверка Центрального участка и других рудоносных участков. Рассматриваются тектонические условия формирования оруденения.

Приводится схема стадийности формирования рудного процесса и подробное описание рудных минералов по выделенным стадиям минерализации.

В работе дается подробное описание околорудно-измененных пород в зависимости от состава рудоносных растворов.

Разбираются особенности поведения редких и рассеянных элементов: рения, селена и теллура в рудных минералах в зависимости от стадий минерализации.

В конце работы разбираются основные генетические условия формирования Каджаранского месторождения и даются практические рекомендации по дальнейшему проведению геолого-разведочных работ и пределах рудного поля.

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе обобщены результаты исследований, проводившихся в течение 1956—1962 гг. на Каджаранском медно-молибденовом месторождении.

Исследования были начаты с детального геологического картирования всего рудного поля, проводившегося на инструментальной основе.

Большое внимание было уделено изучению геологического строения и структуры Центрального участка. Критически был пересмотрен весь существующий материал, проведена детальная геологическая документация всех горных выработок, на основе которой были составлены геологические погоризонтные планы.

Проведены исследования по изучению внутреннего строения штокверка, выявлены закономерности изменения содержания меди и молибдена в пределах рудного поля. Установлена история развития трещинообразования и тесно связанная с ней стадийность минералообразования. Исследованы тектонические условия локализации различных стадий минералообразования.

Подробно были изучены гидротермально измененные породы, установлена связь различных типов изменений с соответствующими стадиями минералообразования.

Изучен вещественный состав руд, формы и условия нахождения в них редких и рассеянных элементов.

Было проведено изучение и других участков рудного поля, на основе чего были установлены общие закономерности распределения оруденения по всему рудному полю.

При проведении комплекса исследований совместно с авторами в полевых исследованиях участвовали сотрудники Каджаранской базы: Таян Р. Н., Кочарян В. Г., Саркисян С. П., Агамалян В. А. и Алтунян А. З.

Минералогические исследования акцессорных минералов горных пород проводились А. М. Авакян.

Большую помощь в полевых исследованиях оказал авторам главный геолог Каджаранского комбината А. Н. Даниелян.

Авторы выражают всем вышеуказанным лицам свою глубокую признательность.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ
ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

І. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Каджаранское месторождение расположено в юго-восточной части Армянской ССР, в верхнем течении р. Вохчи, в Кафанском административном районе, на высоте 1800—2400 м над уровнем моря.

Границами рудного поля являются: с севера—Пирамсарский хребет, с запада—массив порфириовидных гранодиоритов, образующий резко выраженные, скальные формы рельефа; на юге граница проходит по Дебаклинскому перевалу и с востока—по безыменному ручью, протекающему восточнее ручья Ширин.

Гор. Каджаран связан автомобильной дорогой с гор. Кафан—районным центром и железнодорожной станцией.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ И РАЗВИТИЯ ГОРНОГО ДЕЛА

История геологического исследования описываемого участка, как и многих других районов Армении, начинается с середины прошлого столетия работами Г. В. Абиha.

После Г. Абиha изучением геологического строения Зангезурской рудной области занимались многие исследователи, которые в той или иной мере касались геологии интересующего нас участка. Среди этих исследователей следует отметить Г. Д. Цулукидзе, Архипова и Халатова, А. Коншина и особенно Л. К. Конюшевского, который еще в 1911 г. правильно решил многие вопросы геологического строения западного Зангезура и впервые обратил внимание на присутствие молибдена на Каджаранском (Пирдоуданском) месторождении.

После установления Советской власти в Армении, с 1925 г. начинается новый период в изучении района и месторождения. Одним из первых геологов, заложившим основы систематического изучения Каджаранского месторождения и всего Мегринского плутона, был В. Г. Грушевой, которым уже в 1925 г. проводится съемка месторождения в крупном масштабе. Одновременно В. Г. Грушевой совместно с В. А. Соколовым, а позже с А. Л. Додиним проводят геосъемочные работы на всей площади Зангезурской рудной области.

В 1929 г. В. Г. Грушевой рекомендует Каджаранское месторождение для разведки и начиная с 1931 г. оно разведывается с небольшими перерывами до настоящего времени.

В 1933 г. В. Г. Грушевой и М. П. Русаков окончательно относят ме-

сторожение к перспективным, а посетивший его в 1936 г. В. М. Крейтер подтвердил наличие здесь весьма крупных запасов.

С 1938 г. изучением центральной части Конгуро-Алангезского плутона и Каджаранского месторождения начинает заниматься С. А. Мовсеян, которым была составлена детальная карта Центрального участка месторождения и Центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта.

Этим исследователем были выяснены особенности геологического строения названной территории. Высказанные им положения легли в основу последующих работ, а также разведки месторождения.

Изучением Зангезурской рудной области в целом и непосредственно Каджаранского месторождения в течение ряда лет (1939—1945) занимался С. С. Мкртчян, которым были выявлены основные черты геологического строения и металлогения области. На Каджаранском месторождении под его руководством были проведены детальные геолого-разведочные работы, которые в 1945 г. завершились подсчетом запасов и передачей месторождения промышленности.

Детальные геологические исследования на Каджаранском месторождении в 1939—1943 гг. проводились группой геологов ВИМСа под руководством П. С. Саакяна (геологи—К. И. Лягин, А. В. Гуляева, З. В. Рупасова и др.). Результаты этих исследований обобщены в сводном отчете по геолого-разведочным работам, проведенным на месторождении за период его детальной разведки.

В 1946—1947 гг. изучением рудоносности Зангезурской области занималась другая группа геологов ВИМСа, возглавляемая А. Б. Кажданом (А. Б. Каждан, М. А. Литвин, Б. А. Яковлев, Ю. Б. Лавренев).

В 1956 г. геологической съемкой в районах, прилегающих к Каджаранскому месторождению, занимался А. В. Пэк. Интересно отметить, что он, как и А. Б. Каждан и М. А. Литвин, выделяет дайки, связанные с монцонитами и гранодиоритами; им также отрицается исключительная роль Дебаклинского разлома в формировании Каджаранского месторождения.

Вопросами минералогии и геохимии руд Каджаранского месторождения одновременно занималась группа исследователей, среди которых следует отметить М. П. Исаенко, Г. О. Пиджяна и А. С. Фарамазяна. Минералогией и особенностями строения зоны окисления Каджаранского и других месторождений медно-молибденового пояса в течение ряда лет занималась Е. А. Акопян, которой в монографии «Зона окисления медно-молибденовых месторождений Армении» дана детальная характеристика окисленных руд этих месторождений. Среди минералого-геохимических исследований изверженных пород Мегринского плутона следует отметить детальную работу Б. М. Меликсетяна.

Изучением дайкового комплекса Мегринского плутона в течение ряда лет занималась Т. А. Аревшатыан.

Гидротермально измененные породы Каджаранского и других медно-молибденовых месторождений были изучены А. Г. Казаряном.

Помимо работ, относящихся непосредственно к Каджаранскому месторождению или Мегринскому плутону в целом, следует указать работы К. Н. Паффенгольца, И. Г. Магакяна, А. Т. Асланяна, В. Н. Котляра, Ш. А. Азизбекова, Ю. А. Арапова, которые в той или иной мере касались вопросов геологического строения интересующей нас области.

Большой вклад в дело изучения и освоения Каджаранского месторождения внесли геологи-разведчики и рудничные геологи: И. Н. Чирков, Г. М. Арутюнян, П. П. Цамерян, Е. П. Зильман, Ц. А. Галстян, А. Исаханян и А. Н. Даниелян и др.

Почти одновременно с первым геологическим описанием месторождения начинается и его эксплуатация. В 50-х годах прошлого столетия Кундууров строит здесь первый небольшой завод по выплавке меди, дававший ежегодно около 325 пудов меди. Этот завод просуществовал до 60-х годов XIX столетия. Ввиду нерентабельности предприятия добыча руды на месторождении была прекращена на весьма длительный период и возобновилась только в 1951 г., когда была введена в эксплуатацию 1-я очередь Каджаранского медно-молибденового комбината.

ОРОГИДРОГРАФИЯ

Район Каджаранского месторождения расположен на восточном склоне Зангезурского хребта и охватывает южные склоны Пирамсарского и северные отроги Мегринского хребтов. Указанные хребты являются наиболее крупными отрогами Зангезурского хребта и представляют водосборный бассейн р. Вохчи. Само Каджаранское месторождение занимает г. Гандзасар на небольшом промежуточном отроге.

Эти отроги являются ответвлениями широтного Мегринского хребта, отходящего непосредственно от Зангезурского.

Перечисленные отроги, будучи разделены быстрыми горными реками и расчленены ущельями, образуют резко пересеченный горный рельеф с относительным превышением водоразделов над урезами рек порядка 700 м.

Наивысшими отметками Зангезурского хребта являются гг. Капутджих (3921), Егасар (3928,6), Газанлич (3650), Акмечит (3637).

Основной водной артерией является р. Вохчи, которая берет начало в водораздельной части Зангезурского хребта под г. Капутджих и впадает в р. Аракс. В нее впадают реки Яглу, Саккар, Гехи и ряд мелких ручьев.

Согласно геоморфологическому районированию центральной части Зангезурского хребта, проведенному Б. А. Яковлевым, большая часть описываемого участка попадает в зону зрелого эрозионного рельефа. Только юго-западная часть планшета (к западу от Дебаклинского разлома) попадает в зону молодого эрозионного рельефа.

Зона зрелого эрозионного рельефа характеризуется U-образными долинами крупных рек (Вохчи, Саккар в среднем и нижнем течении) с накоплениями в них аллювиального материала и образованием террас, что говорит о продолжении глубинной эрозии.

Мелкие ручьи, а также верховья более крупных—имеют узкую V-образную долину и практически лишены аллювиального материала.

Формы рельефа в этой зоне существенно зависят от литологии и физического состояния пород, слагающих участок. Значительное большинство ручьев и оврагов проходит по ослабленным тектоническим нарушениям и гидротермально измененным зонам, что особенно отчетливо наблюдается в долине руч. Ширин, на всем протяжении которого отмечается карбонатная зона меридионального направления. Связь форм рельефа с литологией пород можно наблюдать на примере гранодиорит-порфировых даек, которые, будучи более устойчивыми к разрушению, образуют резко выступающие в рельефе скальные выходы.

Южные склоны отрогов обычно оголенные, что особенно отчетливо наблюдается на г. Гандзасар. Это объясняется тем, что весной селевые воды бурно смывают наносы, а жаркое лето и ничтожное количество их не дают возможности образоваться почвенному слою. Несколько менее оголенными являются западные склоны.

Северные и восточные склоны отрогов, напротив, покрыты значительными наносами (достигающими иногда 15 м мощности) и карликовым лесом.

Особенно мощные аллювиальные отложения образуются в местах слияния мелких ручьев или оврагов в более крупные ручьи и реки.

Небольшой участок района исследования, расположенный к западу от Дебаклинского разлома, относится, по Б. А. Яковлеву, к зоне молодого эрозионного рельефа и характеризуется резко выраженным скальным рельефом, что в значительной мере обусловлено также литологией пород, слагающих этот участок.

Форма поперечного профиля речных долин здесь более узкая, водоразделы между ними острые, склоны крутые.

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Крайняя южная часть Армянской ССР, граничащая с Ираном, является одной из наиболее важных и перспективных в отношении рудоносности областей Малого Кавказа.

Здесь сосредоточены главнейшие месторождения меди и молибдена, связанные с ними руды редких металлов, а также многочисленные еще слабо изученные рудопроявления.

В преобладающей своей части это—высокогорная область с резко расчлененным рельефом и относительно большим превышением водораздельных гребней над дном ущелий и долин. Наибольшие высоты, достигающие 3921 м (г. Капутджих), расположены на гребне Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта, протягивающегося в западной части области в близком к меридиональному направлению. По гребню хребта проходит административная граница между Армянской ССР и Нахичеванской АССР. Вся область входит в бассейны рр. Воротан, Вохчи и Мегри—левых притоков р. Аракс.

Геологическое строение области и закономерности размещения рудных месторождений к настоящему времени в значительной мере уже выяснены.

Область включает в себя отрезки двух геотектонических зон Малого Кавказа—складчатой зоны Армении и Нахичеванской зоны, резко отличающихся друг от друга по геологическому строению, истории геологического развития, магматизму и металлогении. Западная часть области—Мегри-Сисианский рудный район—сложена метаморфическими породами докембрия—нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочными отложениями верхнего девона, перми и палеогена и характеризуется всеми чертами, присущими Нахичеванской складчатой зоне. Породы здесь интенсивно дислоцированы и прорваны крупными массивами гранитоидных интрузий третичного возраста. Восточная часть области (Кафанская подзона), отделяющаяся от западной крупным региональным разломом типа надвига (Хуступ-Гирратахский разлом), сложена вулканогенными и осадочными образованиями юры, мела и палеогена. Юрские и меловые отложения, отсутствующие в западной части, достигают здесь громадной мощности, а палеогеновые отложения представлены в иной—нормально-осадочной фации. Весь комплекс пород здесь относительно слабее дислоцирован и образует широкие складки с пологими крыльями. Интрузивные породы по сравнению с западной частью имеют небольшое развитие и представлены двумя группами разнотипных и разновозрастных образований: гранитоидными интрузиями (Цавская интрузия,

Барцраванская группа интрузий) мелового возраста и штоками, дайками кварцевых порфиров и альбитофиров, видимо, юрского возраста.

Различна, как указывалось, и металлогения западной и восточной частей области.

С интрузиями гранитоидов западной части области генетически и пространственно тесно связано интенсивное медно-молибденовое и редкометалльное оруденение. Этот район является частью крупного медно-молибденового пояса, протягивающегося в северо-западном направлении из Ирана через территорию Малого Кавказа в Турцию. Указываемый пояс на Малом Кавказе совпадает с границами развития складчатой зоны Армении. К северу от южной Армении рудоносные комплексы в пределах отмеченной зоны перекрываются молодыми вулканогенными образованиями, образующими обширное вулканическое нагорье Армении; из-под этих образований они выступают в виде окон в Даралагязе (месторождения Каялу, Газма, Варденис и др.) и Памбаке (месторождение Анкаван, Тайчарух и др.). Южное продолжение медно-молибденового пояса прекрасно выражено в Иранском Карадаге (месторождения Гулан, Сюнгюн и др.).

Восточная часть области является частью пояса колчеданного оруденения Малого Кавказа, протягивающегося в северо-западном направлении по северным склонам Малого Кавказа через Туманянский район, Болнисский район Грузии в Артвинский округ Турции. Металлогеническая роль относительно небольших интрузий, развитых в этой части области, различна. С интрузиями гранитоидов мелового возраста связаны небольшие железорудные скарновые месторождения (Шишкерт) и проявления медных и полиметаллических руд (Шикахох, Барцраван, Сваранц и др.). Со вторыми (кварцевыми порфирами и альбитофирами) территориально и генетически (общность очага) тесно связано промышленно важное семейство колчеданных, медных и полиметаллических руд (Кафан, Шаумян и др.).

В связи с тем, что Каджаранское медно-молибденовое месторождение расположено в пределах западной части области (Мегри-Сисианского рудного района), остановимся несколько подробнее на ее характеристике. В геологическом разрезе комплекса образований здесь отчетливо выделяется ряд структурных этажей, сложенных разновозрастными и в различной степени дислоцированными метаморфизованными породами. Самый нижний структурный этаж сложен толщей метаморфических пород докембрия—нижнего палеозоя: метаморфическими сланцами, представленными слюдисто-кварцитовыми, хлоритовыми, серицитовыми разностями с линзами и пачками мраморизованных известняков, эпидотизированными порфиритами, туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Породы эти интенсивно смяты в крутые сильно сжатые, часто изоклинные и опрокинутые складки, нередко осложнены по осям разрывами и прорваны многочисленными мелкими интрузиями диоритов, габбро-диоритов и жилами диабазов.

Характер складчатости указанных образований хорошо наблюдается по левобережью р. Вохчи, восточнее Каджаранского месторождения, вдоль дороги от устья руч. Пхрут вниз по долине реки до развалин крепости Давид-бек. Здесь слои метаморфических сланцев с подчиненными им пачками и линзами мраморизованных известняков и местами (местность Богаджих) жилообразными залежами графита образуют крутые, сильно сжатые складки с падением крыльев 80—90°. По мере приближения к Хуступ-Гирратахскому разлому складки опрокидываются на восток. Складки описываемого этажа имеют меридиональное и близмеридиональное (340—360°) простирание. Интересно отметить, что

такое же направление имеет складчатость метаморфических пород Арзаканского массива в Центральной части Армянской ССР. По-видимому, отмеченное направление складчатости древнего комплекса отложений характерно для Малого Кавказа и им было обусловлено общее простирание зоны центрального его поднятия при ином направлении складчатости в верхних структурных ярусах. В крайней юго-восточной части области на правом берегу р. Аракс в Иране происходит резкое изменение простирания складок с меридионального на широтное. Здесь, против крутой излучины р. Аракс, между железнодорожной станцией Агбент и с. Ньювады Горазским, палеозойские отложения на иранском берегу имеют ясно выраженное широтное простирание. На широтное простирание складок на упомянутом участке указывал и Г. Рибен (1942). Близкое к широтному ЗСЗ—ВЮВ простирание древнего комплекса пород—гнейсов, слюдяных сланцев—в пределах Иранского Карадага было отмечено в свое время также И. Д. Ивановым (1902). Здесь эти образования, по данным указанного исследователя, имеют широкое развитие и отмечены им на правом берегу р. Аракс между сс. Алидара и Астазур, в окрестностях сс. Дулан и Кулан, в бассейне р. Огонан-чай, в ущелье р. Кизил-дара (вблизи с. Энгута) и в других пунктах.

Над комплексом метаморфических пород нижнего структурного этажа залегают трансгрессивно, с резко выраженным угловым несогласием, породы верхнего палеозоя, образующие второй структурный ярус. В бассейне р. Шишкерт это фаунистически охарактеризованные отложения верхнего девона, залегающие на размытой поверхности пород метаморфического комплекса с мощным (мощностью до 300 м) базальным конгломератом в основании. Представлены они здесь темными известняками, глинистыми листоватыми сланцами и кварцитами, общей мощностью до 700 м. В известняках и глинистых сланцах обнаружена многочисленная фауна брахиопод, среди которых определены: *Spirifer ex. gr. verneuilli* Murch., *Rhynchonella* sp. и др. Слои падают на юго-запад 210° под углами $45-60^\circ$, слагая юго-западное крыло крупной антиклинальной складки общекавказского простирания, северо-восточное крыло которой срезано Хуступ-Гирратахским разломом. Отложения верхнего девона прослеживаются по непрерывным обнажениям по склону правого берега р. Шишкерт, перекрываясь трансгрессивно вулканоэоценовой толщей эоцена, Багацсара (Байбугана), срезаясь к северо-западу от Шишкерта Мегринским массивом гранитоидов. В долине р. Вохчи они не проявляются. К северу от р. Вохчи в бассейне р. Гехи у одноименного села на метаморфических породах нижнего палеозоя—докембрия залегают с резко выраженным угловым несогласием свита известняков, среди которых О. Гуюнджяном (1963) в долине р. Ахсакал (левый приток р. Гехи) была обнаружена пермская фауна: *Cyrtospirifer ex. gr. verneuilli, wenzella armenika*. Известняки, залегающие здесь полого ($10-25^\circ$), приобретают более крутые углы падения и образуют веерообразную складчатость у контакта с Гехинской интрузией. Складки эти среди темных плитчатых известняков хорошо наблюдаются по левому берегу р. Гехи против одноименного селения. В юго-западном направлении на правом берегу р. Гехи пермские известняки выклиниваются на склонах Пирамсарского хребта, не доходя до долины р. Вохчи, так как в пределах последней, как указывалось, от устья ручья Пхрут вниз по течению реки развиты лишь интенсивно дислоцированные, метаморфизованные образования нижнего палеозоя—докембрия, прослеживающиеся почти по непрерывным обнажениям до развалин крепости Давид-бек. Южнее на правом берегу р. Аракс, в Иране, И. Д. Ивановым в ряде

пунктов было констатировано трансгрессивное с угловым несогласием налегание отложений верхнего девона на метаморфические сланцы и гранито-гнейсы, отнесенные им к Архею. Это вполне согласуется с данными, полученными по описываемому нами району и указывает на широкую трансгрессию верхнедевонского моря и интенсивное проявление орогенической фазы, предшествовавшей ей.

На отложения верхнего девона в бассейне р. Шишкерт и на пермские отложения в бассейне р. Гехи трансгрессивно и с угловым несогласием налегает мощная вулканогенноосадочная толща эоцена, образующая третий структурный этаж. В крайней юго-западной части области (район гор. Ордубад) и в северо-восточной части (бассейн р. Ахсакал) в составе яруса принимают участие также верхнемеловые отложения. Последние представлены преимущественно карбонатными породами: известняками, мергелями с подчиненными слоями вулканогенных образований: туфов, туфоконгломератов. Наиболее полно верхнемеловые отложения развиты в Ордубадском районе Нахичеванской АССР, где детально изучены Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдуллаевым (1962). Здесь они образуют крупную асимметричную антиклинальную складку северо-западного (310°) простирания с крутым ($30-65^\circ$) юго-западным и более пологим ($10-24^\circ$) северо-восточным крыльями. Аналогичные по составу породы развиты в верховьях р. Ахсакал.

Разрез эоценовых отложений начинается мощной (свыше 1 км) вулканогенной толщей, состоящей из отдельных разновидностей основных порфиритов, обычно сильно эпидотизированных туфов, туффитов и туфобрекчий. Эти образования, относящиеся по возрасту к нижнему эоцену, имеют широкое развитие в пределах описываемой зоны. Они прослеживаются от Мегри-Гюнейского хребта на север к Пирамсарскому и Баргушатскому хребтам, в западной же части района они слагают Зангезурский хребет от вершины г. Капудджих на север до вершин Ахмечит и Казанлич.

В основании толщи в отдельных частях района отмечены слои плотных темно-серых конгломератов, состоящих из окатанных галек порфиритов, плотно сцементированных мелкозернистым туфогенным материалом. Указанные конгломераты обнажаются на Мегри-Гюнейском хребте, на восточном склоне г. Багацсар (Байбуган), а также на гребне хребта у вершины Тахарлу. Стратиграфически выше располагается свита плотных окремненных полосчатых туффитов (роговиков) мощностью 250 м. Выходы их отмечены на Мегри-Гюнейском, Пирамсарском и Баргушатском хребтах. Над роговиками залегает мощная (до 800 м) толща эпидотизированных порфиритов с подчиненными слоями туфов, роговиков и туфобрекчий. Порфириты, наиболее широко развитые в описываемой толще, представляют плотную породу, в которой среди мелкозернистой массы выделяются вкрапленники величиной до 2—4 мм плагиоклаза роговой обманки и пироксена. В зависимости от преобладающего состава вкрапленников среди порфиритов выделяются разности плагиоклазовые, амфиболовые и пироксеновые.

Порфиритовая толща хорошо обнажена и на Пирамсарском хребте, где слагает северную часть рудного поля Каджаранского месторождения.

Нижнеэоценовый возраст описываемых образований устанавливается по их стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными отложениями датского яруса (Ордубадский район) и трансгрессивно перекрывающими их также фаунистически охарактеризованными отложениями среднего эоцена. Последние сохранились на относительно небольшой площади в северо-западной части района на

Баргушатском хребте, но имеют широкое развитие западнее в пределах Нахичеванской АССР.

Представлен средний эоцен вулканогенно-осадочными образованиями: песчаниками, известняками, туфопесчаниками, туффитами, туфоконгломератами, туфобрекчиями и порфиритами. Для толщи в целом характерна сильная изменчивость фаций как по вертикали, так и по простиранию, указывающая на сложные палеогеографические условия, существовавшие в период ее формирования, на имевшие место вертикальные колебательные движения, с которыми, помимо изменения глубины и характера бассейна, была связана в отдельные моменты вспышка вулканической деятельности.

Среднеэоценовый возраст описываемой вулканогенно-осадочной толщи устанавливается достаточно определенно по многочисленной фауне нуммулитов (*Nummulites laevigatus* Brug., *Nummulites planulatus* d'Orb., *Nummulites perforatus* de Montf., *N. helvetica* Kaufm и др.) и двустворчатых моллюсков, обнаруженных на различных ее горизонтах.

Отложения нижнего и среднего эоцена, достигающие мощности 1,5—2 км, и подстилающие их местами породы верхнего мела дислоцированы и образуют ряд складок преимущественно общекавказского, северо-западного, простирания с падением крыльев под углом 30—50°.

Над породами третьего структурного яруса в крайней северо-западной части Мегри-Сисианского района залегает трансгрессивно, с резко выраженным угловым несогласием, мощный (мощностью до 2 км) комплекс вулканогенно-осадочных пород олигоцена, состоящий из перемежающейся толщи туфобрекчий, андезитов, обсидианов и туфогенных пород. Породы слабо дислоцированы, на значительных площадях залегают почти горизонтально. Преобладающее простирание слоев северо-западное, падение северо-восточное под углами 10—15°. В районе вершины г. Сальвард грубообломочные туфобрекчии верхов указываемой толщи слагают широкую синклиналь северо-западного простирания. В целом вулканогенно-осадочные образования олигоцена слагают юго-западное крыло широкой пологой антиклинальной складки, ось которой проходит в районе Биченагского перевала.

Последний, самый верхний, структурный этаж образуют ингрессивные глинисто-диатомитовые образования, а также перекрывающие их, а частью синхронные с ними, андезито-базальтовые лавы Ераблурского (Учтапалярского) плато.

Глинисто-диатомитовая толща, отчетливо ингрессивная, развита в долинах современной речной сети и залегает на размытой поверхности пород нижнего и среднего эоцена. На подавляющей площади своего развития слои залегают горизонтально. Наблюдаемые же на отдельных участках нарушения в залегании слоев, местами весьма значительные, вызваны оползневыми процессами. На юге, в бассейне р. Мегри, указываемой толще соответствуют по возрасту угленосные песчано-глинистые отложения, залегающие на размытой поверхности пород Мегринской интрузии и сохранившиеся от размыва на отдельных небольших участках. Наблюдаемые нарушения в залегании слоев в основании указываемой толщи вызваны, по всей вероятности, вертикальными смещениями по трещинам разрывов. Ко времени образования глинисто-диатомитовой толщи и соответствующих ей по времени образований складчатые структуры района, несомненно, уже были сформированы.

О характере складчатости пород в пределах каждого из отмеченных структурных ярусов было указано выше. В целом описываемая область представляет собой сложное складчатое сооружение, являющееся

южной частью крупного Мисхано-Зангезурского антиклинория, формирование которого происходило в несколько этапов складчатости. Отчетливо проявляются следы каледонской складчатости по трансгрессивному с резким угловым несогласием налеганию отложений верхнего девона на породы кембрия-докембрия. С герцинским этапом складчатости связано отсутствие отложений карбона и всего мезозоя. В альпийский этап складчатости были дислоцированы вместе с подстилающими породами отложения мела и палеогена. С этим этапом складчатости было связано внедрение крупных массивов гранитоидов, прорывающих породы первых трех структурных ярусов.

Наиболее крупным из них является Мегринский (Конгуро-Алангезский) массив, обнажающийся на площади около 800 кв. км и продолжающийся далее на юг, на правом берегу р. Аракс в Иран. Здесь он так же вскрывается на поверхности на значительной территории в горах Иранского Карадага.

На советской территории массив вытянут в север—северо-западном направлении и прослеживается по непрерывным обнажениям от пограничной р. Аракс к Каджаранскому месторождению, расположенному в северной краевой части массива, на протяжении 40 км. Наибольшей ширины—30 км—массив достигает в южной, пограничной с Ираном, части, вскрываясь в ущелье р. Аракс у с. Килит и вниз по реке. Массив прорывает в юго-западной части отложения верхнего мела, в юго-восточной части толщу метаморфических пород кембрия-докембрия, на всем остальном протяжении, в том числе и в районе Каджаранского месторождения, вулканогенную толщу нижнего эоцена.

Верхний предел возраста массива определяется трансгрессивным налеганием на его поверхности фаунистически охарактеризованных отложений плиоцена с базальным конгломератом из галек пород, составляющих массив. Останцы этих отложений сохранились от размыва в районах сс. Нор-Аревик, Тей, Агарак.

По внутреннему строению Мегринский массив представляет собой сложный полифазный pluton, формирование которого происходило в течение длительного времени.

Его исследователи выделяют от трех до пяти фаз внедрения магмы*. В первую по времени фазу образовались породы, составляющие преобладающую часть массива. К ним относятся монцониты, кварцевые монцониты, гранодиориты, сиениты, щелочные сиениты, сиенито-диориты, диориты, габбро-диориты, габбро, пироксениты, связанные друг с другом постепенными переходами. Вторая фаза внедрения характеризуется более кислым составом пород, представленных гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, банатитами, которые обнажаются в западной части массива на Зангезурском хребте.

Первая и вторая фазы внедрения близки по времени и по данным определения абсолютного возраста пород относятся к позднему эоцену.

Резко отличаются по составу и времени образования породы, относимые к третьей фазе внедрения. Представлены они гранитами, гранодиоритами, образующими крупное, шириной 8—10 км и длиной 20 км вытянутое в ССЗ направлении тело в северо-западной части массива.

* К. А. Карамян и Т. А. Аревшатян выделяют 4 фазы внедрения в формировании послееоценового батолитового комплекса. I фаза — ультраосновные и основные породы — пироксениты, оливниное габбро. II фаза — монцониты, габбро, габбро-диориты, сиениты, гранодиориты. III фаза — банатиты, граносиениты, гранодиориты. IV фаза — порфиридные граниты и гранодиориты.

В районе Каджаранского месторождения и южнее до перевала Дебаклу полосой мощностью до 700 м развиты весьма характерные порфиридные граниты с крупными кристаллами плагиоклаза и полевых шпатов. По данным Р. Таяна, они образуют самостоятельное интрузивное тело.

В отличие от предыдущих фаз внедрения указываемая интрузия дает меньшее число петрографических разновидностей. Тем не менее и в пределах этой интрузии породы нередко меняют свой облик, структуру и состав и наряду с преобладающими гранитами и гранодиоритами встречаются близкие к ним по составу адамеллиты и граносиениты.

По результатам определения абсолютного возраста пород внедрение интрузии имело место в раннем миоцене.

С интрузией гранитов и гранодиоритов связан многочисленный и разнообразный комплекс жильных пород, широко развитый и в пределах рудного поля Каджаранского месторождения.

Характерно, что комплексы пород каждой из отмеченных фаз внедрения вытянуты в северо-западном направлении согласно с общим направлением складчатости района. Такое залегание составляющих массив интрузий может быть объяснено влиянием деформирующих сил на внедряющуюся, но не застывшую еще изверженную массу. Об этом свидетельствует и северо-западная ориентировка шлировых выделений и ксенолитов и отчетливо наблюдаемых местами линий течения магмы.

Как видно из изложенного, в процессе формирования Мегринского массива четко выявляется изменение состава внедрявшейся магмы по времени в сторону увеличения ее кислотности.

К северу и северо-востоку от Мегринского плутона в бассейне р. Гехи и на северных склонах Баргушатского хребта обнажается ряд интрузивных тел меньших размеров. К ним относятся: Гехи-Кяртский массив, обнажающийся на правом берегу р. Гехи между сс. Гехи и Аджембадж на площади около 50 кв. км, Ахсакальский массив, имеющий форму широкой дайки (шириной от 1 до 3 км) и протягивающийся в северо-западном направлении от ущелья р. Вохчи к с. Кюрют на протяжении 15 км, Дастакерт-Аравусский массив, обнажающийся в районе Дастакертского медно-молибденового месторождения на площади около 70 кв. км, Лернашен-Дарабасский, расположенный восточнее Дастакерт-Аравусского на расстоянии 1 км, Ахлатян-Кызылшафакский, обнажающийся в долине р. Айри на площади 35 кв. км и ряд более мелких выходов интрузивов. Слагающие все указанные массивы породы: граниты, граносиениты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты, габбро и др. сходны по составу с комплексом пород Мегринского плутона, сформировавшимся в первую и вторую фазу внедрения. Лишь небольшой массив порфиридных гранитов и гранодиоритов, обнажающийся в верховьях реки Кярт и на гребне Зангезурского хребта, сходен по составу с породами третьей фазы формирования Мегринского плутона.

Все отмеченные выше интрузивные тела, по всей вероятности, соединяются на относительно небольшой глубине друг с другом и Мегринским плутоном.

В пределах описываемого района на отдельных участках отмечают выходы и более молодых по возрасту интрузивных и экструзивных образований. К ним относятся дайки кварцевых порфиров и небольшие экструзивные тела андезитов, андезито-дацитов и дацитов, развитые в районе Дастакертского медно-молибденового месторождения в бассейнах рр. Айри, Сисиан, Шенатаг. Местами кварцевые порфиры прорывают породы туфогенной толщи миоцена, глинисто-диатомитовой толщи (в долинах р. Айри, Шенатаг), что дает основание относить их по возрасту к верхнему миоцену.

На левобережье р. Айри к западу от развалин с. Алишар хорошо сохранился нектр—центр излияния лав дацитового и андезитодацитового состава. От него распространился поток лавы по долине реки, сохранившись между сс. Софулу и Алишар.

По-видимому, к этому же возрасту относятся дациты, обнажающиеся в бассейне р. Мегри к северу от сел. Таштун у перевала Джибанд. Подобный же выход этих пород установлен юго-восточнее с. Личк у слияния рек Мегри и Гоз-Гоз.

Андезиты и дациты являются более молодыми образованиями. Они пересекают малые интрузии кварцевых порфиров и, очевидно, относятся к нижнеплиоценовому возрасту, поскольку верхнеплиоценовая глинисто-диатомитовая толща перекрывает продукты указанных образований.

Наряду со складчатыми деформациями большую роль в создании современного сложного геологического строения района играли дизъюнктивные нарушения. К ним относятся крупные разломы надвигового и сбросового характера, северо-западного простирания, а также сопряженные с ними разломы северо-восточного и широтного направлений. К региональным нарушениям такого рода относится Хуступ-Гирратахский разлом, прослеживающийся непрерывно на протяжении около 90 км от р. Аракс в северо-западном направлении к р. Воротан. Юго-восточнее с. Сисиан разлом этот уходит под плиоценовые и четвертичные андезитобазальтовые лавы Учтапалярского и Сисианского плато. Зона разлома отчетливо фиксируется по долине р. Шишкерт, по западному склону Хуступского хребта, далее по долинам рек Гирратах и Воротан. Всюду плоскость разлома падает круто на запад; по нему породы нижнего палеозоя-допалеозоя надвинуты на восток на вулканогенную толщу верхней юры Кафанского района. У надвигового шва метаморфические сланцы и прослаивающиеся их пачки известняков сложены в крутые, сильно сжатые и опрокинутые на восток складки.

Этот разлом, как указывалось, разграничивает две различные геотектонические и металлогенические зоны Малого Кавказа, частями которых в пределах южной Армении являются Мегри-Сисианский и Кафанский рудные районы.

Второй крупный разлом того же северо-западного направления проходит несколько западнее вышеописанного. Прослеживается он почти непрерывно от верховьев р. Ачели на северо-запад к сс. Кирс и Кюрют. По указанному разлому, падающему также круто на запад, вулканогенная толща эоцена контактирует с интенсивно дислоцированными отложениями палеозоя. К зоне разлома приурочена крупная дайкообразная интрузия диоритов и габбро-диоритов (Ахсакальский интрузив), вытянутая в северо-западном направлении.

Третье крупное нарушение северо-западного направления протягивается в западной части района, прослеживаясь непрерывно более чем на 25 км (Таштунский или Дебаклинский разлом). В пределах Мегринского плутона разлом на значительном протяжении проходит между интрузиями монцититов и порфировидных гранитов. Последние в полосе, примыкающей к разлому, обладают тонкоплитчатой отдельностью, на отдельных же участках разгнеивованы. Зона разлома падает на северо-восток под углом 45—60° и наиболее отчетливо фиксируется в районе Каджаранского медно-молибденового месторождения в обнажениях по рр. Мякан, Хиаридзор, Вохчи. К северо-западу от Каджаранского месторождения разлом отчетливо прослеживается по долине р. Давачи (левый приток р. Вохчи) к северо-восточным склонам г. Ахмечит и далее к гребню Зангезурского хребта. К югу же он проходит через Таштун-

ский (Дебаклинский) перевал в бассейн р. Мегри. Здесь на некотором расстоянии зона нарушения прослеживается еще между монцонитовой и гранодиоритовой интрузиями, южнее же у Джиндаринского и Алагюнейского месторождения она целиком располагается в пределах последней.

Южнее, на продолжении описываемого нарушения, располагается Агаракский разлом, протягивающийся в западной части рудного поля Агаракского медно-молибденового месторождения в том же север—северо-западном направлении и так же падающий на северо-восток.

Территориальная приуроченность большого количества медно-молибденовых месторождений района к указываемому разлому дает основание считать его структурой, контролировавшей оруденение. Однако повторные пострудные тектонические движения вызвали новое смещение вдоль разлома, что четко устанавливается по срезанию им рудовмещающих структур, рудных жил, рудоносных зон и расположенных в пределах последних даек порфиринов, игравших существенную роль в процессах рудоотложения.

Ряд крупных нарушений и зон дроблений северо-западного простирания отмечается и в северной части района в бассейнах рр. Сисиан, Айри и Шенатаг.

Зона измененных пород, наблюдаемая в верховьях р. Сисиан, также приурочена, по всей вероятности, к крупной зоне нарушения северо-западного простирания. Указываемая зона прослеживается по правобережью р. Сисиан от с. Аравус к верховьям р. Сисиан и на отдельных участках несет реальгар-аурипигментовое оруденение.

С нарушениями северо-западного направления сопряжены нарушения северо-восточного и близширотного простирания, частью же они образовались несколько позже. Прослеживаются они по простиранию сравнительно на меньшие расстояния (десятки, сотни метров). Указанные нарушения во многих случаях являются рудовмещающими. К ним же приурочены обычно дайки порфиринов. Они отчетливо выявляются в пределах рудных полей медно-молибденовых месторождений (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара и др.), располагаясь под различными углами к основным северо-западным нарушениям.

В тесной связи с особенностями геологического строения района и историей его формирования находится рудоносность. По времени и условиям образования здесь выделяются магматический, контактово-метасоматический и гидротермальный типы месторождений. Подавляющая часть месторождений относится к месторождениям гидротермального генезиса, среди которых наиболее важное промышленное значение имеют медно-молибденовые месторождения. Все остальные генетические типы имеют незначительное развитие и, как правило, промышленных концентраций металлов не дают. Исключение представляет лишь Сваранцское месторождение железа позднемагматического генезиса.

Медно-молибденовые месторождения по морфологическому типу относятся в основном к штокверковому, прожилково-вкрапленному типу с развитием оруденения на значительных площадях. Меньшее значение имеет жильный тип оруденения, представленный мощными кварцево-сульфидными жилами, а также зоны брекчированных руд. В локализации месторождений четко проявляется роль магматического, структурного и литолого-стратиграфического факторов.

Роль магматического фактора проявляется в тесной пространственной связи оруденения с третичными интрузиями гранитоидов. Месторождения, как правило, располагаются в массивах этих интрузий либо в экзоконтактовых их частях, при этом рудовмещающими являются как

интрузивные породы отдельных фаз внедрения, так и породы кровли интрузивов—вулканогенно-осадочные породы нижнего и частью среднего эоцена.

Намечается четкая связь определенных типов оруденения с определенными же по составу и времени внедрения интрузивными комплексами. Так, в тесной связи с сиенито-диоритами монцонитовой фазы и пространственно внутри этих массивов локализуются магнетит-апатитовые руды гистеромагматического генезиса, с габбро-пироксенитами тесно связано титаномагнетитовое оруденение, а с кислыми дифференциатами этой же фазы внедрения связаны гидротермальные месторождения медно-молибденовых и полиметаллических руд.

Наиболее интенсивная рудная минерализация парагенетически связана с последней фазой внедрения—гранитами, гранодиоритами и порфиридовидными их разностями. В эту стадию рудообразования сформировались многочисленные медно-молибденовые месторождения, месторождения золота и полиметаллических руд и в их числе промышленно наиболее важные: Каджаран, Агарак, Личк и др. Интересно отметить, что на ряде месторождений оруденение пространственно тяготеет к дайкам и мелким штокам кислых интрузий.

Очевидно, однако, что оруденение при наблюдающихся крупных масштабах не может быть связано с мелкими интрузиями и последние так же, как и оруденение, являются производными глубинного магматического очага, который являлся материнским для пород всех фаз внедрения, мелких интрузий и оруденения.

По всей вероятности, в данном случае, как и вообще в сложных комплексах, главный этап оруденения совпадает по времени с внедрением последних порций магмы, жильных пород и мелких штоков—последних дифференциатов магматического очага.

Подтверждением обогащения магматического очага металлами, в конечных стадиях его деятельности, является наличие секущих массив порфиридовидных гранитов и гранодиоритов кварцевых жил с интенсивным медно-молибденовым оруденением.

Важную роль в локализации оруденения играл структурный фактор. К рудоконтролирующим относятся как крупные складчатые и разрывные нарушения, так и небольшие структуры местного, локального характера. В связи с ундуляцией, в пределах описываемой территории, оси Мегринского антиклинория оруденение проявляется на поверхности не повсеместно. Месторождения приурочены к участкам воздымания оси, где интрузивные породы вскрываются на значительных площадях, наоборот, участки погружения оси, сложенные породами кровли интрузивных массивов, почти лишены оруденения. Роль разрывных нарушений в локализации оруденения проявляется также отчетливо. К такого рода рудоконтролирующим структурам относятся: Таштунский (Дебаклинский) разлом, к которому приурочены Каджаранское, Личкское, Ала-Гюнейское месторождения и многочисленные рудопроявления; Агаракский разлом, контролирующий оруденение рудного поля Агаракского месторождения; Дастакерт-Мурхузские зоны дроблений, к которым приурочена Дастакертская группа месторождений и др. Наряду с отмеченными нарушениями северо-западного простирания существенную роль в формировании месторождений играли сопряженные с ними разрывные нарушения северо-восточного и широтного простирания, в пределах которых и происходило рудоотложение. Эти рудоносные структуры имеют широкое развитие в пределах рудных полей Каджаранского, Дастакертского, Личкского и др. месторождений.

Влияние литологического фактора на локализацию оруденения про-

является на ряде месторождений. Так, на Каджаранском месторождении медно-молибденовое оруденение приурочено к монцонитам и близким к ним по составу породам, богатым цветными минералами, которые легко разрушались и подвергались замещению их сульфидами. В плотных породах—гранит-порфирах, гранодиорит-порфирах—оруденение практически отсутствует, хотя в призальбандовых частях этих пород, в монцонитах, оно развито интенсивно. На Кейфашенском, Ньюадинском, Мичи-матском месторождениях оруденение приурочено к скарнированным карбонатным породам и отсутствует во вмещающих карбонатные образования породах. Глубина формирования интрузивных массивов и месторождений, приуроченных к ним, с учетом эродированной части кровли, определяется в 2—3 км от поверхности. Образование медно-молибденовых руд почти на всех месторождениях в основном имело место в среднетемпературных гидротермальных условиях, что подтверждается широким развитием серицитизации, хлоритизации, окварцевания во вмещающих руды породах и господством в рудах среднетемпературного комплекса сульфидов (халькопирит, молибденит, реже галенит, сфалерит).

На многих месторождениях четко выявляется длительность и многостадийность процессов оруденения, изменение характера растворов во времени, обусловившее различный вещественный состав руд, образовавшихся в каждую стадию минерализации. Эти вопросы детально изучены на Каджаранском месторождении и подробно освещены ниже при его описании.

III. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

ГРАНИЦА РУДНОГО ПОЛЯ И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ

Каджаранское рудное поле охватывает территорию около 20—25 кв. км. В его пределы, помимо собственно Каджаранского месторождения, входят также небольшие участки рудопроявлений, указывающие на общность и генетическое родство с минерализацией Центрального участка месторождения. К этим участкам относятся: Мякан, Северо-восточный, Давачи, Кармир-Кар, Аткиз и Анд. Целая серия небольших участков минерализации отмечается в восточной части рудного поля, особенно в ущелье р. Ширии. Это главным образом небольшие жилы, зоны прожилкового оруденения, участки гидротермально измененных пород с редкой вкрапленностью рудных минералов. Вышеотмеченное свидетельствует о значительном площадном распространении оруденения в пределах рудного поля.

Вся эта площадь рудопроявлений, объединенная в понятие рудное поле Каджаранского месторождения, занимает определенное положение в региональной структуре. Оно приурочено к северному погружению Мегринского батолита, к контакту двух разновозрастных интрузивных массивов с вулканогенной толщей раннего эоцена. Это обстоятельство имело, очевидно, важное значение в формировании и локализации оруденения на данном участке.

На западе граница рудного поля проходит по контакту монцититовой интрузии с интрузией порфирированных гранодиоритов. Некоторые исследователи отмечают слабое оруденение в эндоконтактной части порфирированных гранодиоритов, однако границей промышленного оруденения является контакт указанных интрузий.

На севере граница также резкая и отбивается контуром контактового воздействия монцититовой интрузии.

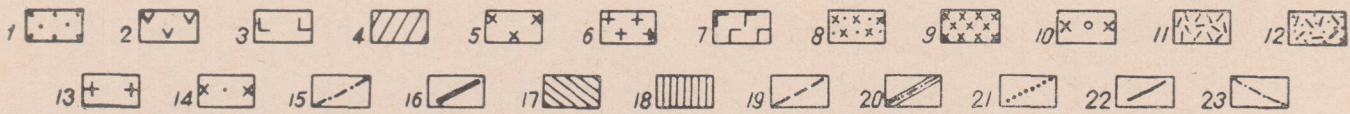
На востоке граница рудного поля проходит несколько восточнее сс. Аткиз и Анд, где система северо-восточных рудоносных структур постепенно затухает.

Южная граница рудного поля проводится севернее Дебаклинского перевала и отбивается на основе довольно ясного затухания тектонических структур, представляющих оперяющую систему Дебаклинского нарушения. Таким образом, Каджаранское рудное поле имеет четкие и естественные границы и представляет собой своеобразный узел тектонических структур, с удалением от которого происходит их постепенное затухание.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

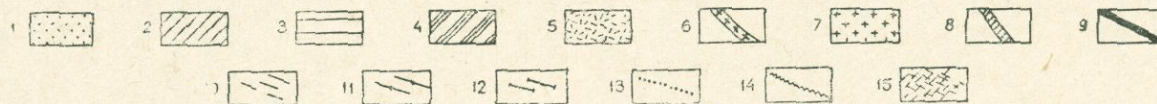
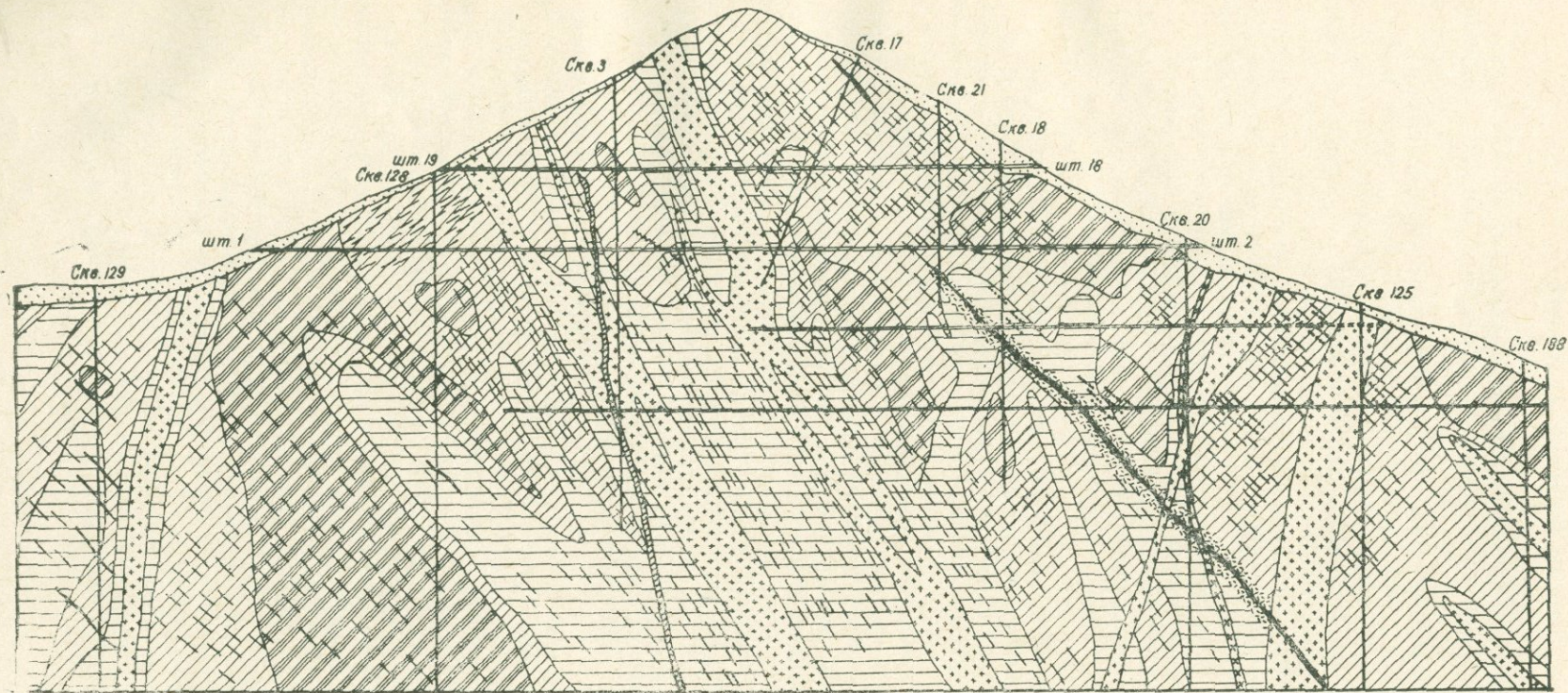


Разрез по линии III-III1



- | | |
|--|--|
| <p>1. Аллювиально-делювиальные отложения.
 2. Порфиры вулканогенно-осадочной толщи н. эоцена.
 3. Роговики плагиоклаз-роговообманковые.
 4. Роговики роговообманковс-биотитовые.
 5. Монцитоны свежие.
 6. Диориты.
 7. Габбро-габбро-диориты.
 8. Монцитоны пегматоидные.
 9. Дополнительные интрузии.
 10. Монцитоны полевошпатизированные.
 11. Гидротермально слабо измененные монцитоны.
 12. Гидротермально сильно измененные монцитоны.</p> | <p>13. Порфиroidные граниты.
 14. Порфиroidные гранодиориты.
 15. Аплиты, пегматиты.
 16. Диоритовые порфиры.
 17. Гранодиорит-порфиры I этапа.
 18. Гранодиорит-порфиры II этапа.
 19. Лампрофиры.
 20. Минетты.
 21. Кварц-карбонатные жилы.
 22. Кварц-сульфидные жилы.
 23. Тектонические нарушения.</p> |
|--|--|

СХЕМАТИЧЕСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ



- | | |
|--|--|
| 1. Аллювиально-делювиальные отложения. | 9. Кварц-сульфидные жилы. |
| 2. Монзониты слабоизмененные (каолинизированные). | 10. Кварц-молибденитовые прожилки. |
| 3. Монзониты сильноизмененные (каолинизированные). | 11. Кварц-молибденит-халькопиритовые прожилки. |
| 4. Монзониты свежие. | 12. Кварц-халькопиритовые прожилки. |
| 5. Интенсивно серицитизированные монзониты. | 13. Кварц-пиритовые прожилки. |
| 6. Гранодиорит-порфиры I этапа внедрения. | 14. Кварц-карбонатные жилы. |
| 7. Гранодиорит-порфиры II этапа внедрения. | 15. Участки развития гипс-ангидридной минерализации. |
| 8. Дайки лампрофиров. | |

ГЕОЛОГИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Рудное поле Каджаранского месторождения сложено в основном породами монцонитовой интрузии и интрузии порфиroidных гранодиоритов.

Порфиroidные гранодиориты занимают небольшой участок в западной части рудного поля. Всю остальную часть рудного поля месторождения занимают монцониты. Контакт между указанными интрузивными массивами отбивается отчетливо. На площади рудного поля он имеет северо-западное простирание $320-330^\circ$ с падением на северо-восток. За пределами рудного поля, южнее Каджаранского месторождения, контакт этот имеет примерно меридиональное простирание с крутыми углами падения на восток.

Контактовая линия характеризуется извилистыми очертаниями.

Возрастные взаимоотношения между двумя разновозрастными интрузиями устанавливаются отчетливо. Повсеместно по всему контакту апофизы порфиroidных гранодиоритов внедряются в монцониты, на основе чего устанавливается более молодой возраст порфиroidных гранодиоритов.

На участке Каджаранского рудного поля контакт между монцонитами и порфиroidными гранодиоритами интрузивный, осложнен последующими тектоническими подвижками. Он хорошо устанавливается как на поверхности, по сильно измененным и раздробленным породам, так и в горных выработках и буровых скважинах.

В северо-западной части рудного поля, на участке Давачи, контакт порфиroidных гранодиоритов с монцонитами на небольшом участке приобретает близширотное простирание, в связи с чем образуется своеобразный заливообразный выступ порфиroidных гранодиоритов. На этом же участке порфиroidные гранодиориты выдвинуты на север по отношению к породам монцонитовой интрузии.

Контакт порфиroidных гранодиоритов на этом интервале интрузивный, имеет близширотное простирание, а зона дробления, по-видимому, сохраняет свое прежнее простирание.

Граница интрузий порфиroidных гранодиоритов по простиранию прослеживается до привершинной части Пирамсарского хребта, далее резко поворачивает на запад и затем протягивается параллельно водораздельной части этого хребта.

Зона дробления Дебаклинского нарушения севернее Давачинского участка не прослеживается. По-видимому, здесь происходит или общее затухание этого нарушения, или имеет место расщепление общей мощной зоны дробления на ряд сравнительно небольших тектонических швов. В северной части рудного поля, к востоку от интрузии порфиroidных гранодиоритов, по склону Пирамсарского хребта отчетливо прослеживается контакт между порфиритами раннего эоцена и монцонитовой интрузией. Он имеет примерно близширотное—северо-восточное простирание. На участке Аткизского месторождения монцониты несколько вдаются в порфириты в виде дугообразного выступа. Поверхность контакта падает на север под углом $45-55^\circ$, на отдельных участках она приобретает более крутое падение.

По всему протяжению контакта отмечаются многочисленные апофизы и инъекции монцонитов в порфириты, обычно протягивающиеся параллельно контакту главной интрузии. На некоторых участках зоны контакта отмечается многослойное чередование ороговикованных порфиритов с монцонитами. Местами ширина зоны инъекции достигает 100—150 и более метров. Прекрасный пример такой зоны инъекции отмечается в

магистральной канаве (фиг. 1), где инъекция монцонитов сопровождается весь ореол ороговикования. Мощность отдельных апофиз колеблется от 1—2 до 20—25 см. По протяжению они обычно быстро выклиниваются на расстоянии 100—150 м. Однако вследствие кулисообразного расположения инъекций монцонитов это явление наблюдается, по-видимому, на значительном интервале контакта и имеет прерывистый характер.

Контакт монцонитовой интрузии с порфиритами прослеживается в восточном направлении до устья р. Пхрут, где он резко поворачивает на юг.

Повсеместно в приконтактной полосе, непосредственно примыкающей к монцонитам, отмечается полоса контактовых роговиков, образовавшихся в результате термального воздействия интрузии на порфиристы. Ширина контактового ореола довольно изменчива. На западе, в районе участка Давачи, ширина его достигает 350—400 м, с запада на восток полоса роговиков постепенно суживается и минимальная ее мощность (25 м) отмечается на участке с. Аткиз, где монцониты образуют дугообразный выступ. Здесь, очевидно, монцониты имеют более крутой контакт, чем и обусловлено уменьшение мощности контактового ореола. Далее на восток ширина контактового ореола снова возрастает и в районе с. Лернадзор достигает 200—250 м.

Граница контактовых роговиков с монцонитами довольно отчетливая: интрузивная, с извилистыми очертаниями. Переход их в порфиристы постепенный и неуловимый. Однако он хорошо устанавливается на основе микроскопического изучения шлифов.

Наибольшее ороговикование порфиритов отмечается вблизи контакта, оно постепенно ослабевает по мере удаления от интрузии, но местами отмечаются участки роговиков и внутри порфиритовой толщи вдали от контакта интрузии. Но они проявляются локально и, по-видимому, представляют участки над нескрытыми куполами или мелкими штокообразными телами интрузий.

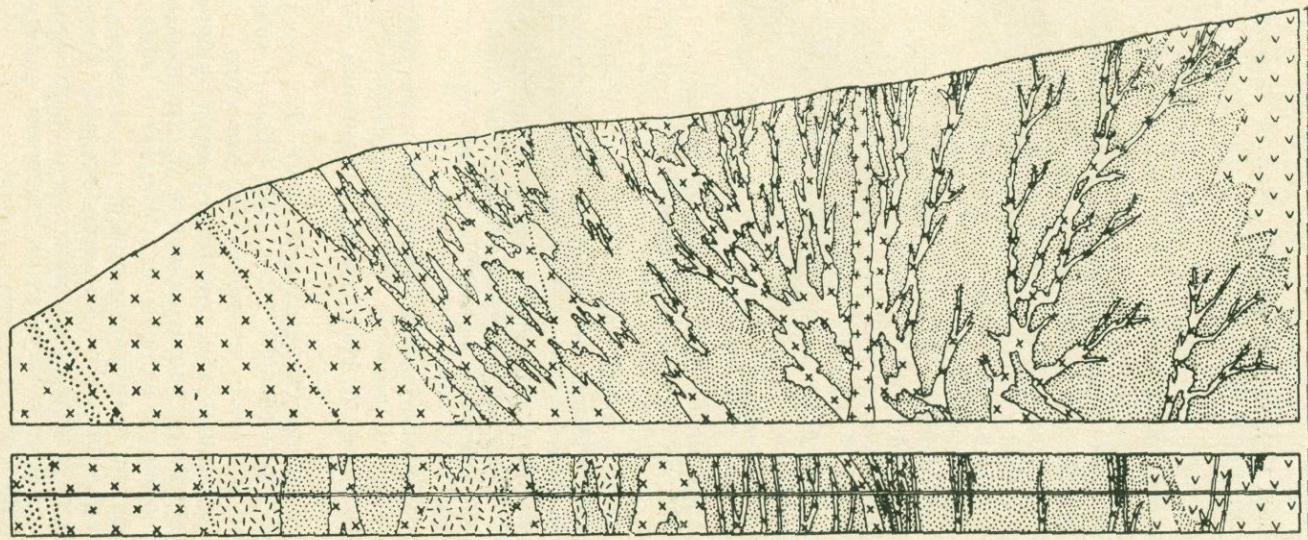
Нередко в роговиках, примыкающих к интрузии, отмечается ориентировка породообразующих минералов, особенно цветных. Последние образуют вытянутые линзы, скопления с неправильными очертаниями. Они проявляются отдельными изолированными участками по всей контактовой полосе. Местами ориентированность минералов отмечается также и в монцонитах.

Ориентировка цветных минералов обусловлена, по всей вероятности, локальными подвижками вдоль контакта.

На некоторых участках ориентировка повторяет изгибы контактовой линии интрузии. Местами такая параллельная текстура ориентирована косо по отношению к контакту интрузии. Однако в основном участки с согласной, по отношению к контакту, ориентировкой минералов имеют простираание СВ 50° и падают в сторону падения поверхности контакта.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ЭОЦЕНОВОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Порфиристы в районе месторождения слагают весь северный склон Пирамсарского хребта. На востоке они налегают на интенсивно дислоцированную палеозойскую осадочно-вулканогенную толщу, на западе же постепенно переходят в Капутджихскую порфиритовую толщу.



Фиг. 1. Геологический разрез по магистральной канаве 1. Монзониты. 2. Измененные монзониты. 3. Порфиры. 4. Роговики. 5. Дайка гранодиорит-порфира. 6. Лампрофиры.

Несмотря на кажущуюся однородность порфиритов, в них выделяются отдельные разновидности, отличающиеся как по составу, так и по своим структурным особенностям. Обычно это свежие, плотные, слабо трещиноватые породы с крупноблочной отдельностью.

Среди них выделяются следующие разновидности:

1. Плаггиоклаз-пироксеновые, имеющие наибольшее развитие;
2. Роговообманковые, имеющие незначительное распространение, но выделяющиеся по своим характерным особенностям (крупными порфировыми вкрапленниками роговой обманки, достигающими местами 2—3 см).
3. Мелкозернистые диабазоподобные, имеющие небольшое распространение и образующие, по-видимому, отдельные потоки, переслаивающиеся с остальными разновидностями порфиритов.

Все разновидности отличаются структурой и количественным содержанием минералов. Оптические свойства минералов идентичны.

Микроскопически плаггиоклаз-пироксеновые или андезитовые порфириты представляют собой плотные, серые, темно-серые порфиновые породы. В их составе отмечается основной плаггиоклаз, авгит, роговая обманка. Местами в подчиненном количестве встречается кварц и биотит. Породы имеют полифировую, реже олигофировую структуру с гиалопилитовой или микролитовой основной массой. Гиалопилитовая основная масса сложена игольчатыми кристаллами плаггиоклаза, погруженными в стекловатый базис. Микролитовая основная масса состоит из короткопризматических микролитов плаггиоклаза, роговой обманки и пироксена. В породах отмечается наличие миндалин, выполненных в основном хлоритом, реже кальцитом и эпидотом, а также мелкие прожилки хлорита и кальцита.

Вкрапленники представлены плаггиоклазом, авгитом и зеленой роговой обманкой. В большинстве случаев вкрапленники преобладают над основной массой.

Плаггиоклаз (№ 50—60) имеет призматические и таблитчатые формы. Двойники полисинтетические, образованы по альбитовому, реже периклиновому законам. Имеются зональные плаггиоклазы. Наблюдается срастание отдельных индивидов. Плаггиоклазы обычно сильно изменены, причем изменение плаггиоклазов тем интенсивнее, чем ближе к контакту интрузии. Продуктами изменения являются пелит, серицит, реже эпидот.

Авгит присутствует в виде короткопризматических гексагональных зерен, со спайностью вдоль удлинения. Сильно изменен с переходом в хлорит и кальцит, реже в эпидот. Наблюдаются двойники. $cNg=39-42^\circ$, $Ng-Np=0,022$.

Роговая обманка встречается реже, чем авгит. Для нее характерны призматические формы $cNg=18-20^\circ$, $2V=-78^\circ$. Обычно травянисто-зеленая с плеохроизмом до светло-желтовато-зеленоватого. Относится к ряду обычных зеленых роговых обманок. Большинство кристаллов хлоритизировано с выделением рудного минерала. В крупных кристаллах роговой обманки наблюдаются включения магнетита и апатита. Биотит имеет таблитчатый габитус, плеохроизм ясный, со схемой абсорбции $Ng \gg Nm > Np$, по Ng темно-бурый, по Np светло-желтый. Кварц в породе встречается спорадически в виде очень мелких единичных зерен. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, пиритом, единичными знаками молибдена и олова, сфеном—редко.

Данные химических анализов роговообманкового андезитового порфирита из района сел. Аткиз приведены в сводной таблице химических

анализов пород (табл. 13). По химическому составу относятся к базальтовым порфиритам.

Роговообманковые порфириты—зеленовато-серые порфиновые породы с крупными порфиrowыми вкрапленниками роговой обманки и очень редкими вкрапленниками полевых шпатов. В минералогическом составе породы принимают участие основной плагиоклаз, роговая обманка. В подчиненном количестве отмечаются авгит, кварц и биотит.

Структура породы—порфиrowая с микролитовой, реже гиалопилитовой основной массой. Отличием от андезитовых порфиритов является преобладание роговой обманки среди вкрапленников. Роговая обманка представлена обычной роговой обманкой с углом угасания $cN_g=17-22^\circ$, $2V=-76^\circ$, образует крупные, хорошо ограненные кристаллы. Часто замещен хлоритом.

Плагиоклаз в виде таблитчатых или призматических кристаллов относится к лабрадору № 48—60. Обычно изменен с переходом в эпидот, пелит.

Остальные минералы—авгит, биотит, кварц—отмечаются спорадически и не во всех шлифах.

Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, иголок роговой обманки, хлорита, рудного минерала и стекловатого базиса.

Акцессорные минералы те же, что и в андезитовых порфиритах.

Мелкозернистые диабазоподобные порфириты макроскопически представляют собой тонкозернистые, плотные темные породы с многочисленными белыми вкрапленниками плагиоклазов. Под микроскопом порода имеет монофиrowую структуру, где вкрапленники представлены лишь плагиоклазом.

Структура основной массы отличается разнообразием. В основном она представлена флюидально-микролитовой с большим количеством мелких зерен рудного минерала. Местами это гиалопилитовая структура с очень мелкими микролитами плагиоклаза и зернами рудного минерала, погруженного в хлоритизированный стекловатый базис. Отмечаются также участки, сложенные глобосферитами. Эти структуры имеют ограниченное развитие. Плагиоклаз вкрапленников представлен как кристаллическими, так и таблитчатыми, а также кристаллами неправильной формы. Количество вкрапленников неравномерное и в некоторых шлифах резко преобладает над основной массой, в этом случае вдоль кристаллов плагиоклаза наблюдается оторочка из мелких зерен рудных минералов. Рудный минерал представлен магнетитом. Порода сильно хлоритизирована.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Наиболее характерной особенностью геологического строения исследованной территории является весьма широкое развитие интрузивных образований.

Как было отмечено, в районе рудного поля выделяются два разновозрастных интрузивных комплекса: породы монцитовой интрузии и более молодые породы, слагающие интрузию порфиrowидных гранитов и гранодиоритов.

Породы главной интрузивной фации

Монцониты слагают основную часть рудного поля. Интрузия монцонитов является наиболее крупной в составе Мегринского плутона. Она слагает огромные площади, протягиваясь на юг. переходит государственную границу с Ираном и, судя по литературным данным, обнажается на больших площадях в Иранском Кара-даге.

Исследования С. А. Мовсеяна (1953), С. С. Мкртчяна (1958) установили, что монцонитовая интрузия характеризуется весьма значительным разнообразием слагающих ее пород.

Детальные петрографические исследования пород, слагающих рудное поле Каджаранского месторождения, подтверждают выводы вышеуказанных авторов о неоднородности состава интрузии.

В монцонитовой интрузии выделяются собственно монцониты, кварцевые монцониты, диориты и переходные к ним кварцевые диориты, сиениты, сиенито-диориты, габбро, габбро-диориты. В основном же рудное поле сложено из монцонитов, кварцевых монцонитов и диоритов. Остальные различия имеют подчиненное значение и выделяются местами в виде отдельных участков с неправильными очертаниями. Переходы между отдельными разновидностями пород совершенно постепенны и неуловимы, а границы между ними устанавливаются лишь на основе изучения шлифов.

В залегании отдельных разновидностей пород в рудном поле месторождения существует определенная закономерность, выражающаяся в постепенном изменении состава монцонитов с запада на восток. Отчетливо это наблюдается на левобережном участке. Развитие здесь в западной части рудного поля габбро-диориты и монцониты постепенно с увеличением содержания калиевого полевого шпата и уменьшением цветных минералов (роговой обманки, пироксена) через кварцсодержащие монцонитовые различия переходят к востоку в сиенито-диориты и сиениты.

А. В. Пэк и Н. С. Скрипченко (1957), проводившие детальную геологическую съемку южнее Каджаранского рудного поля, также указывают на значительное разнообразие пород и неоднородность строения монцонитовой интрузии.

Наряду с разнообразием состава в монцонитах весьма широко и разнообразно проявляются и структуры. Участки с различными типами структур образуют постепенные переходы друг в друга. Однако встречаются типы структур, имеющие весьма отчетливые границы. Особенно четко выделяются участки с крупнокристаллической, местами гигантокристаллической структурой. Подобные участки крупнокристаллических монцонитов образуют тела с неправильным очертанием. Размеры их обычно сильно варьируют от небольших участков с изометрическим очертанием до довольно крупных вытянутых тел. Местами в монцонитах выделяются участки с порфиридной структурой с крупными выделениями калинатрового полевого шпата.

Природа этих образований связана, по-видимому, с неравномерным охлаждением монцонитов, с наличием летучих при кристаллизации пород. Участки с крупнокристаллической структурой, очевидно, следует связать с пегматитизацией монцонитов, которая отчетливо выделяется в местах скопления летучих соединений.

Переходы крупнозернистых монцонитов в обычные совершаются постепенно, но на небольшом интервале.

Участки таких пород имеют пологое залегание и образуются, видимо, в прикупольных участках интрузива, непосредственно под крышей интрузии.

А. В. Пэком и Н. С. Скрипченко в районе Каджаранского месторождения при картировании выделялись темные и светлые разности монцонитов. Однако при камеральных исследованиях выделенных разностей монцонитов они не нашли никакой разницы между ними. Химический и минералогический состав обеих разностей совершенно тождествен. Совершенно одинаковы и номера плагиоклазов. Наши исследования вполне подтвердили выводы А. В. Пэка и Н. С. Скрипченко в отношении этих разностей монцонитов.

Различие в окраске монцонитов, возможно, связано с цветом плагиоклазов, с некоторыми их особенностями, не влияющими на состав монцонитов.

Переходы между светлыми и темными разностями монцонитов совершенно незаметны. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика кварцсодержащих монцонитов и монцонитов.

Кварцсодержащие монцониты и монцониты. Кварцсодержащие монцониты в виде узкой полосы прослеживаются вдоль северного контакта монцонитов с вмещающими породами и в виде небольших участков в районе с. Охчи (левый берег р. Вохчи). Отличаются от собственно монцонитов светлой окраской, наличием кварца до 6% и повышенным содержанием роговой обманки. Монцониты—это темно-серые до черных с розоватым оттенком полнокристаллические породы. Макроскопически хорошо видны блестящие чешуйки биотита. Структура монцонитовая. В минералогическом отношении породы характеризуются содержанием плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, биотита, авгита, зеленой роговой обманки, кварца. Из аксессуарных минералов—апатит, сфен, циркон, пирит, магнетит, молибденит, ортит, олово, серебро, торит, ураноторит, тантало-ниобаты, ильменит, гематит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, карбонатом, альбитом, кварцем, уралитом, эпидотом, биотитом, малахитом. Плагиоклаз образует идиоморфные призматические, двойникованные по альбитовому и альбит-эстерельскому законам кристаллы. Реже отмечаются зональные плагиоклазы с числом зон до четырех. По составу отвечают плагиоклазу, андезин-лабрадору с содержанием Ap_{41-54} (табл. 1). Продуктами изменения плагиоклазов являются серицит, карбонат, кварц, альбит. Наблюдается срастание отдельных индивидов.

Калинатровый полевой шпат представлен крупными ксеноморфными зернами, содержащими значительное количество пертитовых вростков альбита различной формы: ленточных, жилковатых, пятнистых. Среди пертитов преобладают пертиты замещения, представленные различными формами и более крупными размерами, чем пертиты распада. На стыке с кристаллами плагиоклазов происходит образование мirmekитовых вростков кварца. Содержатся включения мелких кристалликов плагиоклаза, роговой обманки и апатита. Определение иммерсионным методом показателей преломлений калинатровых полевых шпатов из монцонитов дало $Ng=1,525-1,537$, $Nm=1,519-1,532$ и $Np=1,517-1,523$.

Калинатровый полевой шпат в основном представлен ортоклазом и нерешетчатым микроклином, но так как угол угасания его несколько меньше, а показатель преломления несколько больше, чем у типичных ортоклазов и микроклинов, преобладание натрия, а также резко выраженная триклинная ориентировка позволяют отнести их к аноклазу.

Таблица 1

№ шлифов	Координаты двойниковых осей в градусах			Соотно- шение В и Д	2 V в градусах	Закон двой- никования	№ плагио- класов
	Ng	Nm	Np				
1084	87,5	64	26	В Д	-86	$\frac{\perp (100)}{(010)}$	54
860	87	75	15,5	В Д	-88	$\frac{\perp 100}{(010)}$	45
904	25	67	82,5	В ⊥ Д	-83	$\frac{\perp 100}{(001)}$	41
777	60,5	36	72	В ⊥ Д	-88	$\frac{\perp (100)}{(010)}$	51
867	65,5	32	71	В Д	-87	$\frac{\perp (100)}{(010)}$	49
753	87	70,5	20	В Д	-86	$\frac{\perp 100}{(010)}$	49

Пироксен представлен моноклинной разновидностью, авгитом и ферроавгитом. Образует короткопризматические кристаллы с характерными восьмиугольными поперечными сечениями, со спайностью в двух направлениях под углом до 86° . Характерны двойники по (100). $cNg = 37-46^\circ$, $2V = 56-60$, $Ng-Np = 0,025$. Наряду со свежими кристаллами отмечаются сильно уралитизированные и хлоритизированные зерна с выделением магнетита (фиг. 2). Часто содержат включения зерен магнетита и апатита.



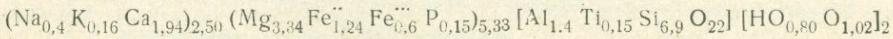
Фиг. 2. Выделение магнетита при хлоритизации биотита. Николи, || ув. 24.

Зеленая роговая обманка образует удлиненные призматические кристаллы с хорошо выраженным ромбом в поперечном сечении. Сдвойникованы по (110), имеют резко выраженный плеохроизм. Отмечается тесная ассоциация кристаллов роговой обманки с зернами магнетита, сфена и апатита. $cNg = 16-22^\circ$, $2V = -71-78^\circ$, $Ng-Np = 0,026-0,028$. Схема абсорбции обычная. Результат химического анализа приведен в табл. 2. Пересчет произведен на 24-кратные атомные количества. Там же дана формула минерала, полученного в результате пересчета. Анализ

Обр. 1923

Оксиды	Весовые %	Молекулярные к-ва	Атомное к-во кислорода	Число атомов кислорода	Атомное к-во катионов	Атомные количества катионов с учетом поправочного коэффициента
SiO ₂	45,72	761	1522	13,8	761	6,9
TiO ₂	1,25	16	32	0,3	16	0,15
Al ₂ O ₃	8,15	80	240	2,1	480	1,4
Fe ₂ O ₃	4,66	29	87	0,9	57	0,6
P ₂ O ₅	0,10	1	5	0,06	2	0,15
FeO	9,84	136	136	1,24	136	1,24
MnO	0,33	4	4	0,04	4	0,04
MgO	14,8	367	367	3,34	367	3,34
CaO	12,0	214	214	1,94	214	1,94
Na ₂ O	1,54	24	24	0,2	48	0,4
K ₂ O	0,84	9	9	0,08	13	0,16
ппп	0,80	—	—	—	—	0,80
Σ			2640			

Кристаллохимическая формула роговой обманки:



произведен в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР (аналитик А. А. Петросян). Отличительной чертой роговых обманок района является низкое содержание или полное отсутствие группы OH.

Кристаллы роговой обманки сильно биотитизированы и хлоритизированы. Кроме описанной зеленой роговой обманки, в породе отмечается наличие бесцветной роговой обманки $cNg=25-34^\circ$ и $2V=-85^\circ$ и уралит, развивающийся за счет пироксена.

Биотит в виде густоокрашенных темно-коричневых табличек размером от 0,25 до 1,20 мм часто хлоритизирован с выделением магнетита. Содержит включения апатита, сфена, магнетита. Зерна последнего окружены каймой хлорита или сфена.

Химический анализ биотита и его кристаллохимическая формула приведены в табл. 3. Пересчет произведен на 12-кратное атомное количество кислорода.

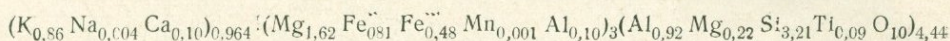
Анализ производился в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР (аналитик М. И. Языджян).

Биотит из монцонитов отвечает составу биотитов из монцонитов по Четверикову, отличаясь несколько повышенным содержанием магния и окиси кальция. Результаты спектральных анализов биотитов показаны на фиг. 3, из которой видно, что в биотитах в больших количествах присутствуют марганец, ванадий, барит, цирконий, медь, кобальт, стронций. Остальные элементы встречаются в несколько меньшем количестве. Кварц отмечается в виде мелких зерен неправильной формы. Апатит образует призматические кристаллы, оканчивающиеся пирамидой или комбинацией пирамиды и пинакоида. Обычно бесцветен, но отмечаются также зональноокрашенные апатиты (фиг. 4). Циркон присутствует во всех шлифах, образуя призматические кристаллы с пирамидальными скоплениями с окраской от бесцветной до темно-розовой. Находится в тесной ассоциации с темноцветными минералами. Кроме того, в протолочках установлено наличие коричнево-бурых цирконов, относящихся к цертолитам, и желтовато-серых малаконов. Такие минералы,

Обр. 2

Окислы	Весовые %	Молекулярные к-ва	Атомное к-во кислорода	Число атомов кислорода	Атомное к-во катионов	Атомные количества катионов с учетом поправочного коэффициента
SiO ₂	39,47	658	1316	6,42	658	3,21
TiO ₂	1,10	14	28	0,17	14	0,09
Al ₂ O ₃	14,1	138	314	1,53	276	1,02
Fe ₂ O ₃	7,76	49	147	0,72	98	0,48
P ₂ O ₅	0,10	1	5	0,002	2	0,8
FeO	11,96	167	167	0,81	167	0,81
MnO	0,33	4	4	0,001	4	0,001
MgO	14,45	360	360	1,82	360	1,82
CaO	1,15	21	21	0,10	21	0,10
Na ₂ O	0,40	6	6	0,002	12	0,004
K ₂ O	8,32	88	88	0,43	176	0,86
ппп	0,60	—	—	—	—	—
Σ	99,74		2456			

В результате пересчета получается следующая формула минерала:



как пирит, молибденит, халькопирит, магнетит и сфен отмечаются во всех шлифах. Сфен образует как хорошо образованные клиновидные кристаллы (фиг. 5), так и зерна неправильной формы. Цвет минерала от светло-желтого до бурого часто разложен с переходом в лейкоксен.

Количественно-минералогический состав породы дан в табл. 4.

Породы эндоконтактовой фации. В зоне контакта монцонитовой интрузии с порфиритами в краевой части интрузии проходит полоса диоритов. Она имеет неправильные очертания и невыдержанную мощность. Ширина ее местами достигает 50—60 м.

Переходы диоритов в монцониты совершенно постепенны и связаны с постепенным уменьшением количества калиевого полевого шпата и исчезновением характерной для монцонитов монцонитовой структуры. Внешне диоритовые породы краевой зоны интрузии характеризуются мелкозернистой структурой, чем они довольно резко отличаются от нормальных среднезернистых монцонитов.

Образование краевой полосы диоритовых пород обусловлено, по-видимому, воздействием контакта, возможно с некоторой ассимиляцией вмещающих пород. Однако наличие отдельных участков этих пород в массиве монцонитов очевидно следует объяснить и дифференциацией.

Макроскопически это серые среднезернистые породы, структура их гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, кварц, биотит. Калинатровый полевой шпат в центральной части тела отсутствует и появляется лишь в краевой переходной к монцонитам зоне. Из аксессуарных минералов отмечается апатит, сфен, пирит, халькопирит, магнетит, анатаз и базовисмутит. Вторичные минералы: серицит, хлорит, эпидот. Плагиоклаз образует призматические кристаллы с узкими двойниковыми полосками. По составу отвечает андезину с содержанием Al_{38-40} . Роговая обманка представлена обычно зеленой роговой, характерны двойники, угол угасания $cNg = 18-23^\circ$, $2V = -78^\circ$. Наблюдаются включения кристалликов апатита, сфена, магнетита. Биотит—небольшие таблички коричнево-бурого цвета. Кварц—единичные мелкие ксеноморфные зерна. По своим свойствам аксессуарные ми-

	Монциты					Дополн. интрузии		Аплиты - пегматиты			Порфир. граниты		Гранодиорит-порфиры		
	33	46	1523	17	21	20	53	25	65	694	P/I	37	35	1891	28
Zr															
Nb															
Jt															
Li															
Be															
Ga															
Mo															
Cu															
Pb															
Ag															
Zn															
Sr															
Ba															
Ni															
Co															
Ti															
V															
Cr															
Mn															

Фиг. 3а. Содержание элементов-примесей в биотитах.

нералы не отличаются от таковых из монцитов. В диоритах отмечается увеличение количества сфена, а также наличие анатаза в виде би-пирамиды синего цвета и базовисмутитина в виде землистых образований.

Сиенито-диориты — светло-серовато-розовые полнокристаллические породы, структура—гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав: калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, роговая обманка; из аксессуарных—апатит, сфен, пирит, халькопирит, молибденит; из вторичных—хлорит, серицит, каолинит. Калинатровый полевой шпат представлен зернами неправильной формы, пертитизирован, изменен с образованием пелита. Содержит включения зерен плагиоклаза. Плагиоклаз — призматические кристаллы отвечают по составу андезину с содержанием Ap_{35} . Роговая обманка — в виде призматических кристаллов зеленого цвета, $cNg = 18-22^\circ$. Биотит—мелкие чешуйки коричневого цвета. Аксессуарные минералы по своим особенностям и составу отвечают таковым из монцитов.

	Монцитоны					Дополнит. интрузии			Аплиты - пегматиты				Порфир. граниты		Гранодиорит - порфиры			
	22	50	1523	33	46	14	53	20	15	63	27	18	34	37	13	35	15	28
Zr																		
Nb																		
Jt																		
Li																		
Be																		
La																		
Ga																		
Mo																		
Cu																		
Pb																		
Ag																		
Zn																		
Sr																		
Ba																		
Ni																		
Co																		
Ti																		
V																		
Cr																		
Mn																		

Фиг. 36. Содержание элементов-примесей в амфиболах.

Количественно-минералогический состав описанных пород дан в табл. 4.

Результаты химических анализов описываемых пород и их числовые характеристики, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого, даны в сводной табл. 13. Характерной петрохимической особенностью пород монцитонитового ряда является непостоянство содержания щелочей, алюмосиликатов, полевошпатовой извести и цветных минералов, что обусловило сильный разброс начальных точек векторов пород на плоскости петрохимической диаграммы (фиг. 6). По своим химическим свойствам кварцсодержащие монцитониты по классификации А. Н. Заварицкого относятся к классу насыщенных кремнекислотой, умеренно-богатых щелочами, а по цветному индексу попадают в группу лейкократовых.

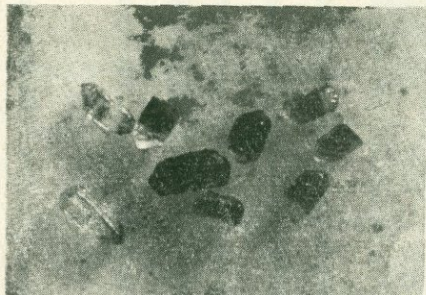
Монцитониты и диориты в зависимости от содержания кремнекислоты

	Моноциты							Дополн. интрузии		Аплиты - пегматиты				Порфиroidные граниты				Минетты		Гранодиорит - порфиры					
	13	49	33	46	50	52	52 ^a	737	900	694	54	63	65	34	37	61	139	770	650	35	395	784	28	45	
Mn																									
V																									
W																									
Zr																									
Hf																									
Jt																									
La																									
Sr																									
Cl																									
Jb																									
Th																									
Mo																									
Fe																									
Pb																									
As																									
Cu																									

Фиг. 3в. Содержание элементов-примесей в апатитах.

и значения параметра «в» попадают в поле распространения диоритов и гранодиоритов. По классификации А. Н. Заварицкого, породы попадают в классы слабо пересыщенных и насыщенных кремнекислотой пород, слабо, умеренно и богатых щелочами, меланократовые.

Фаза «дополнительных интрузий» монцонитов. В пределах монцонитовой интрузии наряду с породами монцонитового ряда отмечаются отдельные небольшие штокообразные тела с отчетливыми интрузивными контактами с вмещающими породами.



Фиг. 4. Зонально окрашенные апатиты из эндоконтакта монцонитов, ув. 35.



Фиг. 5. Клиновидные кристаллы сфена в калишпате, монцонит, ув. 35, николи X.

По составу они довольно разнообразны. Отмечаются как породы основного состава, так и кислые разновидности.

Размер отдельных штокообразных тел весьма различный, от небольших тел размером 100 кв. м до довольно крупных интрузивных штоков.

Наиболее крупное штокообразное тело отмечается в северо-западной части рудного поля. Оно вытянуто в меридиональном направлении и имеет в длину 400 и в ширину 100 м. Граница штокообразного тела с вмещающими породами—роговиками отчетливая и имеет ясно интрузивный характер, с извилистыми очертаниями.

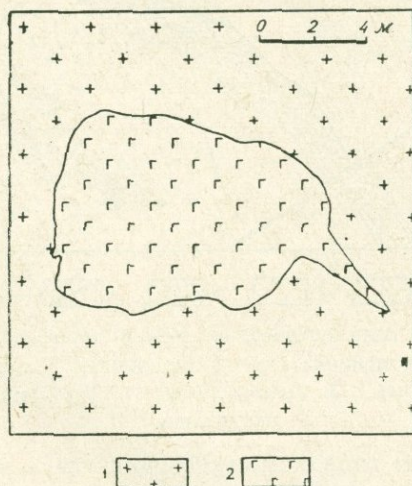
Этот шток пересекает границу роговиков с порфиритами, прорывая как роговики, так и порфириты. Каких-либо дополнительных контактовых воздействий в результате его внедрения не отмечается ни в порфиритах, ни в роговиках, что, по-видимому, обусловлено незначительными размерами штока.

Слагающие шток породы представлены габбро и габбро-диоритами.

Аналогичные штокообразные тела габбро и габбро-диоритового состава, но меньшего размера, на других участках рудного поля прорывают монцониты. Они отмечены на правом берегу р. Вохчи под высотой Медвежьей. Границы их с вмещающими породами также интрузивные, с явными прорываниями вмещающих монцонитов (фиг. 7). Довольно часто отмечаются небольшие апофизы, отходящие от основного штокообразного тела, мощностью до 15 см и длиной 5—6 м, указывающие на более позднее их образование по отношению к основной монцонитовой интрузии.

Габбро-диориты макроскопически представляют собой темно-серые полнокристаллические сильно эпидотизированные породы, структура их—габбро-диабазовая, с участками неравномернозернистой. Минералогический состав породы: плагиоклаз, авгит, обычная роговая обманка, кварц; аксессуарные минералы—магнетит, сфен. Из вторичных—эпидот, хлорит, биотит, уралит. Плагиоклаз образует или длиннопризматические полисинтетические, сдвойникованные по альбитовому и альбит-

карлсбадскому законам кристаллы, до 0,7 мм в длину, с содержанием Ap_{45-61} , или же крупные таблитчатой формы зональные кристаллы с числом зон от 7 до 9; при этом ядро кристалла отвечает плагиоклазу с содержанием Ap_{89-9} , а краевые зоны—плагиоклазу с Ap_{58} , он почти всегда изменен с переходом в серицит и эпидот. Авгит в виде плохо ограненных удлиненной формы бесцветных образований сильно изменен, замещается уралитом, биотитом и хлоритом с выделением магнетита. Обычная



Фиг. 7. Штоковидные выходы габбро-диоритов в монцонитах. 1. Монцониты. 2. Габбро-диориты.

роговая обманка образует призматические кристаллы с резким плеохроизмом. Угол угасания $cNg=16-18^\circ$, $2V=-76^\circ$. Магнетит широко распространен в породе в виде зерен неправильной формы. Сфен отмечается редко—обычно светло-желтый до темно-коричневого, с темными включениями. Порода сильно эпидотизирована. Габбро-диориты охарактеризованы одним химическим анализом (табл. 13, обр. 512).

Кроме отмеченных габброидных пород, имеется многочисленная серия пород, проявляющихся, как и габброидные породы, в виде отдельных штокообразных тел с неправильными очертаниями, с явно интрузивными контактами с вмещающими монцонитами. Состав указанных образований разнообразен и варьирует от пород весьма основных до кислых аплитовых разновидностей.

Нами по составу выделяются:

Жильные пироксениты и жильные плагиоклазиты.

Мелкозернистые монцониты (микромонцониты).

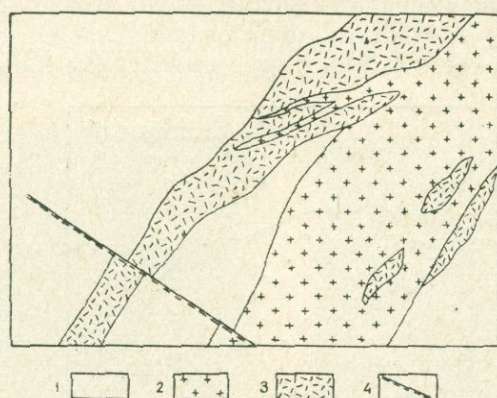
Среднезернистые жильные гранодиориты.

Мелкозернистые аплитовидные породы (микросиениты).

Жильные пироксениты имеют незначительное развитие и образуют отдельные небольшие жилоподобные тела в монцонитах; стечливо выраженные контакты с монцонитами имеют явно интрузивный характер. Как и все образования этого типа, они характеризуются весьма чевыдержанными мощностями и протяжениями, сопровождающимися газдувами и пережимами.

Пироксениты имеют темный, почти черный цвет, чем резко отличаются даже от темных монцонитов, развитых на северо-восточном участке Каджаранского рудного поля. Возрастные взаимоотношения их с остальными жильными породами неясны. Возможно, что по времени обра-

тования эти породы являются наиболее ранними среди жильных образований этого типа, о чем свидетельствуют многочисленные жилки и апофизы микромонцитов, проникающие в тело пироксенитов, что указывает на более позднее образование последних (фиг. 8).



Фиг. 8. взаимоотношения между пироксенитами и микромонцонитами. 1. Монцониты. 2. Микромонцониты. 3. Пироксениты. 4. Тектонические нарушения.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, с резким идиоморфизмом кристаллов пироксена. В минералогическом составе породы преобладает пироксен, составляющий до 70% объема породы, биотит, роговая обманка, кварц и калинатровый полевой шпат (табл. 4).

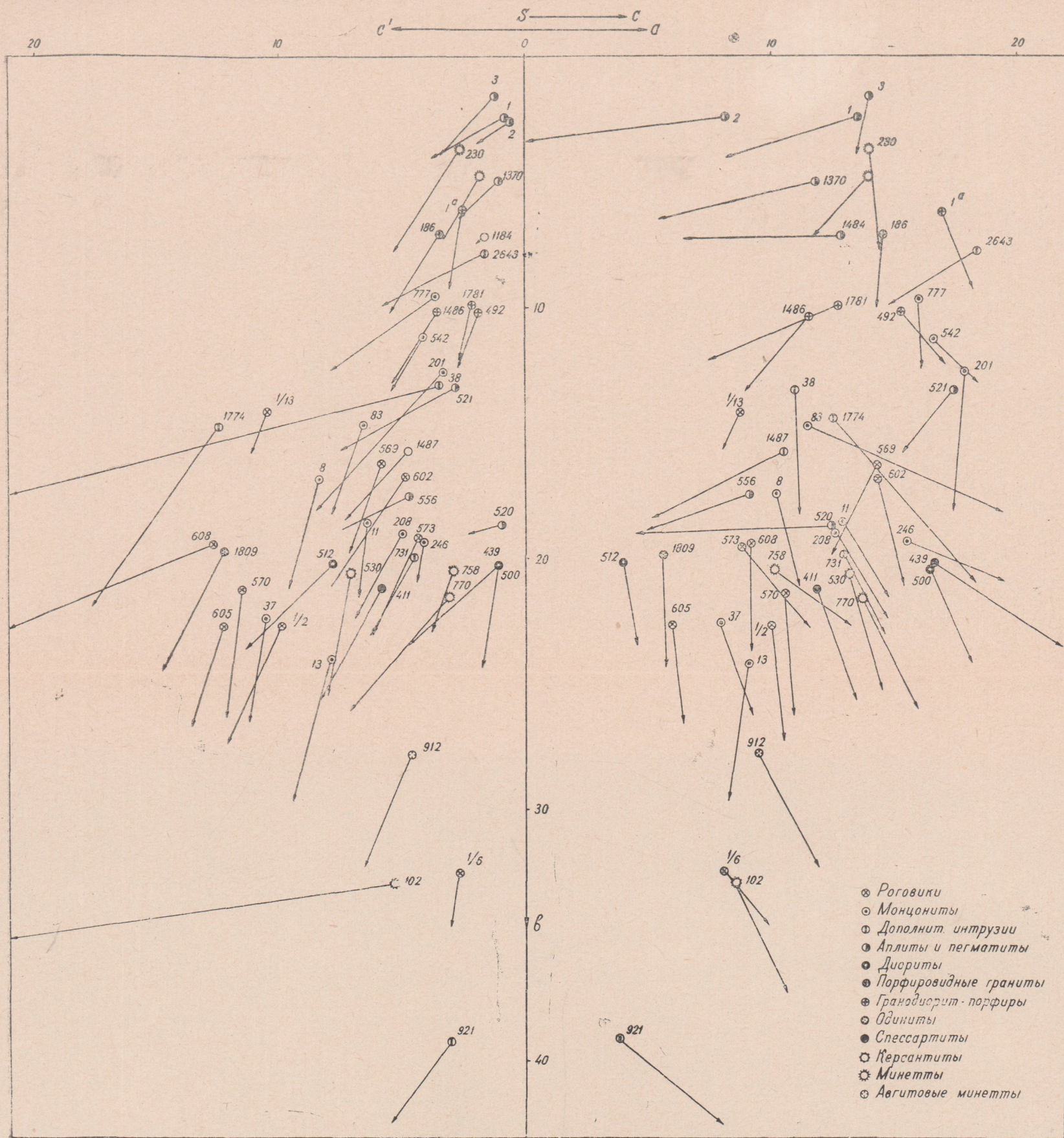
Таблица 4

Количественно-минералогический состав интрузивных пород Каджаранского рудного поля

Компоненты	Породы								
	Кварцсодержащие монцониты	Монцониты	Диориты	Сиебитодиориты	Пироксениты	Микромонцониты	Микрогнейсы	Порфирировидные гнейсы	Среднезернистые гнейсы и диориты
Плагиоклаз	42,5	39,1	57,5	24,6	—	25,1	21,0	30,29	35
Калинатровый полевой шпат	32,5	36,9	9,4	52,1	1,3	47,3	64,4	40,0	32
Пироксен	1,0	11,6	—	6,1	65,5	10,2	—	—	—
Роговая обманка	12,5	0,1	22,5	4,0	0,8	—	2,1	1,1	5
Кварц	5,5	1,0	1,0	—	2,3	—	1,4	26	20
Биотит	0,6	6,0	3,6	7,5	3,9	8,5	5,4	0,9	6
Апатит	1,3	2,03	1,0	2,3	2,8	3,4	1,4	0,1	1,2
Сфен	0,9	—	1,8	0,9	0,4	—	1,4	0,2	0,1
Циркон	—	0,2	—	0,4	0,7	0,9	0,7	0,1	0,1
Рудные минералы	3,1	4,01	3,1	2,2	2,5	4,6	4,2	0,6	0,6

Акцессорные минералы—апатит, циркон, сфен, единичные знаки ортита и олова. Из рудных минералов отмечаются магнетит, ильменит, пирит, халькопирит и молибденит. Вторичные минералы представлены биотитом, уралитом и эпидотом.

По минералогическому составу порода не соответствует типичным пироксенитам, отличаясь от последних наличием калинатрового полевого шпата и кварца и малым содержанием магнетита.



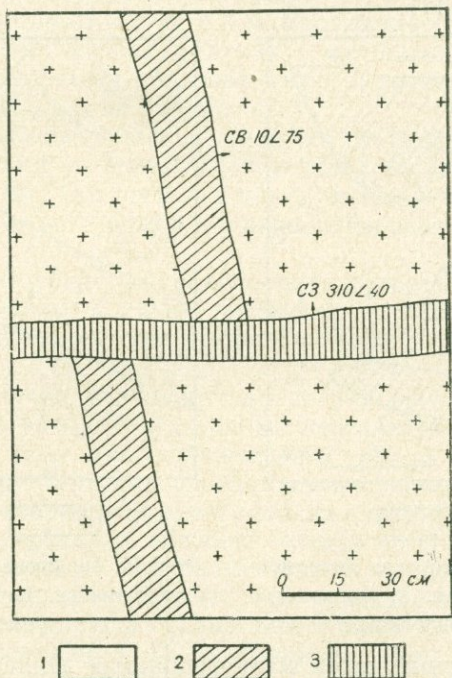
Фиг. 6. Диаграмма химического состава пород Каджаранского рудного поля. 1. Роговики. 2. Монзониты. 3. Монзониты эндоконтакта. 4. Дополнительные интрузии. 5. Аплиты. 6. Пегматиты. 7. Порфиоровидные граниты. 8. Дайки гранодиорит-порфиров. 9. Одииниты. 10. Спессартиты. 11. Керсантиты. 12. Минетты, 13. Минетты авгитовые.

Пироксен представлен двумя разновидностями: авгитом, образующим крупные короткопризматические кристаллы, бесцветные, наблюдаются двойники по (100) ($cNg = 40-41^\circ$, $2V = +55^\circ$, $Ng-Np = 0,024$) и энстатитом, который образует редкие таблитчатые кристаллы; $2V = +70^\circ$, $Ng-Np = 0,010$ с прямым погасанием. Пироксен сильно изменен с переходом в уралит и биотит. Иногда по пироксену развивается эпидот.

Другим цветным минералом является биотит, образующий крупные ксеноморфные пластинки, выполняющие промежутки между кристаллами пироксена и разъедающие грани последнего. Содержит включения кристалликов апатитов и циркона. Роговая обманка в виде зерен неправильной формы с включениями апатита. Угол угасания $cNg = 18-20^\circ$. Каликатровый полевой шпат представлен ортоклазом, вместе с кварцем встречается в виде мелких зерен в интерстициях между зернами цветных минералов, разъедая их.

Химический анализ приведен в табл. 13, обр. 921. По своему составу порода близка к диаллагиту—по Р. Дэли, отличаясь от него повышенным содержанием кремнезема и низким значением параметра «в». Относится к меланократовой, бедной известью и щелочами породе по классификации А. Н. Заварицкого.

Жильные плагиоклазиты также имеют незначительное распространение и образуют отдельные жилы с более или менее параллельными, отчетливо интрузивными контактами и сравнительно небольшой мощности. В основном они сложены крупнокристаллическим плагиоклазом таблитчатого габитуса с меньшим содержанием цветных по сравнению с вмещающими монцонитами. Возрастные взаимоотношения их с остальными жильными породами устанавливаются так же, как и в случае с пироксенами, только с мелкозернистыми монцонитами. Как видно из зарисовки (фиг. 9), мелкозернистые монцониты по времени об-

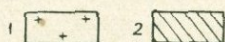
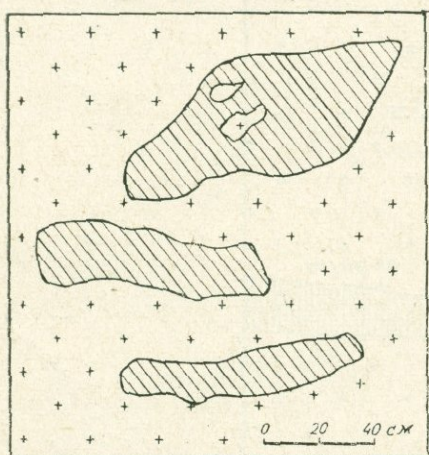


Фиг. 9. Взаимоотношения крупнозернистых жильных плагиоклазитов с микромонцонитами. 1. Монцониты. 2. Крупнозернистые плагиоклазиты. 3. Микромонцониты.

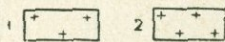
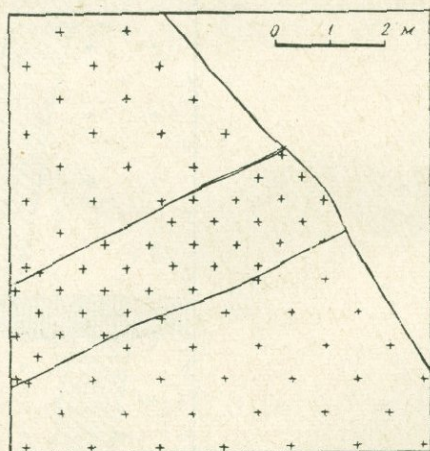
разования являются более поздними по сравнению с жильными плагиоклазитами, так как последние пересекаются и смещаются жилами мелкозернистого монцонита.

Жильные плагиоклазиты—светло-серые, светлые, кристаллические породы, состоящие из плагиоклаза (80%) обычной роговой обманки (18%), единичных табличек биотита, редких зерен калинатрового полевого шпата и кварца. Структура породы гипидиоморфнозернистая, местами порфириовидная. Плагиоклаз с содержанием An_{45-48} образует таблитчатые кристаллы с плохо выраженной двойниковой штриховкой. В большинстве случаев изменен с образованием серицита и кварца. Обычная роговая обманка в виде длиннопризматических кристаллов с $cNg = 18-20^\circ$. Плеохроизм обычный. Содержит включения кристалликов апатита и сфена. Замещается хлоритом. Мелкие чешуйки бурого биотита почти всегда нацело хлоритизированы и карбонатизированы. Кварц и калинатровый полевой шпат встречаются очень редко в виде мелких ксеноморфных зерен. Акцессорные минералы представлены апатитом—мелкие игольчатые кристаллики, сфен—желтые окатанные зерна—рудные—магнетит, пирит, халькопирит, очень редко молибденит. Вторичные минералы: хлорит, кварц, серицит, карбонат.

Мелкозернистые монцониты (микромонциты). Наиболее широко в группе дополнительных интрузий развиты мелкозернистые монцониты, называемые нами «микромонцонитами», имеющие наибольшее распространение в восточной части рудного поля. Особенно широко развиты они на северо-восточном участке и на северном склоне г. Медвежьей. Они образуют как небольшие штокообразные тела с весьма извилистыми очертаниями, так и небольшие жилообразные тела (фиг. 10). Помимо этого, отмечаются пластовые тела с пологим залеганием, с более значительными мощностями по сравнению с жилообразными телами (фиг. 11).



Фиг. 10. Штоковидные тела микромонцитов в монцонитах. 1. Монцониты. 2. Микромонциты.



Фиг. 11. Пологопадающая дайка микромонцитов. 1. Монцониты. 2. Микромонциты.

Наиболее крупный шток мелкозернистых монцонитов отмечен севернее высоты Скала на северном склоне ущелья р. Ширин. Выход этот имеет размеры 100×50 м с примерно эллиптическим очертанием и резкими интрузивными контактами с вмещающими монцонитами.

Состав этих пород отличается значительным разнообразием. Среди них по составу можно выделить: сиениты, монцониты, диориты, кварцевые диориты. В некоторых случаях отмечается переход микромонцитов в монцитит-порфиры, обусловленный, очевидно, повышенным содержанием в расплаве щелочей и, вследствие этого, образованием вкрапленников калиевого полевого шпата.

Микромонцититы макроскопически темно-серые мелкозернистые породы; структура монцититовая, неравномернозернистая. В породе наряду с участками типичной монцититовой структурой имеются участки, сложенные мелкозернистым агрегатом всех минералов. В минералогическом составе породы принимают участие: ортоклаз, андезин, авгит, биотит, реже роговая обманка и кварц. Из аксессуарных минералов— апатит, циркон, ксенотим, магнетит, ильменит, ортит. Продуктами вторичных изменений являются: хлорит, серицит, эпидот, биотит. По оптическим свойствам все минералы микромонцититов соответствуют таковым из монцититов. Порода охарактеризована одним химическим анализом (табл. 13, 731 обр.). Количественно-минералогический состав дан в табл. 4.

При сравнении со средними типами пород по Р. Дэли видно, что описываемые породы близки к средним составам монцититов, отличаюсь от последних несколько пониженным значением параметра S и повышенным значением параметра «в».

Среднезернистые жильные гранодиориты. Наряду с мелкозернистыми породами в монцититах отмечаются также и многочисленные жильные образования среднезернистых пород, по внешнему облику совершенно отличных от типичных даек глубинного происхождения. Это большей частью среднезернистые полнокристаллические породы и по составу стоят ближе к гранодиоритам. Образуют большей частью жилы мощностью от 0,5 до 1,0 м, протяженностью 15—20 м с отчетливо выраженными контактами как с вмещающими монцититами, так и с другими жильными образованиями, пересекаемыми ими. Явления закалки в зальбандах не наблюдается.

Возрастные взаимоотношения жильных гранодиоритов с мелкозернистыми монцититами устанавливаются довольно отчетливо на основе пересечений (фиг. 12). Среднезернистые жильные гранодиориты пересекают мелкозернистые монцититы и в виде небольших апофиз проникают в них.

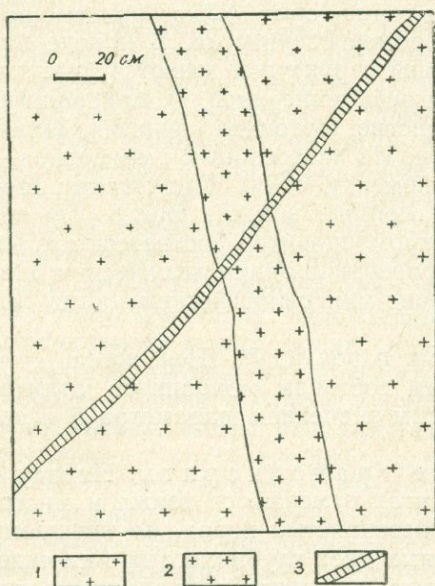
Жильные среднезернистые гранодиориты развиты так же, как и мелкозернистые монцититы, большей частью на северо-восточном участке, на западном склоне ущелья Ширин, а также и на северном склоне высоты Медвежья.

Отмечаются случаи повторного внедрения среднезернистых жильных гранодиоритов вдоль контактов мелкозернистых монцититов. Микрогранодиориты в поле макроскопически с трудом отличаются от микромонцититов. Структура породы гипидиоморфнозернистая; минералогический состав: плагиоклаз-андезин с содержанием Al_{35-38} . Калинатровый полевой шпат—ортоклаз, обычная зеленая роговая обманка, кварц, редко биотит. Аксессуарные минералы— апатит, циркон, магнетит, пирит, халькопирит. Химический анализ породы приведен в табл. 13, обр. 38.

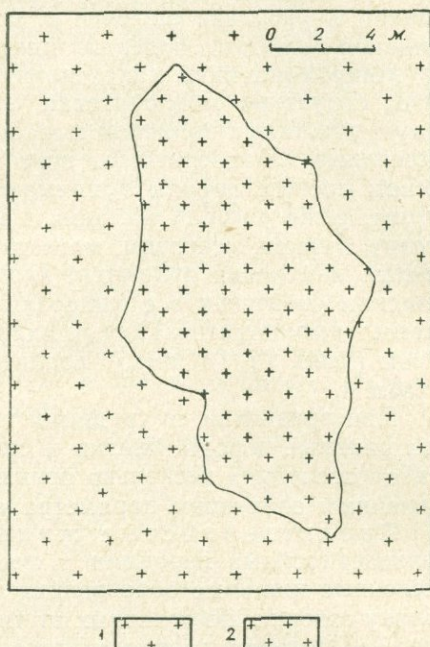
Анализируемая порода сильно пересыщена кремнеземом и бедна щелочами и на диаграмме А. Н. Заварицкого (фиг. 6) фигуративная точка векторов попадает в поле распространения кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Мелкозернистые аплитовидные породы (микросиениты) имеют широкое развитие, но в отличие от вышеописанных образо-

ваний пространственно обособлены. Приурочены они к приконтактовой зоне монцитов с вулканогенной толщей, но располагаются в основном в монцитах в полосе шириной около 300 м. В порфиритах и роговиках их несравненно меньше.



Фиг. 12. Пересечение жилными гранодиоритами дайки микромонцитов.
1. Монциты. 2. Микромонциты.
3. Жильные гранодиориты.



Фиг. 13. Штоковидное тело микросиненита в монцитах. 1. Монциты.
2. Микросинениты.

В морфологическом отношении они образуют штокообразные тела, а также жилы с четкими интрузивными контактами с вмещающими монцитами. Границы их извилистые, с многочисленными зазубринами. Обычно они имеют вытянутые очертания с раздувами и пережимами. Размер некоторых штоков доходит до 200 м в поперечнике. Вообще же это небольшие тела размерами 50—60 м, вытянутые главным образом в меридиональном и северо-восточном направлениях (фиг. 13).

Макроскопически микросинениты—розовато-серые до розовых лейкократовые породы. В структурном отношении отличаются теми же особенностями, что и микромонциты; структура их гипидиоморфнозернистая, местами неравномернoзернистая. В минералогическом составе породы принимают участие калинатровый полевой шпат, андезин, зеленая роговая обманка, авгит, кварц, биотит. Из аксессуарных минералов: апатит, циркон, сфен, магнетит, халькопирит, пирит, олово, ильменит, ураноторит, тантало-ниобаты. Вторичные—хлорит, серицит, пелит. Калинатровый полевой шпат составляет до 60% объема породы, представлен ксеноморфными, сильно пертитизированными, измененными зернами. Определяются как ортоклаз и микроклин. Андезин образует призматические, полисинтетически sdвойникованные по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам кристаллы с содержанием $Al_{35-38} 2V = +78^\circ$, часто замещается серицитом. Зеленая роговая обманка составляет 3—5%, $cNg = 17-18^\circ$, $2V = -72^\circ$, $Ng-Np = 0,015$. Продукты изменения—биотит, хлорит, магнетит. Пироксен представлен авгитом (1,5% объема породы),

в виде мелких зерен с $cNg=45^\circ$. Кварц составляет 1% объема породы. Апатит—мелкие игольчатые кристаллики, циркон—мелкие окатанные зернышки розового цвета. Содержит включения пузырьков воздуха и темных минералов. В микросиенитах отмечается наличие таких минералов, как ортит, до 20%, тантало-ниобатов до 50% и ураноторита до 10%, в электромагнитной фракции. Ильменит—угловатые зерна, покрытые пленкой лейкоксена. Сфен—светло-желтые до бурых прозрачные зерна с включениями магнетита и биотита. Результат химического анализа приведен в табл. 13, обр. 2643.

Количественно-минералогический подсчет породы (табл. 4) позволил отнести ее к известково-щелочным лейкосиенитам (с содержанием цветных минералов менее 10%). При сравнении со средними составами сиенитов по Р. Дэли видно, что описываемые породы отличаются повышенным содержанием SiO_2 , пересыщенностью глиноземом и несколько обеднены щелочами.

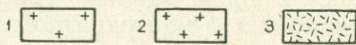
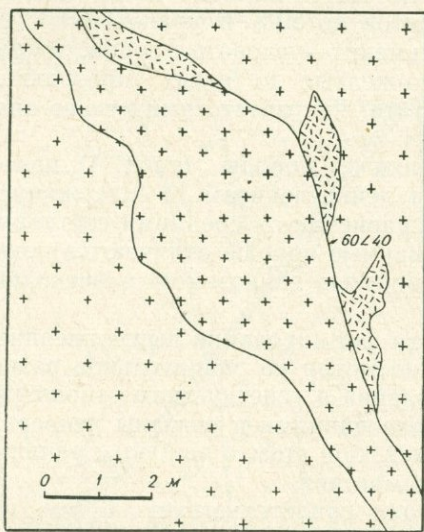
Разбирая геологические особенности формирования вышеописанной группы пород, следует отметить, что, несмотря на значительное разнобразие состава и характера их проявления в генетическом отношении, они являются весьма сходными образованиями и связаны непосредственно с самой монцонитовой интрузией, при этом с наиболее ранними стадиями становления и формирования массива.

Наличие мелких штокообразных тел свидетельствует о том, что процесс формирования монцонитового массива происходил на фоне интенсивных тектонических движений, приводивших к многократному образованию трещин и разрывов и внедрению магмы несколько иного состава, нежели породы верхней застывшей части интрузии.

Первоначально состав этих инъекций был близок к составу материнской интрузии или даже несколько более основной, чем родоначальная магма, что, очевидно, было связано с процессами контаминации, однако в заключительной стадии формирования массива магма приобретает состав, значительно отличающийся от первоначального. Это уже породы умеренно кислого состава и даже кислые, как, например, мелкозернистые аплитовидные породы. Важным вопросом в выяснении генезиса этих образований является вопрос времени их внедрения. Являются ли они ранними образованиями или же образуются в поздние и заключительные стадии становления интрузивного массива? Возрастные взаимоотношения вышеотмеченных жильных образований с пегматитами монцонитовой интрузии определенно указывают на более поздний возраст пегматитов. Как видно из зарисовок (фиг. 14, 15), пегматитовые прожилки полевошпатового состава приспособляются к контактовым плоскостям мелкозернистых монцонитов и зачастую их секут. Аналогичное же взаимоотношение было установлено между пегматитами и мелкозернистыми аплитовидными породами. Отмечается проникновение пегматитов в мелкозернистые аплитовидные породы, их разъедание и замещение. Таким образом, даже наиболее поздние члены этой серии жильных пород оказываются более древними, чем пегматитовые тела монцонитов. Взаимоотношение их наблюдается у с. Аткиз, где хорошо представлены как аплитовидные породы, так и пегматитовые образования.

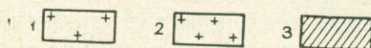
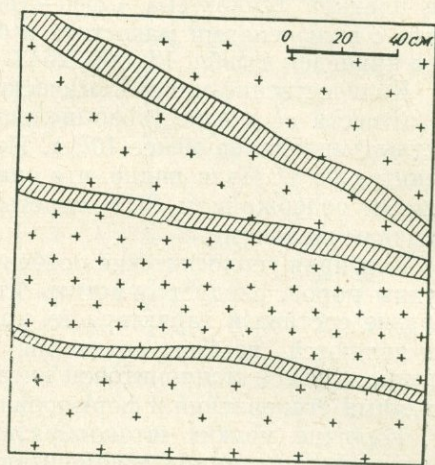
В некоторых случаях указанные дополнительные интрузии внедрялись в еще не затвердевшую вязкую и пластическую среду. Доказательством этому является описанный К. А. Карамяном (1958) случай пересечения монцонитов с хорошо выраженными структурами течения мало-мощной инъекцией микромонцонитов. При пересечении происходит загибание листочков биотита.

Что же касается даек глубинного происхождения, широко развитых в монзонитовой интрузии, то возрастные взаимоотношения их с описанными инъекциями устанавливаются отчетливо, на основе многочислен-



Фиг. 14. Приспособление пегматитов в контактах штока микромонзонитов.

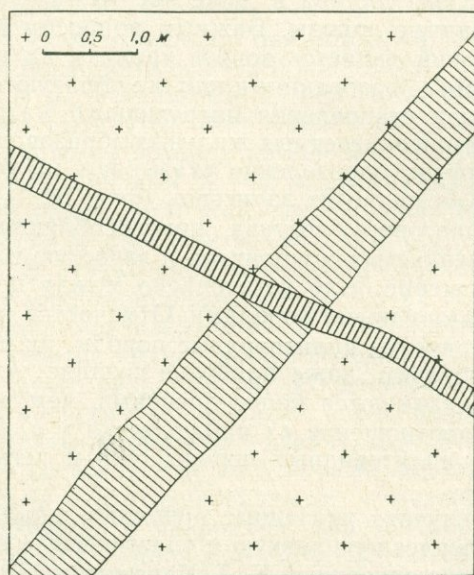
1. Монзониты. 2. Микромонзониты.
3. Пегматиты.



Фиг. 15. Внедрение прожилков пегматитов в контакты дайки микромонзонита.

1. Монзониты. 2. Микромонзониты.
3. Прожилки пегматитов.

ных фактов пересечения. Повсеместно глубинные дайки секут инъекции и тела ранней стадии становления интрузии (фиг. 16).



Фиг. 16. Пересечение дайки микромонзонита дайкой спессартита.

1. Монзониты. 2. Микромонзониты. 3. Спессартиты.

Наличие генетической связи целого ряда описанных жильных образований с монцонитовой интрузией доказывается на основании изучения возрастных взаимоотношений их с пегматитовыми образованиями. Генетическая связь последних с монцонитами не вызывает сомнения в силу сходства состава и территориальной подчиненностью их к контактовой полосе монцонитовой интрузии с порфиритами вулканогенной толщи.

Среди перечисленного ряда указанных образований некоторые из них могут представлять собой продукты самостоятельной интрузивной деятельности.

К этой категории образований могут быть отнесены штоки и мелкие штокообразные тела габбро-диоритов.

Неопределенность положения габбро-диоритов в общей схеме развития интрузивного процесса обусловлена отсутствием конкретных пересечений с остальными жильными образованиями. Только детальное изучение возрастных взаимоотношений габбро-диоритовых штоков с производными монцонитовой интрузии позволит выяснить место их в интрузивном процессе этого сложно построенного плутона.

Для решения этого вопроса, по-видимому, необходимо проведение детальных исследований за пределами рудного поля, где могут быть найдены конкретные пересечения, устанавливающие достоверный возраст габбро-диоритов.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ I ЭТАПА ВНЕДРЕНИЯ

Аплиты и пегматиты. Аплиты, так же как и пегматиты, пользуются широким развитием в рудном поле и представлены главным образом в виде маломощных жил мощностью до 20—30 см и реже 1,0 м. В основном дайки аплитов локализованы в пределах эндоконтактной части монцонитов, реже в контактовых роговиках. Аплиты развиты на тех же участках, что и пегматиты. Отмечаются многочисленные случаи их взаимного пересечения.

Статистическое изучение всех зарегистрированных аплитовых жил в пределах рудного поля показало, что существуют два основных направления их простираения.

1. Северо-восточного 20—40° простираения с падением на северо-запад, под углом 50—75°.
2. Северо-западного простираения с падением на северо-восток также с крутыми углами падения.

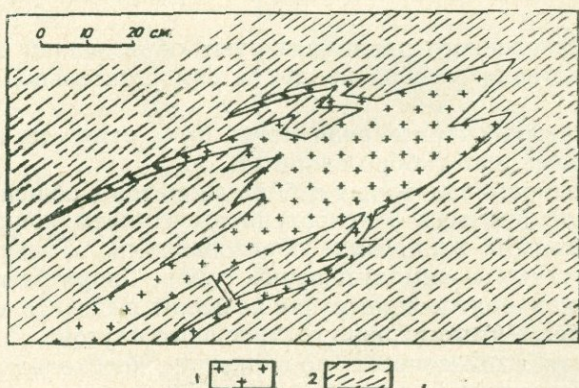
В морфологическом отношении аплиты отличаются большим разнообразием форм. В основном это дайковые тела с прямолинейными и параллельными контактами; часто отмечаются также разветвления и коленообразные изгибы.

Приурочены они к трещинам разрыва либо к мелким трещинам скола.

В роговиках аплиты также имеют характерные формы, присущие трещинам разрыва. Особенно причудливы очертания аплитов в роговиках на участках с интенсивной расланцованностью (фиг. 17), где раскрытие полости происходило по плоскостям сланцеватости и расланцовка играла большую роль в морфологии аплитов.

В результате изучения возрастных взаимоотношений аплитов с пегматитами, а также с постмагматическими образованиями, рудными прожилками устанавливается два разновозрастных внедрения аплитов.

Наиболее ранний аплит по времени образования близок к пегматитам, но образуется позже пегматитов. Он пересекает пегматиты, но сам в свою очередь пересекается высокотемпературными роговообманковыми прожилками, кварц-турмалиновыми жилами. По таким аплитам образуются турмалиновые солнца, турмалин интенсивно замещает аплиты.



Фиг. 17. Проникновение аплита по рассланцовке в роговиках. 1. Рассланцованные роговики. 2. Аплиты.

Более поздний аплит пересекает роговообманковые прожилки, но сам пересекается более поздними прожилками кварц-магнетитового состава, принадлежащими к более позднему медно-молибденовому этапу гидротермальной деятельности.

Аплиты представляют собой светло-розовые, розовые, мелкозернистые, полнокристаллические породы; структура аплитовая, местами слабо порфириовидная. Минералогический состав: кварц в виде округлых зерен часто образует пегматитовые сростания с плагиоклазом; калина-тровский полевой шпат представлен ортоклазом и нерешетчатый микроклином. Образуют крупные ксеноморфные, сильно пертитизированные зерна. Обычно свежий. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом с содержанием Ap_{13-18} , часто зонален, при изменении переходит в серицит, карбонат, альбит. Цветные минералы—роговая обманка $cNg=12-15^\circ$, $2V=-73^\circ$ и биотит образует мелкие удлиненные таблички темно-коричневого цвета (табл. 7).

Среди аксессуарных минералов преобладает апатит; сфен, циркон, галенит, ильменит, молибденит встречаются в небольших количествах. Такие минералы, как ортит, киноварь, олово, ураноторит, серебро встречаются в единичных знаках. По химическому составу (табл. 13) аплиты относятся к гранитным аплитам по Р. Дэли, отличаясь от них повышенным содержанием железа и глинозема.

Пегматитовые образования также широко развиты в монцонитовой интрузии.

Нами выделяются две их разновидности: фациальные пегматиты и фазовые или жильные пегматиты по классификации К. А. Власова (1952).

Фациальные пегматиты имеют большое территориальное распространение в монцонитовой интрузии, но распределение их неравномерное.

Наибольшее развитие они имеют в зоне эндоконтакта, где участки, обогащенные пегматитами, располагаются параллельно простиранию

контакта, а также и в привершинных участках куполов монцонитовой интрузии.

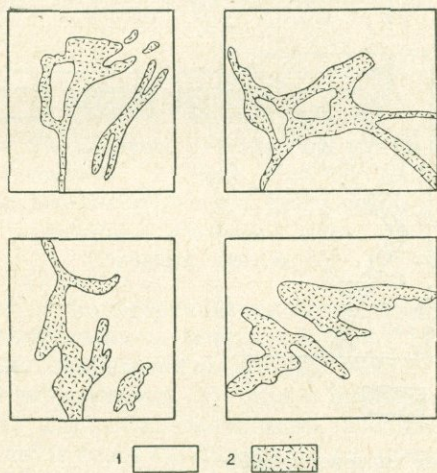
Фациальные пегматиты представляют собой небольшие гнездообразные, линзообразные тела с неправильными очертаниями или жилкообразные с четковидным строением. Как правило, в них отмечается характерная для образования такого типа невыдержанность элементов залегания с резкими изменениями мощностей, простираций и падений.

Как видно из зарисовки (фиг. 18), часто жилкообразные тела разветвляются, охватывая отдельные небольшие блоки монцонитов.

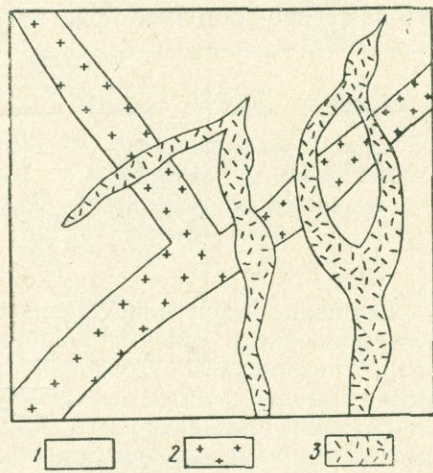
Контакты указанных фациальных пегматитов с вмещающими породами разнообразны. Отмечаются как отчетливые интрузивные контакты с зазубренными очертаниями, так и постепенные переходы между породой и пегматитом. При этом во вмещающих породах не наблюдается следов воздействия со стороны пегматитового тела, что свидетельствует об отсутствии вообще процессов переработки вмещающей породы со стороны пегматизирующего раствора. Максимальная мощность этих образований в раздувах достигает 20—25 см, а по протяжению они прослеживаются на 1,0—1,5 м. Простирание их преимущественно меридиональное.

К категории фациальных пегматитов следует отнести также и участки крупнокристаллических, местами гигантокристаллических монцонитов, расположенных на гипсометрически высоких отметках. Подобные образования крупнокристаллических монцонитов имеют неопределенные очертания, размеры их разнообразны—от небольших участков с изометрическим очертанием до довольно крупных вытянутых тел с горизонтальным залеганием. Переходы их в обычные монцониты совершаются постепенно, на небольшом интервале.

Размеры кристаллов полевых шпатов и биотита в таких крупнокристаллических монцонитах достигают 2—3 см, местами и больше.



Фиг. 18. Морфологические особенности фациальных пегматитов. 1. Монцониты. 2. Пегматиты.



Фиг. 19. Взаимоотношения микромонцонитов с пегматитами. 1. Монцониты. 2. Микромонцониты. 3. Пегматиты.

Эти образования связаны, очевидно, с неравномерным застыванием и охлаждением монцонитов и обусловлены обогащением летучими соединениями верхних участков интрузивного массива. При таком обогащении летучими соединениями в верхних частях интрузий происходит пегматитизация и перекристаллизация монцонитов и превращение их в крупнокристаллические разновидности.

По минералогическому составу пегматиты довольно просты. В основном в них отмечается тот же минералогический состав, что и в самих монцонитах. Однако в отличие от последних здесь отмечается значительное преобладание калинатрового полевого шпата, крупночешуйчатого биотита и сравнительно меньшее количество плагиоклаза и остальных породообразующих минералов—амфибола и пироксена.

Довольно резко отличаются эти пегматиты от монцонитов по своей структуре. Они отчетливо грубокристаллические, местами отмечается неравномерное, кучное распределение биотита в сплошной массе калинатрового полевого шпата.

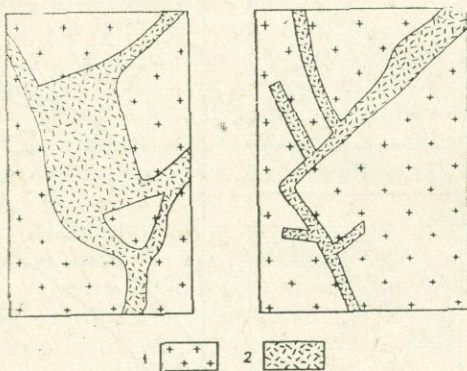
Достаточно отчетливо устанавливается место образования фациальных пегматитов в общем ходе развития процесса формирования монцонитовой интрузии. Образование их произошло после становления дополнительных интрузий.

Указанные тела фациальных пегматитов, как правило, приспособляются к мелким штокообразным телам дополнительных интрузий и инъекций ранних стадий становления монцонитов. Даже наиболее молодые представители дополнительных интрузий монцонитовой фазы оказываются более древними по отношению к пегматитовым образованиям.

На фиг. 15 отчетливо видно, как небольшие тела фациальных пегматитов приспособляются к контакту штокообразного тела микромонцонитов. Отмечаются также случаи отчетливого пересечения микромонцонитов гнездообразными телами пегматитов (фиг. 19).

Как видно из зарисовки, при таком пересечении микромонцонитов пегматитами отсутствуют смещения, что свидетельствует о разрывном характере трещин, локализирующих пегматиты.

Пегматитовые жилы имеют как северо-восточное, так и северо-западное простирание. Зачастую одна и та же пегматитовая жила, образуя коленообразные изгибы, меняет свое простирание с северо-западного на северо-восточное (фиг. 20).



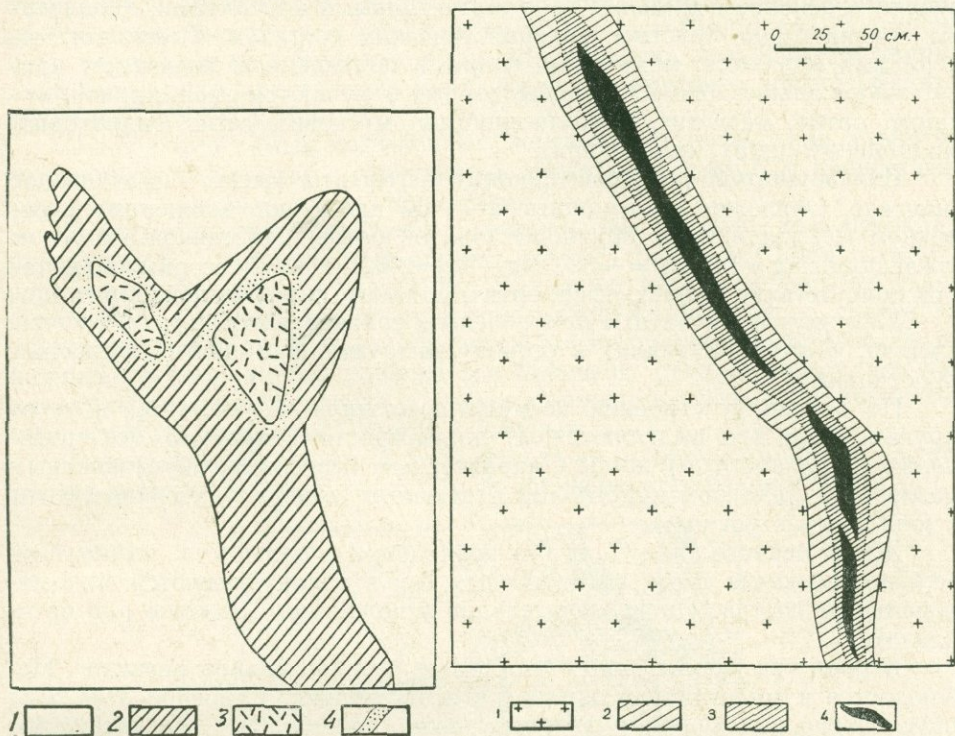
Фиг. 20 (а, б). Формы полевошпатовых пегматитов. 1. Монцониты. 2. Полевошпатовые пегматиты.

Это обстоятельство было обусловлено одновременным раскрытием полости по двум системам трещин.

Жильные пегматиты также широко распространены в пределах Каджаранского месторождения. В основном жилы их отмечаются по всей эндоконтактной полосе монцонитовой интрузии, но на Аткизском участке отмечается наибольшее скопление жил. Здесь контакт монцо-

нитовой интрузии образует дугообразный выступ, к которому и приурочены почти все пегматитовые тела этого участка. Пегматиты Аткаиза отличаются значительными размерами. По простиранию они прослеживаются на десятки метров при мощности, достигающей до 1,5 м.

Морфологические жильные пегматиты отличаются разнообразием. Отмечаются как линзовидные тела без значительных резких расхождений между мощностью и протяжением (фиг. 21), так и дайковые тела.



Фиг. 21. Строение жильных пегматитов.
1. Монзониты. 2. Зона альбитизации.
3. Крупнокристаллические полевошпатовые пегматиты. 4. Кварцевое ядро с пластинками биотита.

Фиг. 22. Формы жильных пегматитов. 1. Монзониты. 2. Пегматиты.
3. Альбитизированные пегматиты.
4. Кварцевое ядро.

Последние встречаются чаще. Для них характерна прямолинейность и параллельность контактов (фиг. 22). Более широко и разнообразнее представлены пегматитовые тела с неправильными очертаниями. Среди них встречаются: а) тела с многочисленными изгибами и ответвлениями (фиг. 23), обусловленными, очевидно, тем, что раскрытие происходило по двум перпендикулярным системам трещин; б) тела, имеющие весьма причудливые очертания с резкими изменениями мощности и простирания, наличием многочисленных апофиз и обломков вмещающих пород внутри пегматитового тела.

Несмотря на разнообразие форм пегматитов жильного типа, для них характерны общие черты: резкие изменения мощностей; коленообразные изменения направления простирания линии контактов; многочисленные разветвления и апофизы; прямолинейные контакты на отдельных интервалах жилы.

Наличие прямолинейных контактов на отдельных интервалах и даже по всей жиле свидетельствует о том, что уже к моменту внедрения

пегматитовой жилы существовали по крайней мере 2 системы трещин (северо-восточные и северо-западные), по которым происходило раскрытие полости.

Среди жильных пегматитов на Аткизском участке выделяются в основном две разновидности: кварц-полевошпатовые и полевошпатово-роговообманковые.

Кварц-полевошпатовые пегматиты являются преобладающими. Образуют в основном жильные тела с отчетливыми контактами; характерны сравнительно простым минералогическим составом. Главными минералами являются: микроклин, кварц, в подчиненном количестве присутствуют альбит, биотит; из акцессорных отмечаются сфен, циркон, монацит, ортит, магнетит, тантало-ниобаты, мусковит, гетит, гидроторит, молибденит, пирит, халькопирит.

Полевошпатово-роговообманковые пегматиты имеют подчиненное значение. Образуют маломощные 2—3 см прожилки, сложенные в основном микроклином и крупношестоватой роговой обманкой, с углом погасания $cNg = 14^\circ$, $2V = -82^\circ$, $Ng - Np = 0,021$. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, ортит, монацит, пирит, халькопирит.

Упомянутые пегматиты приурочены к сравнительно пологой системе трещин, обычно падающих в сторону интрузии, при почти широтных простираниях.

По характеру строения пегматитовые жилы отличаются друг от друга и среди них выделяются: а) жилы простого строения, без проявления зональности; б) жилы с характерным строением, обусловленным различным размером кристаллов слагающих минералов; в) пегматиты с зональным строением.

Жилы первого типа, т. е. без проявления зональности, имеют наибольшее развитие среди пегматитовых тел и характеризуются мономинеральным составом и незначительной мощностью. Сложены они ортоклазом.

Второй тип пегматитовых жил имеет незначительное развитие. Наблюдается в маломощных жилках и ответвлениях. Строение этих жил обусловлено различным размером зерен минералов, слагающих их. Краевая часть этих жил сложена мелкозернистой массой (размеры зерен не превышают долей мм). По мере удаления от контакта, величина зерен увеличивается и в центральной части жил достигает 4—5 см. Такое строение пегматитовых жил обусловлено, очевидно, быстрым охлаждением пегматитового расплава в краевых частях жил.

Следует отметить, что в таких маломощных пегматитовых жилах особенно отчетливо проявляется ориентированная текстура, обусловленная четкой ориентировкой вытянутых кристаллов калинатрового полевого шпата. Такая флюидальная текстура, очевидно, результат движения пегматитового расплава в период его внедрения.

Особо следует остановиться на строении пегматитовых тел с хорошо выраженной зональностью. Такая зональность лучше всего проявляется в мощных пегматитах, достигающих 1—1,5 м.

Среди пегматитовых тел этого типа шире всего распространен простой тип зональности, обусловленный тем, что в средних частях простых полевошпатовых пегматитов развивается кварцевое ядро (фиг. 22).

Как видно из зарисовки, кварцевое ядро здесь залегает в средней части полевошпатовой жилы и при этом имеет прерывистый характер и напоминает по форме линзы, расположенные в виде цепочки. Вокруг такой кварцевой сердцевинки развивается четкий ореол альбитизации, выраженный в интенсивном осветлении калинатрового полевого шпата и в превращении его в мелкозернистый агрегат альбита. При этом наряду

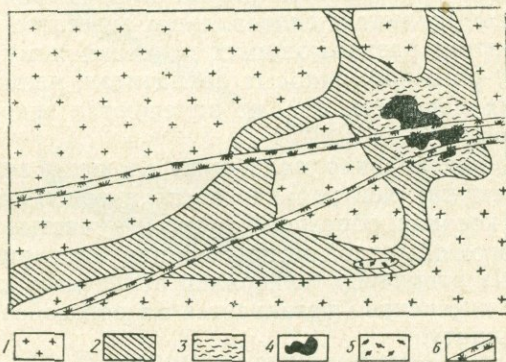
с альбитом образуются также в небольшом количестве чешуйки мусковита—жильбертита. В кварцевом ядре отмечаются зерна магнетита, молибденита, халькопирита, пирита.

В другой пегматитовой жиле с аналогичным же строением отмечаются крупные таблитчатые кристаллы биотита, размером местами более 5 см в поперечнике, расположенные беспорядочно в кварцевой сердцевине (фиг. 21). Здесь также отмечается хорошо выраженный ореол альбитизации с сульфидами (пирит, халькопирит, молибденит). Мощность ореола альбитизации, как правило, не превышает 10—20 см. Постепенно, с удалением от кварцевого ядра, альбитизация ослабевает и проявляется по краям кристаллов калинатрового полевого шпата, образующих маломощную оторочку.

Отмечаются самые постепенные переходы от интенсивно альбитизированных пегматитов к совершенно свежим, не тронутым процессами вторичного преобразования, пегматитам.

Непосредственно у контакта с кварцем, как правило, весь ортоклаз превращен в мелкозернистый агрегат альбита без каких-либо остатков первичных минералов и структуры. Затем, по мере удаления от кварцевого ядра, появляются остатки кристаллов калинатрового полевого шпата, погруженные в мелкозернистую массу альбита. Еще дальше от кварцевого ядра альбит развивается только по стыкам кристаллов калинатрового полевого шпата и цветных минералов в виде оторочки вокруг зерен калинатрового шпата и цветных.

Помимо такого простого типа зональности пегматитового тела, отмечается также и более сложный тип проявления зональности.



Фиг. 23. Формы пегматитов. 1. Монзониты. 2. Полевошпатовые пегматиты. 3. Пегматиты с пегматитовой структурой. 4. Кварцевое ядро. 5. Скопления биотита. 6. Роговообманковые пегматиты.

Как видно из фиг. 23, вся основная масса пегматитового тела сложена полевым шпатам, причем в полевошпатовой массе пегматитового тела, проявляются элементы зональности. В краевой части пегматитового тела, помимо основного минерала пегматита—калинатрового полевого шпата, отмечается также и плагиоклаз, который с удалением от контакта, как правило, исчезает. В этой же части отмечается присутствие широксена.

Совершенно постепенно плагиоклаз-калинатрово-полевошпатовая зона переходит в калинатрово-полевошпатовую зону, которая здесь представлена крупными кристаллами калинатрового полевого шпата с незначительным количеством кварца в виде небольших выделений, располагающихся в промежутке между кристаллами калинатрового полевого

шпата. Из цветных здесь отмечается роговая обманка, образующая призматические кристаллы, вкрапленные в массу пегматита. Отмечаются сравнительно крупные гнездообразные скопления биотита, неравномерно распределенные в калинатровой полевошпатовой массе.

Далее, к центру пегматитового тела образуются участки развития письменных пегматитов, которые представляют собой закономерные сростания кварца с калинатровым полевым шпатом. Участки с письменной структурой, как правило, ксеноморфны по отношению к крупным кристаллам калинатрового полевого шпата и заполняют промежутки между сравнительно идиоморфными кристаллами калинатрового полевого шпата. В таких участках письменных пегматитов нередко отмечаются пятнистые скопления тесно сросшихся агрегатов кварца с турмалином.

Далее, уже в центре пегматитового тела отмечается кварцевое ядро, сложенное из сливного белого сахаровидного кварца. Порода вокруг кварцевой сердцевинки, как и в первом случае, альбитизирована.

Кварц проникает вдоль крупных кристаллов калинатрового полевого шпата и отчасти захватывает отдельные участки полевошпатового пегматита.

В маломощных пегматитовых жилах кварц редко образует обособления в срединных частях жилы, чаще всего встречается в виде небольших—от 2 до 5 см в поперечнике—гнездообразных выделений, вокруг которых образуется довольно богатый комплекс минералов замещения—альбит, эпидот, хлорит.

Такие пегматитовые жилы имеют пятнистую текстуру, обусловленную гнездообразным проявлением кварца и формированием жеод, выполненных кварцем, лучистым сноповидным агрегатом эпидота, мелкочешуйчатым хлоритом, развивающимся по первичному пегматиту.

В полевошпато-роговообманковых пегматитах, несмотря на весьма незначительную их мощность, все же отмечаются некоторые характерные черты строения.

В прожилках, как правило, зальбанды сложены калиевым полевым шпатом, между тем как центральная часть в основном выполнена роговой обманкой, которая образует крупные лучистые агрегаты (фиг. 24). Вместе с роговой обманкой тесно ассоциируют циркон, сфен, апатит, ортит, монацит. Из вторичных минералов отмечается лучистый агрегат поизита, который интенсивно развивается по роговой обманке и калиевому полевошпату.

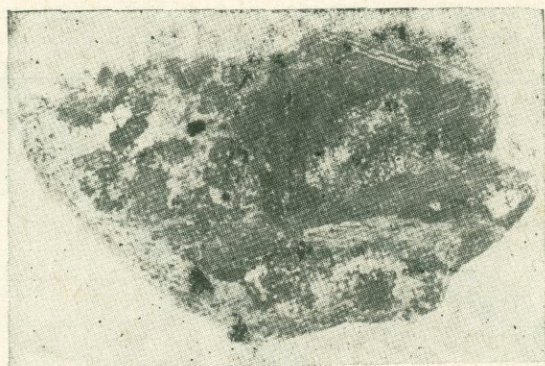
В местах пересечения калинатрово-полевошпатовых пегматитов роговообманковыми развивается альбитизация в виде ореола небольшой мощности вокруг роговообманковых пегматитов.

В выяснении вопросов становления и формирования пегматитов большое значение имеет выяснение возрастных взаимоотношений пегматитов с аплитами и другими аналогичными интрузивными жильными породами.

Как было отмечено ранее, формирование монцонитовой интрузии сопровождалось дополнительным внедрением новых порций магмы из глубоких незастывших участков монцонитовой интрузии. При этом внедрение этих «дополнительных интрузий» происходило многократно, и наиболее поздними членами среди комплекса этих внутриинтрузивных инъекций являются аплитовидные породы и жильные гранодиориты.

Как отмечалось раньше, фациальные пегматиты, наиболее ранние из пегматитовых образований, внедрились позднее, чем тела дополнительных интрузий.

Формирование пегматитов происходило в условиях уже застывшей верхней коры интрузии.



Фиг. 24. Лучистые кристаллы роговой обманки в левощатово-роговообманковых пегматитах.

В эндоконтактной полосе монцонитовой интрузии отмечаются многочисленные случаи пересечения пегматитами сланцеватости в монцонитах (фиг. 25), а также и проникновения отдельных маломощных пегма-



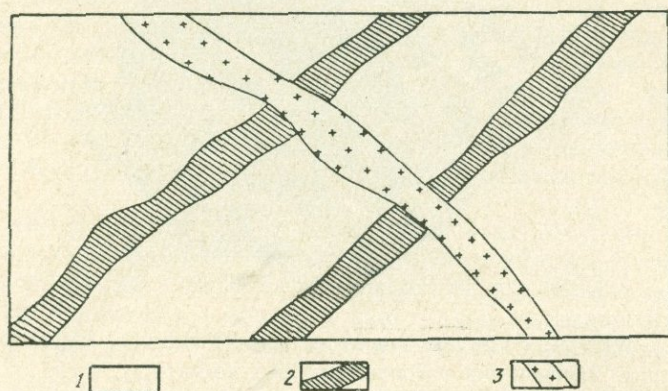
Фиг. 25. Взаимоотношения пегматитов с рассланцовкой в монцонитах. 1. Монциты с план-параллельной текстурой. 2. Пегматиты.

титовых прожилков вдоль плоскостной ориентировки минералов. В результате очень часто обломки пород с ориентировкой остаются захваченными пегматитами, и при этом без каких-либо следов переработки. Это свидетельствует о том, что внедрение этих пегматитов произошло после образования ориентированных структур в монцонитах. Об этом говорит также и то, что гигантокристаллические монцониты, которые залегают в купольных частях интрузий и представляют собой пегматитизированные монцониты, также являются более молодыми по отношению к структурам течений в интрузии, так как последние скрываются под покровами вышеотмеченных гигантокристаллических монцонитов.

Пересечение пегматитовых жил различного состава свидетельствует о неоднократном внедрении пегматитового расплава.

В свою очередь, пегматитовые жилы, как это видно из зарисовок (фиг. 26), отчетливо пересекаются аплитовыми жилами.

На схеме (фиг. 27) представлена последовательность формирования различных пегматитов, а также и последовательность кристаллизации минералов в различных пегматитах.



Фиг. 26. Пересечение пегматитовых тел аплитами.

1. Монзониты. 2 Пегматиты. 3. Аплиты.

Из вышеприведенного описания пегматитов монзонитовой интрузии можно сделать следующие выводы:

наиболее ранними пегматоидными образованиями являются пегматитизированные монзониты—результат кристаллизации монзонитов в условиях скопления летучих в прикупольных участках интрузива.

Фациальные пегматиты образуют мелкие гнездообразные тела в эндоконтактных участках интрузива.

Более поздние жильные пегматиты связаны с более глубокими очагами монзонитовой интрузии.

Все жильные пегматиты образовались за счет внедрения пегматитового расплава и дальнейшей его кристаллизации с образованием зон, различных по составу и структуре.

В каждом типе жильных пегматитов развивается свой комплекс замещения развивающихся независимо друг от друга пегматитовых жил.

Пересечение различных по составу пегматитов друг с другом свидетельствует о возникновении различных очагов пегматитов, последовательно внедрявшихся по мере их возникновения. Параллельное внедрение аплитов свидетельствует о возникновении также очагов аплитов, которые образуются в условиях открытых систем.

Развитие пегматитового процесса шло в направлении образования сложных пегматитов.

ПОРОДЫ ИНТРУЗИИ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ И ГРАНОДИОРИТОВ

Массив порфировидных гранитов и гранодиоритов обнажается в западной части рудного поля Каджаранского месторождения. Представляет собой крупное штокообразное тело шириной 8—10 км и протяжением 25 км. Оба контакта этой интрузии—восточный и западный—падают на восток, северный погружается на север под вулканогенную толщу раннего эоцена и вновь образует сравнительно большие выходы в верховье басс. р. Гехи.

Типы пегматитов	Пегматитизированные монзониты	Полевошпатовые пегматиты	Кварц-полевошпатовые пегматиты	Полевошпатово-роговаобманковые пегматиты
Минералы				
Плагноклаз	●			
Пироксен	—			
Роговая обманка	—			
Биотит	●			
Кал. полевой шпат	●			
Апатит	—			
Сфен	—			
Магнетит	—			
Плагноклаз		●		
Кал. полевой шпат		●		
Роговая обманка			
Биотит		●		
Кварц		*	
Сфен		—		
Апатит		—		
Магнетит		—		
Турмалин		—		
Плагноклаз			—	
Кал. полевой шпат			●	
Роговая обманка			—	
Биотит			●	
Турмалин			—	
Кварц			●	
Апатит			—	
Сфен			—	
Циркон			—	
Монацит			—	
Ортит			—	
Ураноторит			—	
Танталониобат			—	
Эпидот			—	
Альбит			—	
Хлорит			—	
Пирит			—	
Молибденит			—	
Халькопирит			
Магнетит			
Кал. полевой шпат				●
Роговая обманка				—
Сфен				—
Циркон				—
Монацит				—
Апатит				—
Ортит				—
Ураноторит				—
Танталониобат				—
Клиноцоизит				—
Биотит				—

● Очень много — Много — Мало Очень мало

Фиг. 27. Схема последовательности выделения минералов в различных пегматитах Каджаранского рудного поля.

На востоке интрузия контактирует с монцонитами по тектоническому разлому, простирающемуся в СЗ 320—340° направлении с падением на СВ под углом 50—68°, на западе—с интрузией банатитов и небольшим выходом монцонитовой интрузии, который представляет собой останец монцонитов, сохранившийся при внедрении интрузии порфириовидных гранитов.

Массив характеризуется неоднородностью состава и структуры.

В северной и северо-восточной части массива развиты порфириовидные граниты, которые в виде полосы шириной 300—800 м окаймляют интрузию.

Южнее, в бассейне рр. Мякан, Саккар и Яглу, порфириовидные граниты сменяются среднезернистыми гранодиоритами, с редкими и крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата, которые в свою очередь южнее, в басс. р. Мегри, сменяются порфириовидными гранодиоритами (фиг. 28).



Фиг. 28. Среднезернистые гранодиориты с метасоматическими вкрапленниками калиевого полевого шпата.

Ранее считалось, что указанные разности пород интрузии порфириовидных гранодиоритов представляют собой фациальные переходы. Основная часть интрузии—порфириовидные граниты представлялись как эндоконтактовая фация, обогащенная кремнеземом и щелочами вследствие процессов дифференциации, а остальные представители порфириовидной интрузии—как породы, образующие постепенные переходы друг в друга вследствие различных условий кристаллизации интрузии.

Детальные исследования Р. Н. Таяна (1963) установили резкие интрузивные контакты между указанными разностями пород, а совместные исследования К. А. Карамяна и Р. Н. Таяна контактовой полосы гранитов и среднезернистых гранодиоритов установили более древний возраст гранитов по отношению к среднезернистым гранодиоритам.

Здесь, непосредственно в зоне контакта между гранитами и гранодиоритами, устанавливаются многочисленные апофизы среднезернистых гранодиоритов в порфириовидных гранитах.

В верховье рр. Саккар и Яглу Р. Н. Таяном было установлено внедрение порфириовидных гранодиоритов в среднезернистые гранодиориты.

Таким образом, в пределах массива устанавливается трехкратное внедрение магматических масс в последовательности: порфириовидные граниты—среднезернистые гранодиориты—порфириовидные гранодиориты.

В главную фазу внедрились порфириовидные гранодиориты, которые имеют значительную площадь распространения.

В порфириовидных гранодиоритах отмечается четко выраженная эндоконтактовая фация гранодиорит-порфиоров, имеющая изменчивую мощность, обусловленную очертанием контакта интрузии. На выдающихся участках контакта и заливообразных выступах ширина гранодиорит-порфириовой полосы значительная, на прямолинейных участках контакта она незначительна.

Следует отметить, что гранодиорит-порфиры эндоконтактовой фации некоторыми исследователями были приняты за штокообразные тела и трактовались то как дополнительные интрузии порфириовидных гранодиоритов (Б. М. Меликсетян, 1965), то как пятая фаза Мегринского плутона (А. И. Адамян, 1955).

Детальные исследования в зоне эндоконтакта показали, что по мере удаления от контакта происходит постепенное изменение структуры породы от порфириовидной с мелкозернистой основной массой через промежуточные среднезернистые к типичным крупнокристаллическим порфириовидным гранодиоритам и нигде не отмечено резких интрузивных контактов между гранодиорит-порфирами и порфириовидными гранодиоритами.

Следует отметить, что упомянутые исследователи отмечали отсутствие аплитов в гранодиорит-порфирах эндконтакта в качестве довода о самостоятельности внедрения гранодиорит-порфиоров и их оторванности по времени от основного массива порфириовидных гранодиоритов.

Исследования последних лет показали необоснованность такого представления, поскольку аплитовые жилы в пределах эндконтактовых гранодиорит-порфиоров были обнаружены в нескольких пунктах.

Таким образом, говорить о самостоятельных штоках гранодиорит-порфиоров и расценивать их либо как дополнительную интрузию, либо как самостоятельную фазу внедрения—нет основания.

На отдельных участках интрузии порфириовидных гранодиоритов, особенно в центральных участках массива, отмечаются грубокристаллические или гигантокристаллические порфириовидные гранодиориты. Размер порфириовидных вкрапленников калиевого полевого шпата достигает 3×7 см, а местами— 4×10 см. Такой крупнокристаллический пегматоидный облик порфириовидных гранодиоритов обусловлен накоплением летучих, кремнезема и щелочей K_2O , Na_2O в прикупольных участках интрузии и перекристаллизацией породы в грубокристаллические разновидности.

В интрузии порфириовидных гранодиоритов отмечаются отдельные небольшие внутриинтрузивные тела штокообразной или удлиненной формы лейкократовых мелкозернистых аплитовидных пород. В поперечнике размер их достигает 300—350 м. Эти тела представляют собой дополнительные интрузии порфириовидных гранодиоритов.

Указанные лейкократовые мелкозернистые аплитовидные породы часто имеют также форму пластообразных интрузивных залежей и приурочены к пологой системе трещин. Многочисленные аплитовые жилы обычно с крутым падением пересекают дополнительные интрузии порфириовидных гранодиоритов.

В пределах рудного поля представлены породы только двух указанных субфаз порфириовидных гранодиоритов: это порфириовидные граниты и среднезернистые гранодиориты. Контакт их отчетливо проявляется в ущелье р. Мякан, где отмечаются многочисленные апофизы среднезернистых гранодиоритов в порфириовидные граниты, а также ксенолиты гранитов в гранодиоритах.

В гранитах в полосе контакта отмечается четко выраженная ориентировка вкрапленников калинатрового полевого шпата, параллельная простираанию контакта.

Порфиroidные граниты представляют собой розовые, розовато-серые крупнозернистые породы, состоящие в основном из розовых и светлых полевых шпатов, кварца. Количество биотита и роговой обманки не постоянно, и часто наблюдаются постепенные переходы от гранитов, относительно богатых биотитом, к гранитам, обогащенным роговой обманкой. Структура породы—гипидиоморфнозернистая гранитная, иногда порфиroidная. При микроскопических исследованиях установлено, что граниты состоят из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, редких зерен роговой обманки и биотита. Из аксессуарных минералов присутствуют—апатит, циркон, сфен, гематит, единичные зерна ортита, монацита, ураноторита. Рудные минералы—магнетит, пирит, халькопирит; из постмагматических—пелит, хлорит, серицит, альбит, биотит, рутил.

Калинатровый полевой шпат образует крупные (до 4 см) порфиroidные выделения, окруженные тонкой каймой белого альбита. Часто наблюдаются двойники, повсеместно развита пиритизация, представленная различными формами. Содержит включения почти всех минералов, кроме кварца. Результат химического анализа калинатрового полевого шпата и пересчет его на составляющие части—ортоклазовую альбитовую и анортитовую—дан в табл. 5. Анализ произведен в лаборатории ИГН АН Арм. ССР. Аналитик А. А. Петросян.

Таблица 5

Окислы	Весовые %	Молек. к-ва	Компоненты	
SiO ₂	65,44	1089	Ортоклазовая молекула	49,6
Al ₂ O ₃	16,94	166	Альбитовая молекула	35,6
Fe ₂ O ₃	0,73	4	Анортитовая молекула	6,1
FeO	0,07	1		
MgO	1,34	32		
CaO	3,10	55		
Na ₂ O	4,0	65		
K ₂ O	8,8	93		
п.п.п.	0,36			

По резкому преобладанию калия над натрием, по оптическим свойствам и триклинной ориентировке описываемый полевой шпат относится к анортоклазу.

Плагиоклаз составляет до 30% объема породы образует таблитчатые или призматические кристаллы с хорошо выраженной двойниковой штриховкой. Состав плагиоклазов отвечает олигоклаз-андезину с содержанием An₁₆₋₂₂ (табл. 6).

Таблица 6

№ шлиф	Координаты Do			2v в градусах	Закон двойн.	Содержание Ап
	Ng	Nm	Np			
127	85,5	22	67	-80	001	22
50	86,5	20	70,5	+78	001	16
275	86	20,5	71,0	+78	001	16
141	87,5	17	72,5	-73	001	16

Кварц составляет до 25% объема породы, образует ксеноморфные сильно трещиноватые зерна. Имеет волнистое погасание. Роговая обманка cNg=15-17°, 2V=-72-74°, Ng-Np=0,018. Плеохроизм обычный,

характерно наличие двойников. Продукты изменения — хлорит, биотит, рудный минерал. Биотит — коричнево-бурые таблички различных размеров. Сильно хлоритизирован с выделением иголочек рутила. Апатит-призматические кристаллы, оканчивающиеся базопинакоидом, бесцветен или слабо голубоватый. Циркон — бледнорозовые до бесцветных кристаллы циркониевого и призматического типа, реже обломки неправильной формы. Сфен чаще всего в виде плоских конвертообразных кристаллов желтого цвета. Ортит, монацит, ураноторит отмечаются в единичных зернах. Рудные минералы распространены повсеместно. Химические анализы даны в табл. 13. Количественно-минералогические составы пород даны в табл. 4.

Породы интрузии порфировидных гранитов по содержанию алюмосилicates и полевошпатовой извести, а также по значениям отношений $a : c$ очень близки к средним значениям гранитов по Р. Дэли. Граниты пересыщены глиноземом, в сумме щелочей резко преобладает калий.

По классификации А. Н. Заварицкого породы попадают в класс пересыщенных кремнекислотой, богатых щелочами лейкократовых пород.

Среднезернистые гранодиориты обычно серые породы с крупными вкрапленниками (до 3—4 см) серого калинатрового полевого шпата. Минералогический состав: плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит, акцессорные минералы, апатит, сфен, циркон, ортит, ураноторит, аурупигмент. Рудные минералы: гематит, ильменит, пирит, олово (табл. 4).

Плагиоклаз представлен короткопризматическими кристаллами, по составу отвечает олигоклаз-андезину с содержанием Al_{18-31} . Характерны включения мелких зерен апатита, рудного минерала, роговой обманки.

Калинатровый полевой шпат относится к ортоклазу, образует ксеноморфные, пертитизированные зерна. Кварц также образует ксеноморфные зерна с волнистым погасанием и включением мелких зерен всех минералов, кроме ортоклаза, часто образует пегматоидные сростания.

Роговая обманка относится к обычной зеленой роговой обманке, образует призматические кристаллы. Двойники редки. Угол угасания $cNg = 20-23^\circ$, $2V = -76^\circ$. Апатит — тонкие призмочки, бесцветен. Сфен — в виде характерных клиновидных кристаллов желтовато-бурого цвета. Циркон — мелкие зернышки, бесцветен или слабо розоватый.

В петрохимическом отношении эти породы близки к средним составам гранодиоритов по Р. Дэли, отличаясь от них несколько повышенным содержанием кремнезема и глинозема и меньшим — железа. Они несколько более лейкократовые, чем обычные гранодиориты.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ I ЭТАПА ВНЕДРЕНИЯ

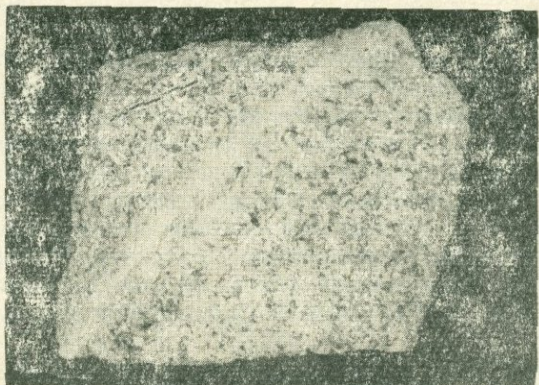
Жильные породы I этапа внедрения порфировидной интрузии также имеют широкое развитие в пределах рудного поля. Указанные образования представлены в основном аплитами и пегматитами.

Пегматиты в интрузии порфировидных гранодиоритов встречаются относительно редко и представлены небольшими линзами и жилами небольшой мощности.

По составу они преимущественно кварц-полевошпатовые. Сложены в краевых частях крупнообломочным калинатровым полевым шпатом, а в средней части — кварцем. Редко присутствует биотит. Местами вместе с калинатровым полевым шпатом отмечаются и сравнительно крупные выделения альбита. Нередки выделения халькопирита, молибденита, заполняющие промежутки между кристаллами кварца.

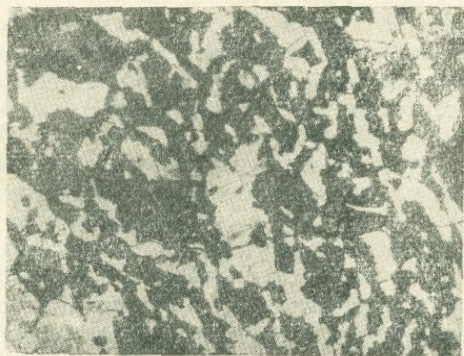
Помимо типичных пегматитов, в порфировидной интрузии и особенно в гранитах отмечаются также аплит-пегматиты (фиг. 29). Указанные

образования представляют собой по сравнению с пегматитами более мощные жилы, с характерным для указанных образований полосчатым строением. Как правило, в таких жилах краевые части представлены аплитами с аплитовой и микрогранитовой структурой, а центральная часть представлена пегматитом с грубокристаллическим строением, сложенным в основном калинатовым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и реже биотитом; в небольшом количестве присутствует сфен.



Фиг. 29. Аплито-пегматиты в порфириовидных гранитах.

Структура пегматитов микропегматитовая с участками микрографической, обусловленная вростками кварца неправильной формы в зерна калишпата (фиг. 30). Калинатовый полевой шпат представлен ортоклазом и нерешетчатым микроклином, плагиоклаз-альбит-олигокла-



Фиг. 30. Письменная структура в пегматитах.

зом. Акцессорные минералы отмечаются несколько в меньшем количестве, чем в пегматитах из монзонитов, и представлены, наряду с апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, оловом, тантало-ниобатом, гематитом и рудными минералами.

В более крупных и мощных жилах отмечается ряд параллельных полос с грубокристаллическим строением. Местами такие участки грубозернистого строения приурочены к зальбанду аплитовой жилы. Переход участков с пегматитовым строением в типичные аплиты совершенно постепенный и объясняется процессами перекристаллизации. Очевидно, при внедрении аплитовой жилы в расплаве имелось определенное количество летучих, которые перекристаллизовали аплиты в пегматиты.

Аплиты по сравнению с пегматитами пользуются более широким распространением и также приурочены к периферийной части интрузии. Они образуют жилы различного размера, по мощности достигающие 1,0—1,5 м. По простиранию некоторые из них выдерживаются на довольно значительные расстояния—до 50—60 м.

Аплитовые жилы в гранитах, как правило, приурочены к двум системам трещин: 1. Северо-западного простирания по азимуту 300—340°, с падением на ЮЗ— \angle 25—30°. 2. Северо-восточного простирания—30—60° с крутым (70—80°) падением как на ЮВ, так и на СЗ.

Из указанных двух систем аплитов в пределах рудного поля наибольшим распространением пользуется первая, которая в основном распространена в эндоконтактной полосе интрузии и встречается в виде серии жил в районе 7—10 штолен. По своему положению указанные аплиты приурочены к системе трещин краевых надвигов.

Вторая система в пределах рудного поля развита гораздо слабее и очевидно приурочена к поперечной системе трещин, пересекающих массив порфиroidной интрузии в северо-восточном направлении. Она имеет широкое распространение вдоль западного контакта интрузии порфиroidных гранодиоритов. К ней приурочена многочисленная серия даек.

Макроскопически аплиты представляют собой светло-серые тонкозернистые, полнокристаллические породы. Структура аллотриоморфнозернистая, с участками микропегматитовой. В составе породы преобладает калинатовый полевой шпат (до 53% объема породы) представлен ортоклазом, образующим зерна неправильной формы, сильно пертитизированные. Кварц—второй по количеству минерал в породе, образует округлые зерна до 0,5 мм в поперечнике. Плагиоклаз относится по составу к олигоклазу с содержанием Ap_{14-16} . Имеет подчиненное значение. Цветные минералы в основном представлены биотитом, очень редко зеленой роговой обманкой в очень незначительном количестве—0,2% (табл. 7). Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, ильменитом, пиритом, молибденитом, оловом—единичные знаки. По химическому составу относятся к гранитным аплитам по Р. Дэли.

Большой интерес представляет раннее внедрение гранитов по отношению к среднезернистым и порфиroidным гранодиоритам.

Как известно, в условиях нормальной дифференциации магматического очага должно происходить последовательное внедрение магматических масс в направлении увеличения их кислотности.

В пределах интрузии порфиroidных гранодиоритов происходит явление, обратное указанному нормальному ходу магматической дифференциации.

Такую ненормальную последовательность внедрения магматических масс можно объяснить образованием промежуточных камер и заполнением их магматическими массами до окончательной локализации.

В указанных промежуточных камерах, очевидно, происходила дифференциация, аналогичная так называемой эманационной диффузии, в результате чего в верхних частях этой камеры собиралась более кислая магма, которая в первую очередь и внедрялась в раскрывающуюся полость.

Таким образом, перед внедрением главной фазы порфиroidных гранодиоритов происходило внедрение небольших магматических масс из промежуточных камер, несколько опережающее во времени внедрение главной интрузивной фазы.

Эти небольшие порции магмы, внедряющиеся раньше главной интрузивной фазы, названы нами субфазами в отличие от М. А. Фаворской (1956), которая субфазой называет более позднее внедрение магматических масс из остаточных магматических, в значительной степени уже дифференцированных очагов.

Такое толкование термина субфазы М. А. Фаворской по сути ничем не отличается от термина «дополнительная интрузия» В. С. Коптева-Дворникова (1952).

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ РУДНОГО ПОЛЯ

В геологическом строении Каджаранского рудного поля жильные породы занимают особое положение благодаря весьма широкому развитию, большому разнообразию их состава и возраста. Это обстоятельство было давно подмечено предыдущими исследователями.

А. Коншин (1889) отмечал, что в районах г. Пирдоудан и с. Аткиз дайки имеют большое развитие и рудоносные кварцевые жилы залегают в контакте с «диабазовыми» дайками. Очевидно, мелкозернистые лампрофировые породы, широко представленные на Аткизском участке, были приняты А. Коншиным за «диабазы».

Дальнейшие исследования В. Г. Грушевого, проведенные значительно позже—в 1926 и 1929 гг., также подтвердили это положение: здесь уже определенно подчеркивалась приуроченность рудоносных зон к дайкам порфиров.

Геологоразведочные работы, проведенные на месторождении в 1931—1933 гг. Н. И. Чирковым и В. Г. Надирадзе в 1935 г. и П. П. Цамеряном (1938) также выявили отчетливое тяготение рудоносных зон к дайкам порфиров. Это обстоятельство было одним из основных руководящих положений в проведении разведочных работ.

В дальнейшем при более детальных исследованиях, проведенных на Каджаранском месторождении в 1939 г. С. А. Мовсисяном (1953), было установлено большое разнообразие жильных пород и первостепенная роль даек порфиров в локализации оруденения.

В более поздних работах по Каджаранскому месторождению (С. С. Мкртчян и др., 1943) в период детальной разведки была установлена взаимосвязь оруденения с дайковыми породами.

Последующая эксплуатационная разведка (Е. П. Зильман, 1951) полностью подтвердила положения, которые были основой разведки месторождения в течение 20 с лишним лет.

Если почти все исследователи Каджаранского месторождения единодушно отмечают роль даек в локализации оруденения, то их мнения несколько расходятся в вопросах о возрастных взаимоотношениях дайковых пород, петрографическом составе даек, возрастных взаимоотношениях даек с оруденением.

Первая попытка расчленить дайки по петрографическому составу была проделана П. П. Цамеряном (1938), который выделил следующие разновидности даек, но не выделил их в возрастном отношении:

- кварцево-диоритовые порфириты,
- сиенит-диоритовые порфиры,
- кварц-сиенитовые порфиры.

Дальнейшее изучение дайковых пород и их взаимоотношений привело к выделению отдельных разновидностей и следующей последовательности их внедрения:

- гранит-порфиры,
- монцонит-порфиры,
- лампрофиры,
- роговообманково-биотитовые порфиры.

При этом считалось, что внедрение всего дайкового комплекса предшествовало оруденению. Следует отметить, что некоторые разновидности даек, в частности монцонит-порфиры, выделялись условно. Нам представляется, что выделение в отдельную возрастную группу даек гранит-порфиров может быть произведено условно, так как оно проводилось на основе их возрастных взаимоотношений с лампрофирами, которые объединялись в одну группу. Следует отметить, что эти лампрофиры имеют значительно большее число разновидностей, ясно разновозрастных, и среди них ранние являются вообще наиболее древними в дайковом комплексе этого района.

М. П. Исаенко (1959), проводившая исследования на Каджаранском месторождении в течение ряда лет, выделила дайки в основном двух составов: 1) диорит-порфириты, 2) гранодиорит-порфиры.

По ее схеме диорит-порфириты являются дорудными, а гранодиорит-порфиры—интратрудными, внедрившимися после основной стадии медно-молибденовой минерализации.

В последние годы детальным исследованием дайковых пород Каджаранского месторождения и Мегринского интрузива занималась Т. А. Аревшатян (1954); которая для самого Каджаранского месторождения выделила ряд разновидностей: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, лампрофиры, аплиты, пегматиты. Дальнейшие исследования этого автора, проведенные в районе более широко, дали ей возможность расчленить весь дайковый комплекс района на отдельные группы, генетически связанные с разнофазными интрузиями.

Нами выделяются следующие разновидности жильных пород, с последовательностью внедрения от древних к молодым:

- одиниты,
- малхиты, спессартиты,
- минетты,
- диорит-порфириты,
- гранодиорит-порфиры I этапа внедрения, мелкозернистые,
- гранодиорит-порфиры II этапа внедрения, крупнозернистые,
- керсантиты,
- авгитовые минетты.

Дайковые породы в рудном поле распространены весьма неравномерно. Намечаются отдельные участки, сильно насыщенные указанными образованиями, и участки, где их число весьма ограничено и встречаются лишь единичные представители отдельных групп дайкового комплекса. Помимо этого, представители дайкового комплекса образуют отдельные свиты, состоящие из 7—8 (иногда более) параллельных друг другу даек обычно одинакового состава.

Перейдем к описанию отдельных представителей дайкового комплекса.

Наиболее древними представителями дайкового комплекса в районе Каджаранского рудного поля является группа даек лампрофирового состава, имеющая почти исключительное распространение на левобережном участке. Указанные образования протягиваются в виде полосы от Давачинского участка месторождения до восточного контакта монцонитовой интрузии. В распределении группы даек лампрофиров в этой полосе намечается определенная закономерность, выраженная в том, что на западе—в районе участка Кармир-Кар и несколько западнее, а также и в районе развития кварцевых диоритов—распространены исключительно лампрофиры типа одинитов.

Восточнее отмеченного района—от ручья Капи-джур до самой восточной границы монцонитовой интрузии—распространены породы переменного состава: спессартиты и спессартито-керсантиты, т. е. породы,

промежуточные между спессартитами и керсантитами. В основном породы эти роговообманковые с переменным содержанием биотита. Следует отметить, что к этой же группе лампрофировых даек следует отнести дайки, также развитые в этой зоне, по составу близкие к малхитам.

Таким образом, дайковые породы этих двух типов в основном приурочены к контактовой зоне монзонитовой интрузии. Обычно дайки одинитов, а также и спессартитов и спессартито-керсантитов имеют небольшие размеры. По простиранию они прослеживаются на 100—150 м при сравнительно небольших мощностях от 10 см до 2,5 м. Весьма редко отмечаются дайки мощностью 2—3 м, имеющие небольшое протяжение.

Одиниты отличаются более спокойными формами с почти параллельными контактами, без особых резких изменений очертаний даек и имеют северо-восточное близширотное простирание со сравнительно крутыми углами падения 65—70°. Спессартиты характеризуются невыдержанностью элементов залегания и по сравнению с дайками одинитов образуют дайки более значительного протяжения, местами достигающие 200—300 м.

Элементы залегания спессартитов почти аналогичны одинитам лишь с тем отличием, что спессартиты имеют более пологие углы падения на север (20—40°).

Возрастные взаимоотношения указанных образований друг с другом не установлены. Что же касается возрастных взаимоотношений их с остальными жильными породами, то наиболее отчетливое пересечение их устанавливается с мелкозернистыми аплитовидными породами и аплитами. Лампрофировые дайки пересекают аплитовидные штокообразные тела и жилы.

Несмотря на то, что возрастные взаимоотношения между дайками двух составов не установлены, мы условно относим одиниты к более древним образованиям.

Одиниты представляют собой серые, зеленовато-серые средне- и тонкозернистые породы, структура гилидиоморфнозернистая. Минералогический состав: плагиоклаз до 57%, авгит до 16%, роговая обманка до 8%, биотит до 10%, калишпат и кварц до 2%. Акцессорные минералы— апатит, сфен, пирит, реже циркон, халькопирит и молибденит. Из вторичных отмечаются хлорит, серицит, карбонат, эпидот, уралит.

Плагиоклаз представлен кристаллами двух генераций. Плагиоклаз первой генерации образует редкие призматические кристаллы в виде вкрапленников. Часто такие кристаллы окружены тонкой каймой более кислого плагиоклаза. По составу плагиоклаз вкрапленников отвечает андезину до лабрадора с содержанием Ap_{35-45} . Плагиоклаз основной массы образует мелкие сдвойникованные лейсты, определяется как андезин с содержанием Ap_{33-35} .

Пироксен встречается также в двух генерациях—во вкрапленниках и в основной массе. В обоих случаях представлен моноклинной разновидностью—авгитом с углом угасания $cNg=45^\circ$, $2V=+52^\circ$. Продуктами изменения являются уралит, биотит, хлорит и рудный минерал. Роговая обманка относится к ряду обычной роговой обманки, образует мелкие шестоватые кристаллики с углом погасания— $cNg=21-23^\circ$, $2V=-76^\circ$. Биотит в виде мелких коричневых табличек, калиевый полевой шпат и кварц отмечаются только в основной массе в виде мелких ксеноморфных зернышек. Химический анализ породы приведен в табл. 13, обр. 1809.

По петрохимическим особенностям одиниты относятся к основным представителям этого ряда пород. Они занимают промежуточное положение между диоритами и диабазами. В них отмечаются пересыщен-

ность глиноземом, преобладание железа над магнием, натрия над калием, а также высокие содержания анортитовой молекулы в плагиоклазах.

Спессартиты представляют собой мелкозернистую серого или зеленовато-серого цвета породу, структура полнокристаллическая, лампрофировая. Минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, авгит, биотит, калишпат и кварц; акцессорные: апатит, циркон, сфен, пирит, халькопирит, магнетит, олово, молибденит. Вторичные минералы—серицит, карбонат, хлорит, биотит, сфен, актинолит.

Таблица 7

Количественно-минералогический состав дайковых пород

Минералы	Породы						
	Аллиты	Жильные граниты,	Одниты	Спессартиты	Малхит	Керсантиты	Аллиты
Калинастровый полевой шпат	35,4	44,7	2,00	2,3	2,4	2,1	52,3
Плагиоклаз	15,9	28,2	57,1	49,4	62,4	53	9
Кварц	45	14,3	0,7	0,5	0,9	1	38
Биотит	2,7	6,1	10,6	2,4	1,6	22	0,2
Роговая обманка	0,55	3,02	8,7	32,3	29,6	6	—
Апатит	0,3	0,75	2,4	3,1	0,8	7	0,3
Циркон	0,1	0,6	0,1	0,1	—	0,4	0,2
Сфен	0,1	1,4	0,1	1,9	0,9	0,9	—
Рудные минералы	0,05	1,4	3,0	5,4	1,6	5,6	—
Пироксен	—	—	16,3	2,6	—	2	—

Как видно из табл. 7, преобладающими минералами в спессартитах являются лейкократовые до 53% объема породы.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями—вкрапленниками, призматические кристаллы до 1,6 мм, и лейстами основной массы, размеры которых колеблются от 0,2 до 0,5 мм. Хорошо выражена двойниковая штриховка, реже отмечаются зональные кристаллы. По составу отвечает андезин-лабрадору с содержанием An_{35-52} . Замещается серицитом и карбонатом. Вторым по количеству минералом является обычная зеленая роговая обманка с $cNg=18-22^\circ$, $2V=-76$, $Ng-Np=0,020$. Образует вкрапленники и мелкие шестоватые кристаллы, характерны двойники по (100). Крупные кристаллы окружены каймой актинолита, который развивается также и вдоль трещин. Другими продуктами изменения являются хлорит, карбонат и биотит.

Авгит образует редкие изометричные зерна $cNg=44-50^\circ$. Замещается роговой обманкой. Количество биотита в породах не постоянно и колеблется от 1 до 3% в типичных спессартитах и до 15—20% в переходных разновидностях—спессартито-керсантитах. Отмечаются как первичный биотит—темно-коричневые пластинки, так и вторичный зеленовато-бурый, развивающийся по роговой обманке; калинастровый шпат и кварц в виде мелких изометрических зерен в основной массе.

В тесной связи со спессартитами находится группа микродиоритов, часто наблюдаются переходы спессартита в микродиорит на протяжении одной дайки. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Порода состоит существенно из роговой обманки, плагиоклаза, редко биотита и кварца.

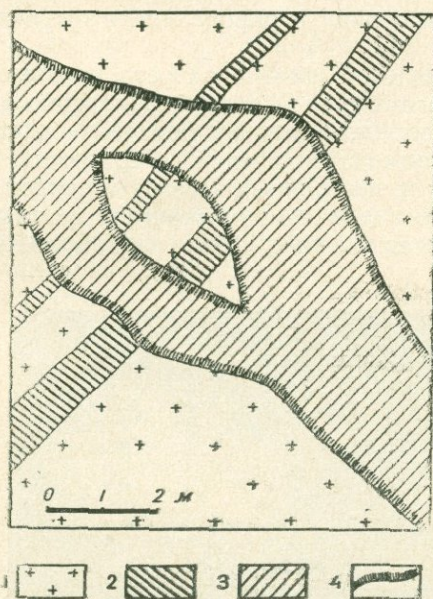
Химический анализ породы приведен в табл. 13, обр. 411, 439. В

группе спессартитов прослеживается непрерывный ряд от типичных спессартитов до диоритов. Они отличаются непостоянством содержания алюмощелочей и полевошпатовой извести, а также и содержания цветных. В сумме щелочей преобладает натрий. В некоторых отмечается избыток глинозема. Благодаря неравномерности минералогического состава, спессартиты попадают как в поле спессартитов, так и в поле одинитов и малхитов.

Минетты. Третьей группой даек также лампрофирового состава являются минетты. Встречены они на южном склоне северо-восточного участка. Здесь протягиваются две параллельные дайки северо-восточного простирания. Одна из них наиболее мощная (до 3 м) протягивается на 400 м. Вторая дайка сравнительно небольшая (до 30—40 см мощности), протягивается на 40—50 м. Контакты даек обычно прямолинейные, без значительных изменений в их морфологии. Характерны обычно нормальные выклинивания.

Третья дайка минетт отмечается на левобережном участке, над с. Охчи. Здесь она имеет более выдержанное протяжение, простирание ее также северо-восточное, однако с падением на юго-восток с крутыми углами падения. По протяжению вышеотмеченная дайка прослежена на 1000—1100 м при мощности до 4 м. Четвертая дайка с аналогичными элементами залегания встречена ниже с. Охчи, неподалеку от дороги.

Возрастные взаимоотношения минетт с большинством других разновидностей дайкового комплекса не ясны. Лишь на северо-восточном участке месторождения устанавливается отчетливое их пересечение дайкой гранодиорит-порфира северо-западного простирания. На месте пе-



Фиг. 31. Пересечение дайкой гранодиорит-порфира дайки минетты. 1. Монцитоны. 2. Минетты. 3. Гранодиорит-порфир. 4. Зона закалки в гранодиорит-порфире.

ресечения дайка гранодиорит-порфира раздваивается и через 10 м снова соединяется в одну дайку. В результате такого раздваивания дайки порфира крупный блок монцитонитов с параллельными дайками минетты срезается и обхватывается гранодиорит-порфирами (фиг. 31). Таким образом, отчетливо устанавливается более молодой возраст порфиров по отношению к минеттам.

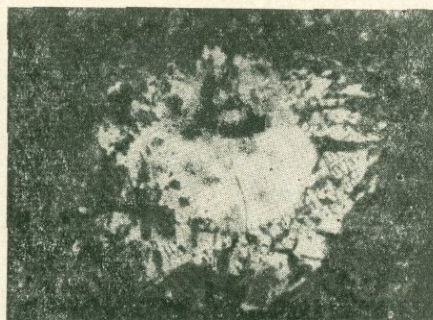
Минетты—макроскопически-серые, серо-черные или зеленовато-серые, тонко- и среднезернистые породы; отличаются непостоянством составов. Их состав меняется от типичных минетт в местах, обогащенных биотитом и калишпатом, до диоритов с уменьшением или даже исчезновением этих минералов. В дайках наблюдается хорошо выраженная зона закалки, мощность которой доходит до 70 см. Структура породы лампрофировая. По минералогическому составу породы относятся к типу амфиболовых минетт. В породе присутствуют плагиоклаз, биотит, роговая обманка, калинатровый полевой шпат, кварц и очень редко отмечается наличие авгита. Акцессорные минералы—апатит, сфен, циркон, галенит, сфалерит, ортит, пирит, молибденит. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом, биотитом, эпидотом и роговой обманкой.

Биотит образует как вкрапленники, достигающие 0,7—1,2 см, так и мелкие таблички в основной массе. Биотит темно-коричневый до красновато-коричневого цвета. При этом крупные фенокристаллы имеют зональную окраску—светлоокрашенное ядро таблички переходит в темноокрашенные краевые части. Биотит часто хлоритизирован с выделением магнетита.

Роговая обманка представлена обычной зеленой роговой обманкой, с углом погасания $cNg = 20-22^\circ$, $2V = -70^\circ$, $Ng-Np = 0,016-0,024$. Также представлена кристаллами двух генераций: крупные призматические кристаллы вкрапленников, для которых характерно наличие двойников по (001), и мелкие шестоватые кристаллы в основной массе.

Плагиоклаз в описываемой породе несколько более основной, чем обычно в породах этого ряда и определяется как андезин с содержанием Ap_{40-45} .

Калинатровый полевой шпат образует крупные—до 2—2,5 см—вкрапленники розового цвета. Для них характерно наличие карлсбадских двойников. По определениям на федоровском столике относится к ортоклазу. Обычно свежий, включений не содержит. Кроме того, встречается в виде мелких изометричных зерен в основной массе. Кварц также образует крупные вкрапленники округлой формы, при этом вокруг такого зерна отмечается наличие каймы резорбции (фиг. 32). Пироксен



Фиг. 32. Фенокристалл кварца с каймой резорбции из дайки минетт. Шлиф 737, ув. 46, николи X.

представлен авгитом в виде редких призматических кристалликов. Обычно изменен с переходом в хлорит.

Химический анализ породы дан в табл. 13, обр. 758, 770.

Минетты по количеству алюмошпелочей и полевошпатовой извести (значения параметров «а» и «с») очень близки к таковым значениям для средних значений минетт по Р. Дэли. Значение отношения а:с колеблется в незначительных пределах. Содержание свободной кремнекислоты несколько выше, чем в минеттах по Р. Дэли. Содержание цветных ниже, чем в минеттах по Р. Дэли.

Диорит-порфириновые дайки имеют небольшое распространение в рудном поле месторождения, однако они довольно широко развиты вне рудного поля в пределах монзонитовой интрузии. Особенно широко они развиты восточнее исследованной территории в районе Пхрутского месторождения и водораздельной части Мегринского хребта.

Здесь они имеют северо-восточное простирание с падением на северо-запад под крутыми углами. По простиранию они обычно прослеживаются на значительные расстояния, примерно 800—900 м, при мощности, достигающей до 8—10 м.

Дайки диорит-порфиритов на Каджаранском месторождении встречаются на северо-восточном участке. Здесь они имеют небольшие размеры. Азимут простирания этих даек северо-восток—35—40°, с падением на северо-запад—65—70°. В отличие от даек Пхрутского участка они здесь имеют небольшие мощности и не выдержаны по простиранию. Они протягиваются вдоль шоссе и прослежены, примерно, на расстоянии 400—450 м. В северо-восточном направлении они скрываются под наносами. Мощности даек не превышают 4—5 м. Контакты их обычно резкие и прямолинейные. Макроскопически это среднезернистые породы темно-зеленого цвета, местами с порфиристыми вкрапленниками полевых шпатов и цветных минералов. Для даек диорит-порфиритов характерны весьма отчетливо выраженные зоны закалки, развивающиеся вдоль обоих контактов даек, мощность которых достигает 40—50 см. В более мощных дайках зона закалки обычно больше.

В дайках диорит-порфиритов северо-восточного участка месторождения отмечаются многочисленные ксенолиты монзонитов, а также интрузии порфиридных гранодиоритов с отчетливо выраженными порфиристыми вкрапленниками калинатрового полевого шпата на фоне среднезернистой основной массы.

Наличие ксенолитов из порфиридных гранодиоритов свидетельствует о более молодом возрасте диорит-порфириновых даек. Дайки диорит-порфиритов пересекаются с дайками гранодиорит-порфиритов. Указанное взаимоотношение отмечается на северо-восточном участке месторождения. На месте пересечения в зальбанде гранодиорит-порфира отмечается маломощная зона закалки. В другом случае гранодиорит-порфир пересекает диорит-порфирит и проникает в последний вдоль его простирания.

Диоритовые порфириты—темно-серые до черных порфиристые породы с вкрапленниками плагиоклазов и роговой обманки; структура порфиристая с мелко- и среднезернистой основной массой, сложенной лейстами плагиоклаза, шестоватыми кристаллами роговой обманки, рудными минералами, листочками биотита, хлорита, карбоната и кварца. Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза-андезина с содержанием Al_{35-37} , роговой обманкой $cNg=20-22^\circ$, $2V=-64^\circ$, $Ng-Np=0,023$. Ассоциируют с ней зерна апатита и магнетита. Очень бедны аксессуарными: последние представлены магнетитом, халькопиритом, мало апатита. Диоритовые порфириты несколько кислее, чем средние составы диоритов, породы насыщены глиноземом, в сумме щелочей преобладает K_2O .

Дайки гранодиорит-порфирового состава являются наиболее многочисленными в дайковом комплексе Зангезурского плутона и играют существенную роль в геологии этого района и особенно в геологическом строении Каджаранского рудного поля.

Большинство исследователей Каджаранского месторождения описывает дайки гранодиорит-порфиров Центрального участка как рогово-обманково-биотитовые порфиры, отделяя их в возрастном отношении от более кислых разностей этого же типа даек, названных гранит-порфирами.

А. В. Пэк и Н. С. Скрипченко (1957) среди кислых разностей дайковых пород также выделяют разновидности: гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. При этом, по их данным, гранодиорит-порфиры имеют широтное простирание и являются более поздними по сравнению с гранит-порфирами, которые преимущественно имеют северо-восточное простирание.

Детальное картирование рудного поля показало, что в действительности в его пределах могут быть выделены два разновременных внедрения жильных пород с идентичным или близким друг к другу составом. Обе разновременные дайковые серии по составу близки к гранодиорит-порфирам. Выделение их основывается на многочисленных фактах отчетливых пересечений.

На основе этих пересечений нами выделены гранодиорит-порфиры I этапа внедрения и гранодиорит-порфиры II этапа внедрения.

Таким образом, наши исследования подтверждают основные выводы А. В. Пэка и Н. С. Скрипченко (1957) относительно дайковых образований кислого состава с одним лишь различием, что мы никак не можем согласиться с их мнением о гранит-порфировой природе мелкозернистых порфиров I этапа внедрения.

Указанные мелкозернистые гранодиорит-порфиры почти ничем не отличаются по составу от гранодиорит-порфиров II этапа внедрения. Следует отметить, что сами авторы, А. В. Пэк и Н. С. Скрипченко, описывая эти разности даек порфиров, не совсем уверены в принадлежности мелкозернистых порфиров к «гранит-порфирам». Геологическая характеристика, данная А. В. Пэком и Н. С. Скрипченко относительно указанных разновозрастных дайковых образований, вполне подтверждается нашими исследованиями.

Пересечение вышеотмеченных разновозрастных гранодиорит-порфировых даек устанавливается в ряде пунктов. Помимо описанного А. В. Пэком и Н. С. Скрипченко пересечения, установленного ими в верховье ущелья р. Ширин, нами установлен ряд пересечений также и на дороге, ведущей из Анкавана в Личк почти на самом Дебаклинском перевале. Здесь, не доходя 200—300 м до самого перевала, отмечается пересечение серии северо-восточных даек мелкозернистых порфиров широтными крупнозернистыми порфирами дайками.

Второй пункт, где отмечается отчетливое пересечение этих разновозрастных дайковых образований, находится на тропе, ведущей в Аралых. Здесь мощная мелкопорфировая дайка северо-восточного простирания отчетливо пересекается широтной дайкой крупнозернистого гранодиорит-порфира, причем на месте пересечения в зальбанде секущей дайки отмечается 15—20 см зона закалки. Последняя достоверно определяет более поздний возраст даек крупнозернистых порфиров.

Мелкозернистые гранодиорит-порфировые дайки раннего этапа внедрения макроскопически представлены зеленовато-серой мелкозернистой породой, с весьма значительным числом порфировых вкрапленников, размер которых варьирует в пределах 0,4—0,6 см. Местами в основной массе выделяются отдельные, более крупные—до 1,0—1,5 см

вкрапленники калинатрового-полевого шпата. Из цветных выделяются роговая обманка и редко мелкие чешуйки биотита (фиг. 33).

Дайки гранодиорит-порфиоров раннего этапа внедрения распространены главным образом в восточной и юго-восточной части рудного поля. На Центральном участке месторождения отмечаются единичные дайки этого типа.



Фиг. 33. Дайка гранодиорит-порфира I этапа внедрения.

В восточной части мелкозернистые порфиры образуют серию даек, вытянутых в северо-восточном—близмеридиональном направлении. Азимут простирания их СВ—10—30°, падение на северо-запад под крутыми углами—85—90°.

Отмечаются отдельные небольшие дайки северо-западного простирания, являющиеся перемычками между дайками близмеридионального—северо-восточного простирания.

Отличительной особенностью даек этого типа является их большая мощность по сравнению с другими дайками. На некоторых интервалах раздувы доходят до 300 м и тогда дайки приобретают морфологию штокообразного тела, вытянутого в северо-восточном направлении.

Среди таких крупных штокообразных тел отмечаются блоки вмещающих монцитов. Наряду с северо-западной системой апофиз отмечаются случаи, когда от мощной близмеридиональной дайки порфиоров отходят апофизы северо-восточного простирания, имеющие несравненно меньшую мощность, чем основная дайка близмеридионального простирания.

Как правило, мощности широтных и северо-западных даек гранодиорит-порфиоров варьируют в пределах от 0,5 до 10—12 м. Средние мощности даек северо-восточного простирания доходят местами до 25—30 м.

Мелкие дайки, ответвления и апофизы северо-восточного простирания нормально выклиниваются. Более мощные штокообразные тела при значительных мощностях нередко резко обрываются, по-видимому, до дайковыми тектоническими структурами.

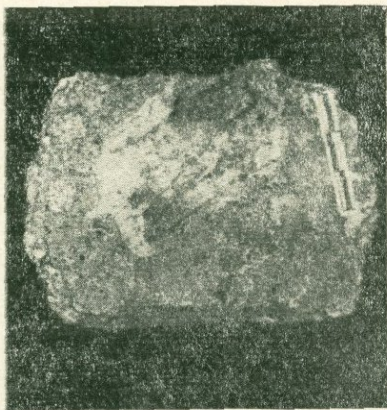
Серия даек северо-восточного простирания к югу от месторождения переходит гребень Мегринского хребта и местами весьма близко подходит к интрузии порфиоровидных гранодиоритов. Однако отчетливых сочленений или перехода даек в интрузив, а также и пересечения дайками контакта интрузии не отмечается. На юге дайковая серия сильно редет и представлена отдельными единичными дайками небольшого протяжения. В северном направлении, также как и в южном, дайковая

серия сильно обедняется, после того как она пересекается гранодиорит-порфирами позднего этапа внедрения широтного простирания.

Уже на правом склоне р. Вохчи, в районе хвостохранилища, количество даек, их мощность и протяжение делаются несравненно меньшими и на левый берег р. Вохчи переходят лишь отдельные небольшие по мощности и протяжению представители этой серии.

В районе обогатительной фабрики, над пос. Охчи, дайки гранодиорит-порфиров образуют отчетливо выраженную зону, вытянутую в северо-восточном направлении. В этой зоне распределение даек неравномерно. Наибольшая мощность зоны и сгущенность даек отмечается над пос. Охчи. Максимальная мощность даек здесь доходит до 10 м, но чаще всего колеблется в пределах 5—6 м. Наиболее крупные дайки порфиоров протягиваются на расстоянии до 1 км, местами и более, но чаще это небольшие дайки протяжением 300—400 м. Обычно такие мелкие дайки имеют кулисообразное расположение. Падение даек в преобладающем большинстве случаев на северо-запад под крутыми углами обычно 75° и более, а местами вертикальное. Незначительная же часть их имеет юго-восточное, также крутое падение. Они отмечены у с. Аткиз и на восточном фланге дайковой зоны.

Крупнозернистые гранодиорит-порфировые дайки позднего этапа внедрения макроскопически отличаются от мелкозернистой, более ранней разности. Обычно это серого, местами до черного цвета породы с крупнозернистой структурой. Порфировые вкрапленники достигают значительных размеров. Отдельные вкрапленники калинатрового полевого шпата доходят до 5—6 см (фиг. 34), а роговая обманка—до 2 см в длину.



Фиг. 34. Вкрапленник калиевого полевого шпата в дайке гранодиорит-порфира.

В указанных дайках весьма отчетливо выражена зона закалки, которая местами достигает 30—40 см. В некоторых маломощных дайках или апофизах закалки развиты по всей мощности, тогда здесь дайка имеет черный цвет с отдельными крупными вкрапленниками полевых шпатов.

Наибольшая густота даек этого типа отмечается на Центральном участке месторождения. Здесь они имеют преимущественно северо-западное простирание. С ними нормально смыкаются более редкие дайки северо-восточного простирания.

На юго-восточном продолжении дайковая серия Центрального участка значительно редееет и приобретает широтное простирание вме-

сто северо-западного. Далее на восток некоторые дайки порфиров приобретают близширотное—северо-восточное простирание и пересекают серию даек близмеридионального северо-восточного простирания гранодиорит-порфиров раннего этапа внедрения.

Несравненно меньшее их количество отмечается на левобережье р. Вохчи, в северо-западной части рудного поля. Здесь дайки имеют своеобразные морфологические особенности, обусловленные тектоническими структурами данного участка.

На участке, непосредственно примыкающем к контакту интрузии порфиroidных гранодиоритов, жильные породы имеют меньшее развитие. В отличие от восточной части, где дайки имеют плитообразные формы, они здесь представлены в виде коротких по протяжению, но значительных по мощности тел штокообразной формы, вытянутых в широтном направлении параллельно контакту монзонитовой интрузии с порфиритами, но при более крутых углах падения.

Дайки гранодиорит-порфиров позднего этапа внедрения имеют весьма причудливые очертания как по простиранию, так и по падению. Наиболее четко проявляется морфология даек порфиров на Центральном участке Каджаранского рудного поля, где благодаря множеству горных выработок, вскрывающих дайки на значительных интервалах, удается проследить их как по падению, так и по простиранию.

Говоря о разветвленности даек порфиров, небезынтересно отметить, что на северо-восточном участке месторождения Центральная дайка порфира вдоль контактов сопровождается целой системой мелких изолированных тел (размерами 15—20 м по протяжению и 6—8 м по мощности), представляющих собой «отпрыски» материнской дайки; они на поверхности являются совершенно изолированными телами, но, по-видимому, на глубине соединяются друг с другом.

Оба типа даек в петрографическом отношении не различаются, поэтому описание их даем вместе.

Макроскопически гранодиорит-порфиры—плотные среднезернистые порфиrowые породы разнообразной окраски от светло-серой, серовато-зеленоватой до темно-серой, розовой. Имеют хорошо выраженную зону закалки, достигающую мощности 0,8—1 м.

Структура породы порфиrowая с микролитовой, микроаплитовой, микропйкилитовой основной массой. Минералогический состав: плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, роговая обманка, биотит, кварц и очень редко пироксен. Из аксессуарных минералов: апатит, сфен, циркон, магнетит, халькопирит, ортит, ураноторит, ильменит, сфалерит, гематит, галенит, борнит, кордиерит, медь, киноварь, молибденит. Продуктами вторичных изменений являются хлорит, карбонат, альбит, кварц, эпидот, каолин, серицит, рутил. Породообразующие минералы представлены в двух генерациях: крупные фенокристаллы и мелкие кристаллы основной массы. Соотношения вкрапленников и основной массы приведены в табл. 8.

Плагиоклаз образует призматические или таблитчатые, часто зональные кристаллы. Число зон достигает 5. Крупные кристаллы плагиоклаза окружены тонкой, в доли мм, полосой более кислого плагиоклаза, соответствующего плагиоклазу основной массы (фиг. 35). По составу плагиоклаз вкрапленников отвечает андезину с содержанием Ap_{36-45} , а плагиоклаз основной массы—олигоклазу с содержанием Ap_{21} . Результаты определения плагиоклаза даются в табл. 9.

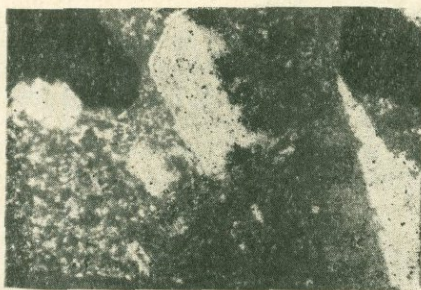
Калинатровый полевой шпат во вкрапленниках образует кристаллы двух видов—кристаллы формы брусков, характерные для даек северо-восточного простирания, и тонкопластинчатые, кристаллы по (010) с двойниками по карлсбадскому закону, характерные для даек СЗ про-

Объемные соотношения вкрапленников и основной массы в дайках диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров

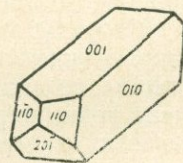
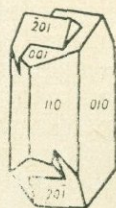
Минералы	П о р о д ы			
	Диоритовые порфириты	Гранодиорит-порфиры		
		395	343	14
Основная масса, в том числе:				
биотит+роговая обманка+пироксен	64,2	61,6	65,1	67,9
вкрапленники	35,8	38,4	34,9	32,1
в том числе:				
плаггиоклаз	19,9	19,9	20,3	13,3
калишпат	—	13,4	1,0	—
роговая обманка	10,6	9,3	10,9	8,6
биотит	3,1	—	2,0	6,5
кварц	0,7	3,8	0,7	3,7
пироксен	1,5	—	—	—

стирания (фиг. 36) кристаллы. Обычно свежие с многочисленными включениями посторонних минералов. Результат химического анализа и пересчет на составные части даны в табл. 10.

Как по оптическим свойствам, так и по химическому составу калинатовый полевой шпат из даек гранодиорит-порфиров близок к таково-



Фиг. 35. Фенокристалл плаггиоклаза с каймой альбита. Шлиф 1953, ув. 46, николи \times .



Фиг. 36. Фенокристаллы калиевого шпата из а) дайки северо-западного простирания, б) дайки северо-восточного простирания.

му из порфировидных гранитов. Резкое преобладание калия над натрием, относительно малый угол оптических осей $2V = -56-66^\circ$, триклинная ориентировка минерала—все это позволяет отнести его к калиевому анортоклазу.

Обычная зеленая роговая обманка образует крупные моноклинные призмы до 2,5 см длиной. Схема плеохроизма обычная, угол погасания $cNg = 15-22^\circ$, $2V = -68-76^\circ$, $Ng-Np = 0,015-0,023$.

С зернами роговой обманки ассоциируют кристаллики апатита и зерна магнетита. Кристаллы роговой обманки, при изменении переходят в карбонат, хлорит, биотит.

Таблица 9

№ шлифов	Координаты двойниковых осей в градусах			2v в градусах	Закон двойникования	№ плагиоклаза	Примечание
	Ng	Nm	Np				
1119	2,2	67,5	88,5	+79	(010)	41	Плагиоклаз вкрапленников
1875	75,5	18,5	81	+82	(010)	33	
315	20,5	66,5	88	+84	(010)	45	
877	15	75,5	87	+88	010 001	37	"
866	78	57,5	32	-82	010 001	36	"
1935	16	75	87,5	+78	010	37	Плагиоклаз основной массы
380	87	10	80	+84	(010)	21	

Таблица 10

Оксиды	Обр. 1951		Компоненты	Обр. 1951
	весов. %	молек. к-ва		
SiO ₂	67,73	1127	Ортоклазовая молекула	63,9
Al ₂ O ₃	18,25	179	Альбитовая молекула	26,4
Fe ₂ O ₃	1,1	7	Анортитовая молекула	9,7
FeO	0,14	16		
MgO	0,54	38		
CaO	0,94	16		
Na ₂ O	2,26	37		
K ₂ O	8,64	91		

Кварц встречается в виде крупных, часто корродированных зерен округлой формы.

Биотит образует гексагональные таблички темно-коричневого цвета, с включениями зерен апатита, сфена и магнетита. При изменении замещается хлоритом. Результат химического анализа биотита приведен в табл. 11. Анализ произведен в лаборатории ИГН АН Арм. ССР (аналитик А. А. Петросян).

Пироксен встречается редко в виде мелких призматических кристалликов в основной массе. Относится к авгиту $cNg=37-40^\circ$. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, зернышками калишпата и кварца, иголочками роговой обманки, листочками биотита и рудного минерала.

Порода охарактеризована 6 химическими анализами (табл. 13).

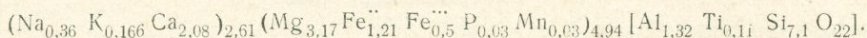
Породы даек гранодиорит-порфиров также отличаются непостоянством составов, хотя основная часть векторов располагается в поле гранодиоритов. Значения отдельных параметров подвержены большим изменениям. Изменяются параметры «а», «с» и др. В большинстве случаев они обеднены кремнокислотой и обогащены цветными.

Керсантилы распространены, в основном, на левобережье р. Вохчи на участке Аткизского месторождения. Отмечаются они также и в районе каменного карьера и на Центральном участке (шт. 38). Дайки керсантитов имеют обычно небольшие мощности—3—4 м, однако выдержаны по всему протяжению. По простиранию некоторые дайки прослежены на 500—600 м. Почти для всей группы керсантитовых даек ха-

Обр. 13а

Компоненты	Вес. %	Мол. к-ва	Атомные к-ва кислорода	Число атомов кислорода	Атомные к-ва катионов	Число атомов кислорода	
Si ₂ O	46,50	774	1548	14,2	774	7,1	Общий делитель 2618:24=109
TiO ₂	0,95	12	24	0,22	12	0,11	
Al ₂ O ₃	7,30	72	216	1,98	144	1,32	
Fe ₂ O ₃	6,25	99	87	0,8	78	0,5	
P ₂ O ₅	0,18	1	5	0,05	2	0,3	
FeO	9,54	132	132	1,21	132	1,21	
MnO	0,24	3	3	0,03	3	0,03	
MgO	13,95	346	346	3,17	346	3,17	
CaO	12,70	227	227	2,08	227	2,08	
Na ₂ O	1,26	21	21	0,18	42	0,36	
K ₂ O	0,80	9	9	0,083	18	0,166	
H ₂ O	н. об.	—	—	—	—	—	
п.п.п.	0,84	—	—	—	—	0,84	
Σ	100,51		2618	24			

Кристаллохимическая формула биотита, полученная в результате пересчета анализа:



рактерно северо-восточное простирание с падением на северо-запад под крутыми углами 75—80°. Дайки Атказского участка приурочены к полосе даек гранодиорит-порфиров и совместно с ними составляют единую дайковую зону северо-восточного простирания, которая переходит на левый склон Атказского ущелья, где как порфиры, так и керсантиты выклиниваются. Приуроченность даек керсантитов к зоне развития гранодиорит-порфиров свидетельствует о значительной подвижности этой зоны и многократности подвижек, приведших к внедрению даек различного состава. Возрастные взаимоотношения керсантитовых даек с остальными дайками устанавливаются на основе пересечений. Отчетливое пересечение гранодиорит-порфиров керсантитовыми дайками устанавливается на левобережье р. Вохчи, в районе обогатительной фабрики.

Керсантитовая дайка, вскрытая на месторождении в штольне 38, также имеет северо-восточное близширотное простирание. В штольне она протягивается вдоль тектонического нарушения, по которому происходит интенсивное гидротермальное изменение. При этом гидротермальное изменение захватывает и керсантитовую дайку. Изменение, в основном, выражается в карбонатизации и серицитизации.

Макроскопически обычно это темно-серые мелкозернистые полнокристаллические породы с многочисленными порфировыми выделениями крупных табличек биотита. В дайках наблюдается хорошо выраженная зона закалки. Структура породы порфировая. Вкрапленники представлены биотитом, роговой обманкой и реже плагиоклазом. В их составе отмечаются: плагиоклаз, биотит, зеленая роговая обманка, пироксен, кварц; из аксессуарных минералов: магнетит, апатит, сфен, циркон, пирит, халькопирит, молибденит, ед. знаки олова, торита, тантало-ниобатов, серебра; из постмагматических—карбонат, серицит, хлорит, эпидот, уралит, биотит.

Плагиоклаз образует зерна двух генераций—таблитчатые сдвойникованные кристаллы первой генерации и тонкие лейсты второй генерации. Отвечает по составу андезину с содержанием An_{40-45} . Плагиоклаз второй генерации—несколько более кислый андезин с содержанием Ap_{37} . Биотит также образует зерна двух генераций; крупные удлиненные пластинки (до 2 см) (фиг. 37) и мелкие таблички основной массы. Цвет



Фиг. 37. Гексагональные таблички биотита из даек керсантиста. Ув. 46, николи X.

биотита коричнево-красный. Замеренные иммерсионным методом показатели преломления $Ng=Nm=1,654$, $Np=1,624$. Плеохроизм коричнево-красный по Ng , до коричневатого-желтоватого по Np . Результат химического анализа приведен в табл. 12.

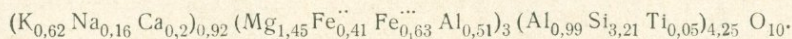
Таблица 12

Обр. 14

Окислы	Весовые %	Молек. к-ва	Атомные к-ва кислор.	Число атомов кислор.	Атомные к-ва катионов	Атомные к-ва катионов с учетом поправочного коэффициента
SiO_2	41,40	689	1378	6,3	689	3,21
TiO_2	0,85	11	22	0,1	11	0,05
Al_2O_3	16,10	158	474	2,2	316	1,5
Fe_2O_3	11,08	69	207	0,95	138	0,63
FeO	6,36	89	89	0,41	89	0,41
MnO	0,12	1	1	—	—	—
MgO	12,75	317	317	1,45	317	1,45
CaO	1,86	34	34	0,2	34	0,2
Na_2O	1,06	18	18	0,08	36	0,16
K_2O	6,30	67	67	0,31	134	0,62
ппп	2,40	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,01	—	—	—	—	—
Σ	100,29		2607	—	—	—

Анализ произведен в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР (аналитик Н. А. Иванян).

В результате пересчета получается следующая формула минерала (пересчет произведен на 12-кратное атомное количество кислорода):



Биотит из керсантистов несколько отличается от биотитов из лампрофиоров повышенным содержанием окиси алюминия и суммы железа, но содержание калия несколько ниже, так же как и окиси кальция. При изменении замещается хлоритом и карбонатом. Роговая обманка относится к ряду обычных роговых обманок с углом угасания $cNg=14-17^\circ$, $2V=-78^\circ$, $Ng-Np=0,026$. Пироксен представлен моноклинной разно-

Таблица 13

Результаты химических анализов пород Каджаранского месторождения

№ обр.	Породы	Оксиды														Σ	
		SiO ₂	Ti ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	Σ		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
605	Порфириды	47,62	0,10	21,07	6,43	6,30	0,14	4,98	10,15	1,9	0,81	—	1,00	—	100,50	Южный склон Пирамсарского хребта, сел.	
608	Порфириды	45,68	0,72	22,81	4,31	6,01	0,20	4,43	9,58	1,06	3,90	0,04	0,56	0,52	99,82	Аткиз	
208	Монцониты	53,46	0,20	16,35	4,04	4,96	0,17	3,76	7,18	3,52	3,09	0,27	1,69	—	99,69	Каджаранское м-ние, Центральный участок	
246	Монцониты	52,62	1,91	17,62	6,49	3,34	0,11	1,52	9,50	5,8	1,72	—	0,50	—	100,49	"	
777	Монцониты	59,88	0,85	16,85	4,71	2,64	0,03	1,55	3,28	2,84	6,32	0,12	0,92	0,37	99,86	Каджаранское м-ние, северо-восточный участок	
542	Монцониты	56,88	0,72	17,74	3,83	3,52	0,14	1,15	4,85	4,0	4,55	0,08	0,58	1,06	99,20	Левый берег р. Вохчи	
8	Монцониты	46,60	0,99	17,93	4,91	5,17	0,21	3,82	7,56	3,15	1,40	0,80	0,84	3,26	99,64	"	
83	Монцониты	57,85	0,72	18,13	4,21	3,66	0,08	2,76	6,24	3,81	1,96	—	0,35	—	99,77	"	
37	Монцониты	47,46	0,58	20,25	5,16	6,08	—	5,04	9,94	2,87	0,68	—	2,17	—	100,23	Р-н Аткиза	
1	Монцониты	51,95	0,84	18,57	6,63	4,39	0,09	2,99	7,73	5,05	0,85	0,45	—	—	99,54	Р-н Аткиза	
201	Монцониты	57,66	0,7	18,51	2,31	3,22	—	4,19	2,78	3,56	4,99	—	0,9	0,5	99,32	Р-н Аткиза	
11	Монцониты	48,80	0,97	17,80	7,39	4,03	—	9,84	5,17	3,10	1,32	0,18	1,19	—	99,79	"	
500	Диориты	49,88	0,73	18,69	5,69	4,82	0,11	5,20	9,66	3,77	0,88	0,20	0,92	—	100,55	"	
512	Габбро-диорит	49,9	0,35	19,96	6,84	5,26	0,18	4,28	10,3	0,77	1,28	н/о	0,6	—	99,72	Над пос. Каджаран	
731	Микромонцонит	51,32	1,07	17,67	7,16	3,74	0,13	3,60	8,50	3,46	3,06	0,28	0,58	—	100,52	Северо-восточный участок	
38	Микрогранодиорит	64,54	1,57	13,85	3,05	3,66	0,08	3,34	4,14	0,88	6,33	0,12	0,32	—	100,88	Р-н Аткиза	
2643	Микросенит	62,80	0,54	18,19	1,05	2,18	0,05	0,97	1,42	2,80	8,22	1,15	0,20	—	99,57	Р-н сел. Анед	
1484	Аплиты	70,38	0,3	15,55	1,53	1,74	0,04	0,01	1,49	1,6	6,40	—	0,08	—	99,20	Левый берег р. Вохчи	
1370	Аплиты	76,30	0,10	13,9	0,38	0,56	0,03	0,41	1,03	2,7	4,42	—	0,36	—	100,19	Левый берег р. Вохчи	
1	Аплиты	77,25	0,09	12,19	0,6	0,21	0,01	0,27	0,87	2,13	5,73	0,22	—	0,70	100,27	Шт. 36	
2	Аплиты	83,96	0,02	9,62	0,21	0,06	0,01	0,13	0,83	1,83	3,05	0,11	—	0,30	100,13	Скв. 131, глуб. 147	
3	Аплиты	74,1	0,14	13,11	0,85	0,60	0,1	0,2	1,25	3,28	4,95	0,60	1,26	0,1	100,54	Р. Саккар	
521	Пегматиты	57,44	0,98	18,97	3,50	4,55	0,02	1,88	2,36	2,66	7,55	—	—	—	99,91	Левый берег р. Вохчи, р-н сел. Аткиз	
520	Пегматиты	62,80	0,18	23,07	0,83	2,92	—	0,36	0,92	1,94	6,00	—	0,88	—	96,90	Левый берег р. Вохчи, р-н сел. Аткиз	
556	Пегматиты	59,90	0,30	19,31	4,41	3,36	0,07	2,02	4,00	1,44	4,08	0,20	0,20	—	99,29	Левый берег р. Вохчи, р-н сел. Аткиз	
230/25	Порфиридные граниты	71,12	0,43	14,60	1,18	1,14	0,05	0,93	2,42	3,86	3,78	0,14	0,52	—	100,17	Р. Мьякан	
111	Порфиридные граниты	72,08	0,18	14,46	1,32	1,54	0,04	0,69	1,61	3,88	4,03	0,10	0,12	—	100,03	Верховье руч. Давачи	
1809	Одиниты	50,00	0,39	20,66	4,83	5,39	0,26	9,46	5,13	1,96	0,85	—	0,52	—	100,18	Левый берег р. Вохчи, пос. Каджаран	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
411	Спессартиты	50,78	0,9	16,58	6,84	5,58	0,11	5,39	7,38	3,24	2,82	0,10	0,74		100,35	Левый берег р. Вохчи, уч. Аткиз
439	Спессартиты	50,44	0,58	19,52	5,63	1,60	0,14	3,48	9,15	3,24	5,68	0,2	0,39		100,93	Левый берег р. Вохчи, уч. Аткиз
758	Минетты	59,00	0,55	13,0	6,95	4,26	0,13	2,86	7,65	3,56	2,32	0,4	—	—	100,68	Левый берег р. Вохчи, уч. Охчи
770	Минетты	54,28	1,00	14,95	3,82	3,82	0,10	5,70	7,08	3,26	4,42	—	2,04		100,47	Южный склон северо-восточного участка
1781	Грандиорит-порфир	68,63	0,02	17,11	1,35	1,60	0,04	1,31	1,89	4,74	1,83	0,18	1,05		99,75	Левый берег р. Вохчи над пос. Каджаран
1486	Грандиорит-порфир	65,18	0,27	15,73	3,5	1,58	0,1	1,81	2,90	3,07	3,18	0,28	3,20	—	100,20	"
1487	Грандиорит-порфир	61,50	0,37	17,44	1,42	2,32	0,07	2,53	4,25	2,64	3,51	0,26	3,52	—	100,83	"
1774	Грандиорит-порфир	57,3	0,57	17,81	2,09	3,74	0,18	4,98	5,14	3,70	2,79	0,40	1,39	—	100,09	"
186	Грандиорит-порфир	63,76	0,72	15,74	2,73	2,42	0,09	1,24	2,86	3,87	3,78	0,81	1,64	—	99,66	Ущелье р. Давачи
492	Грандиорит-порфир	64,86	0,24	14,56	3,96	2,61	0,05	1,45	3,30	5,20	2,68	0,56	0,81	—	100,30	Г. Гандзасар
102	Керсантит	41,29	1,21	13,10	3,54	6,89	0,27	8,04	9,65	0,41	4,80	0,22	11,4	—	100,82	Уч. Аткиз
530	Керсантит	44,54	1,77	17,82	3,05	5,13	0,18	5,07	6,84	4,36	1,25	0,14	10,72	0,56	100,83	Уч. Аткиз
602	Роговики	55,20	0,43	17,87	5,05	3,66	0,17	4,18	5,38	3,76	3,96	—	0,40	—	100,06	Над Аткизом
569	Роговики	52,62	0,43	21,90	4,76	3,96	0,06	3,18	4,58	4,43	2,35	—	1,44	—	99,77	Над Аткизом
573	Роговики	56,04	0,57	18,72	4,44	4,25	0,07	3,40	7,58	2,42	2,01	0,12	1,14	—	100,76	"
P—1/2	Роговики	46,56	1,03	21,31	5,41	5,57	0,14	6,10	8,58	2,74	2,45	0,10	0,88	—	100,87	"
570	Роговики	44,55	0,84	22,48	4,45	5,70	0,14	5,61	9,00	3,66	0,57	0,10	2,15	0,20	99,45	"
P—1/6	Роговик	49,70	0,53	10,09	17,81	5,12	0,28	4,08	7,20	3,16	0,76	—	0,4	—	99,29	"
1/13	Роговик	51,30	0,52	22,25	5,25	4,98	0,43	1,08	8,50	2,64	1,38	0,40	0,88	—	99,53	"
912	Авгитовая минетта	49,24	0,75	13,68	3,92	4,55	0,13	7,42	9,66	2,89	1,95	0,24	5,08	—	99,51	Г. Медвежья
921	Пироксенит	51,42	0,39	7,98	36,70	8,06	0,27	8,45	17,14	1,07	1,16	0,19	6,53	—	100,36	Г. Гандзасар, сев. склон

Таблица 13а

Числовые характеристики пород по А. Н. Заварицкому

	a	c	b	S	a'	f	m	c	n	t	φ	a/c	Q	Автор	Аналитик
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
605	6,0	12,5	22,0	59,5	—	57,7	42,3	4,8	77,5	0,1	27,3	0,5	— 5,5		
608	9,0	12,7	19,5	58,8	—	55,0	42	2	30	2	21	0,7	—13,1		Петросян А. А.
208	12,5	5,0	19,1	63,4	—	45,3	33,9	20,8	62,9	1,6	18,9	2,5	— 3,3		Джербалян Г. М.
246	15,4	4,2	19,5	60,9	—	47,1	13,5	39,4	83,9	1,2	29,9	3,6	—13,7	Грушевой В. Г.	
777	15,7	3,8	9,7	70,8	—	69,8	27,9	2,3	40,7	0,9	42,6	4,1	— 6,4	Мовсесян С. А.	
542	16,4	4,2	11,2	68,2	—	64,8	17,6	17,6	57,4	0,9	31,2	3,9	— 0,6	Аревшатын Т. А.	Петросян А. А.
8	10,1	8,4	17,5	64,0	—	53,2	38,0	9,8	77,2	1,5	23,6	1,2	— 0,6	Аревшатын Т. А.	Бабаян В.
83	11,4	6,6	14,7	67,3	—	55,6	36,4	8,0	74,4	0,9	27,8	1,7	— 5,2	Запес Г. Б.	Варшанов
37	7,9	10,6	22,7	58,8	—	47,2	39,0	13,8	83,6	1,0	20,9	0,74	— 8,8	Пиджян Г. О.	Дехтрикян С. А.
1	12,8	6,5	18,6	62,1	—	54,5	28,1	17,4	90,9	1,1	31,1	1,9	— 7,9	Пиджян Г. О.	Дехтрикян С. А.
201	17,4	3,4	12,6	66,5	4,3	39,2	56,5	—	58,2	0,2	15,2	5,1	— 4,9	Пиджян Г. О.	Дехтрикян С. А.
11	9,1	7,9	24,3	58,7	84	34,6	57,0	—	78,1	1,4	40,3	1,1	— 8,7	Из отчета ВИМС'а	
500	16,0	11	20,4	62,0	—	42,4	39,4	18,2	84,7	1,1	21,8	1,5	—10,1	Исаенко М. П.	
512	3,9	12,8	20,3	63,0	—	60,3	39,5	5,2	32,1	0,5	4,6	0,31	— 4,6	Аревшатын Т. А.	Авакян Т. А.
731	12,9	4,5	20,0	62,2	—	51,3	32,1	16,6	62,9	1,6	32,5	2,9	— 5,1	Аревшатын Т. А.	Петросян А. А.
38	10,8	3,7	13,2	72,3	—	45,5	51,4	3,1	17,3	0,8	19,1	2,9	— 19,3	Аревшатын Т. А.	Бабаян В.
2643	18,1	1,7	7,8	72,4	37,1	41,7	21,2	—	34,0	0,5	12,3	1,1	— 16,5	Аревшатын Т. А.	Бабаян В.
1484	12,6	1,7	7,2	72,5	61,1	38,9	—	—	55,3	0,3	16,7	7,4	— 24,1	Каяткина В. С.	
1370	11,7	1,2	5,0	82,1	69,2	18,0	14,8	—	48,4	0,08	7,7	9,75	— 39,6	Аревшатын Т. А.	Дехтрикян С. А.
1	13,4	1,0	2,4	84,2	54,1	29,7	16,2	—	35,8	0,1	21,6	13,3	— 38,6	Аревшатын Т. А.	Авакян Т. А.
2	8,0	0,9	2,5	88,7	84,9	7,9	7,9	—	47,6	—	5,3	8,9	— 59,6	Исаенко М. П.	
3	13,8	1,4	1,6	83,0	3	70,2	22,1	—	50	0,15	41,6	9,8	— 37,4	Исаенко М. П.	
521	17,2	2,9	13,4	66,5	20,7	55,1	24,2	—	34,7	1,4	2,7	5,9	— 4,3	Меликсетян Б. М.	
520	12,3	1,0	18,8	67,9	80,0	17,2	2,8	—	32,5	0,2	3,5	12,3	— 10,2	Аревшатын Т. А.	Бабаян В.
556	9,0	4,8	17,6	68,6	40,3	40,3	19,4	—	34,8	0,4	21,7	1,9	— 14,4	Аревшатын Т. А.	Джербалян Г. М.
230/25	13,7	2,7	3,7	79,8	—	56,4	4,0	3,6	60,8	0,45	25,5	5,1	— 29,6	Аревшатын Т. А.	Джербалян Г. М.
III	13,8	1,9	4,8	79,4	22,9	52,8	24,3	—	60	0,2	22,9	7,3	— 29,4	Мовсесян С. А.	Хим. лаборатория ИГН
1809	5,5	12,3	19,9	62,3	—	51,7	47,1	1,1	72	0,5	22,3	0,45	— 1,3	Пиджян Г. О.	Дехтрикян С. А.
														Аревшатын Т. А.	Джербалян Г. М.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
411	11,7	5,8	21,4	61,1	—	55,1	44,9	17,0	63,5	1,3	28,8	2,0	— 7,0	Аревшатын Т. А.	Петросян А. А.
439	16,5	1,1	20,4	62,0	—	67,9	32,1	53,1	46,2	0,9	59,2	10,5	—10,1	Аревшатын Т. А.	Петросян А. А.
758	11,1	2,9	20,6	65,4	—	47,4	22,4	30,2	67,8	0,7	28,2	3,8	6,7	Аревшатын Т. А.	Бабаян В.
770	13,5	3,1	21,7	61,7	—	31,7	43,8	24,5	53,0	1,4	14,9	4,3	— 6,4	Аревшатын Т. А.	Петросян А. А.
1781	12,5	2,24	9,95	75,3	51,6	27,2	21,5	—	80	—	11,9	5,6	23,4	Аревшатын Т. А.	Дехтрикян С. А.
1486	11,4	3,6	10,3	74,7	25,3	44,7	30,0	—	59	0,3	29,3	3,2	23,0	Аревшатын Т. А.	Дехтрикян С. А.
1487	10,4	4,9	15,8	68,9	53,4	20,9	25,7	—	53,7	3,0	7,3	2,1	12,1	Аревшатын Т. А.	Дехтрикян С. А.
1774	12,6	5,9	14,6	66,9	—	38	59,3	12,7	66,6	0,8	12,3	2,1	2,7	Аревшатын Т. А.	Дехтрикян С. А.
186	14,3	3,6	7,1	75,0	2,0	67,3	30,7	—	61,0	0,6	36,1	3,9	17,8	Грушевой В. Г.	Дехтрикян С. А.
492	15,2	2,0	10,1	72,7	—	57,2	23,7	19,1	74,3	0,27	32,9	7,6	13,2	Мовсесян С. А.	
102	8,5	5,3	33,4	52,8	—	52,6	44,7	22,7	10,5	2,1	10,1	1,1	— 6,9	Карамян К. А.	Бабаян В.
530	13,1	7,1	20,8	59,0	—	41,7	47,0	11,3	83,3	1,9	14,2	1,8	—15,3	Аревшатын Т. А.	Петросян А. А.
602	14,5	5,2	16,7	63,7	—	47,5	43	2,5	59,4	0,6	25,6	2,8	— 6,9	Аревшатын Т. А.	Петросян А. А.
569	14,1	5,9	16,4	63,6	15,5	50,1	34,4	—	74,5	0,6	26,5	2,4	— 6,6	Аревшатын Т. А.	Петросян А. А.
573	8,7	4,5	19,7	67,9	—	42,5	30,8	26,7	65,0	0,8	20,5	1/9	—14,3	Карамян К. А.	Бабаян В.
P-1/2	10,0	10	22,8	57,2	—	47,4	48,2	4,4	62,9	1,7	21,4	1,0	—15,7	Карамян К. А.	Бабаян В.
570	10,3	11,6	21,4	56,8	—	48,2	49,1	2,7	87	1,3	19,8	0,8	—18,7	Аревшатын Т. А.	Дехтрикян С.
P-1/6	8	2,7	32,8	56,5	—	61	20,8	18,2	86,5	0,8	45,8	2,9	— 5,7	Карамян К. А.	Джербашян Г. М.
1/13	8,8	11,6	14,2	65,5	—	76,5	15	8,5	74,1	0,7	35,7	0,8	1,7	Карамян К. А.	Джербашян Г. М.
912	9,4	4,7	28,0	57,9	—	28,2	45,6	26,2	68,6	1,2	12,0	2,0	— 7,7	Аревшатын Т. А.	Гаспарян З.
921	3,8	3,0	39,4	53,8	—	25,7	33,4	40,9	56,7	0,5	7,2	1,3	— 3,0	Аревшатын Т. А.	Петросян А. А.

стью—авгитом. Представлен короткостолбчатыми бесцветными кристаллами с углом угасания $cNg = 47-54^\circ$, $2V = +57^\circ$. При изменении переходит в карбонат и уралит.

Калинатовый полевой шпат и кварц встречаются в виде мелких ксеноморфных зерен в основной массе.

Результат химического анализа керсантита дан в табл. 13, обр. 102, 530. Керсантиты отличаются также непостоянством значений отдельных параметров «а», «с». По сравнению со средними содержаниями керсантитов по Дэли, описываемые керсантиты обеднены SiO_2 и обогащены Mg и CaO.

Авгитовые минетты очень редки в рудном поле Каджаранского месторождения. Они встречены в нескольких пунктах и, в основном, в восточной части исследованной территории в районе развития штоковидных тел гранодиорит-порфиров 2 этапа внедрения. Дайки эти имеют небольшие мощности, 2—3 м, а также незначительные протяжения—300—350 м. Они как же как и порфиры этого участка, имеют северо-восточное простирание.

Возрастные взаимоотношения указанных даек устанавливаются только с порфировыми дайками. Южнее высоты Медвежьей в гребневой части хребта, являющейся водоразделом рр. Ширин и Давазами, штоковидное тело гранодиорит-порфира сечется дайкой авгитовых минетт и вдоль контакта минетт отчетливо выделяется 15—20 см зона закалки. Аналогичное взаимоотношение между отмеченными дайками отмечается в русле р. Ширин и в южной части планшета, где серия близмеридиональных даек порфира сечется дайкой авгитовых минетт северо-восточного простирания.

Обычно это мелкозернистые, черные породы с многочисленными чешуйками биотита, крупными фенокристаллами калинатового полевого шпата и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза; структура полнокристаллическая, лампрофировая. Минералогический состав: плагиоклаз, калинатовый полевой шпат, пироксен, биотит. Из аксессуарных минералов: магнетит, пирит, халькопирит, апатит и ед. зерна ксенотима; вторичные—хлорит, серицит, кальцит.

Плагиоклаз (до 35%) представлен кристаллами двух генераций—крупные призматические вкрапленники и мелкие лейсты, слагающие основную массу. Плагиоклаз по составу отвечает основному андезину с содержанием Ap_{39} . Продуктами изменения являются серицит, пелит.

Калинатовый полевой шпат (до 9%) вкрапленников представлен крупными, хорошо ограненными кристаллами, часто сдвойникованными по карлсбадскому закону, обычно свежий. По составу отвечает ортоклазу. Калинатовый полевой шпат основной массы сильно изменен, пелитизирован. Пироксен составляет основную массу породы (до 20%) и представлен моноклинной разностью—авгитом, $cNg = 39-43^\circ$, $2V = +55^\circ$. Вкрапленники достигают 3 мм в длину и окружены каймой чешуек биотита и мелких зернышек циркона. Биотит (15—20%) представлен как крупными табличками, так и мелкими чешуйками в основной массе. Обычно темно-коричневый, края табличек часто корродированы (фиг. 38). Кварц (2—3%) встречается как в основной массе, так и в виде довольно крупных выделений с сильно корродированными гранями.

Хлорит и кальцит выполняют пустотки в породе, образуя крупные таблички и кристаллы, окруженные тонкой оторочкой, сложенной агрегатом мелких зернышек авгита и табличек биотита. Хлорит определяется как пеннин. Апатит—в виде тонких игольчатого габитуса кристаллов, бесцветен, прозрачен. Зерна рудных минералов распространены в породе повсеместно. Химический состав минетт охарактеризован одним анализом (табл. 13, обр. 912). Минетты авгитовые являются наиболее

основной разновидностью пород в жильной серии, располагаясь на диаграмме А. Н. Заварицкого в полях распространения габбро. Отличаются низким содержанием алюмощелочей (малое значение параметра



Фиг. 38. Вкрапленники авгита и биотита в дайке авгитовых минетт. Шлиф $\varnothing 12$, ув. 35, николи X.

«а»). В них отмечается большое содержание полевошпатовой извести и они обеднены цветными (малое значение параметра «в»). Содержание кремнекислоты несколько выше, чем в типичных минеттах.

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Породы термального метаморфизма монцонитовой интрузии— контактные роговики

Как было отмечено ранее, в контактовой зоне монцонитовой интрузии с порфиритами нижнего эоцена развивается мощная зона контактовых роговиков—результат термального воздействия интрузии на порфириты.

Наиболее полно контактовый ореол представлен на участке максимальной мощности развития роговиков. Помимо широкого ореола экзоконтактового изменения, в монцонитах отмечается также четкое эндоконтактовое изменение, выражающееся в образовании зоны мелкозернистых пород диоритового состава непосредственно в приконтактной полосе интрузии.

Мощность указанной зоны достигает 50 м, местами резко уменьшается до 5—10 м.

Экзоконтактовая зона в пределах рудного поля отличается отчетливо зональным строением, выраженным в образовании зон роговиков различного минералогического состава.

По петрографическому составу различаются следующие минералогические типы роговиков: пироксеновые, амфиболовые, хлоритовые, последовательно соответствующие высоко-, средне-, низкотемпературным фациям контактового метаморфизма. Все эти породы образуют полосы, вытянутые вдоль контакта интрузии. Границы роговиков с интрузией резкие, с извилистыми очертаниями и многочисленным инъекциями интрузивного материала в роговики. Границы отдельных зон постепенны и неуловимы, однако отбиваются довольно отчетливо на основе петрографического изучения шлифов. Мощность отдельных зон изменчива по простираанию контакта.

Наибольшая мощность характерна для среднетемпературной амфиболовой фации и меньшая для двух остальных минералогических фаций.

По направлению к интрузии от свежих неизменных порфиров отмечаются следующие изменения в составе роговиков.

Порфириты, почти не затронутые процессами метаморфизма, под микроскопом обнаруживают небольшое скопление роговикового кварца, плагиоклаза. Ближе к интрузии отмечается довольно значительное скопление роговикового кварца, плагиоклаза, а также и хлорита, образующих крупные поля. Здесь же отмечаются округлые миндалины, сложенные кварцем и хлоритом. Мощность хлоритизированной зоны небольшая и варьирует в пределах 10—30 м.

Постепенно с приближением к интрузии наряду с роговиковым плагиоклазом основным минералом становится роговая обманка. Первоначально размер зерен новообразованного плагиоклаза и роговой обманки незначителен и варьирует от 0,01 до 0,05 мм, затем, ближе к интрузии, размер их увеличивается до 0,1 мм. Здесь же проявляется более широкое и интенсивное воздействие роговиковой основной массы на порфировые вкрапленники.

Структура породы напоминает петельчатую: мелкозернистая роговиковая основная масса опоясывает крупные порфировые вкрапленники первичной породы.

В дальнейшем при приближении к интрузии наряду с роговой обманкой отмечается широкое развитие плагиоклаза, образующего тесное срастание с роговой обманкой. Здесь же проявляется более широкое и интенсивное изменение порфирировых вкрапленников плагиоклаза. Первоначально крупные бластопорфирировые вкрапленники распадаются на крупнокристаллические агрегаты. В шлифах отмечаются отдельные вкрапленники плагиоклазов, которые не подвергаются полной перекристаллизации, вследствие чего одна часть крупного порфирирового вкрапленника сохранилась без изменения, а другая переработана в агрегат с мозаичной структурой.

В виде метасоматических прожилок роговиковая мелкозернистая основная масса расчленяет бластопорфирировые вкрапленники на отдельные фрагменты, которые впоследствии полностью перерабатываются роговиковой основной массой и образуют структуры выполнения, когда порфирировые вкрапленники плагиоклазов оказываются полностью замещенными роговиковой мелкозернистой основной массой (фиг. 39).



Фиг. 39. Структура выполнения вкрапленников в контактовых роговиках. Шлиф 960, ув. 46, николи X.

Структура основной массы роговиков еще отличается отчетливо выраженным неравномернозернистым строением. Наряду с мелкозернистой структурой в одном и том же шлифе отмечаются также и более крупнозернистые структуры основной массы, контактирующие друг с другом и местами образующие параллельные полосы и струи.

Значительным развитием пользуются гломеробластовые структуры, выраженные в образовании скоплений плагиоклаза, роговой обманки округлых эллипсоидальных очертаний, зачастую с неправильным контуром. Здесь же отмечается некоторое количество эпидота, который образует короткопризматические агрегаты, скопления с неправильными очертаниями, обычно развивающиеся по плагиоклазу первичной породы. При дальнейшем приближении к интрузии отмечается значительное обогащение породы биотитом. Здесь уже биотит становится основным породообразующим минералом и образует чешуйчатые выделения и отдельные скопления. В основном он интенсивно развивается по гломеробластическим скоплениям роговой обманки (фиг. 40).



Фиг. 40. Замещение роговой обманки биотитом в роговообманковых роговиках. Ув. 35, николи X.

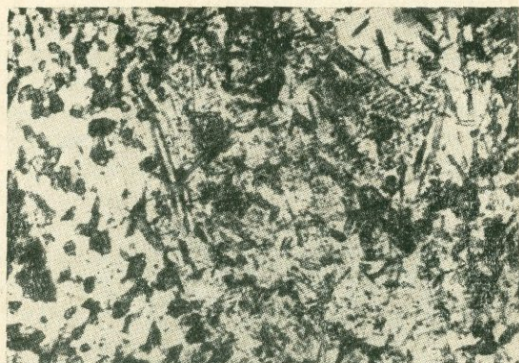
В породе отмечаются участки с ориентированной структурой, где отчетливо видны различные зоны, сложенные из биотита и роговой обманки, чередующиеся друг с другом. Это, очевидно, связано с послойным замещением роговой обманки биотитом.

На этих участках структура роговообманковых роговиков обычно мелкозернистая, равномернозернистая, между тем как чешуйчатый агрегат биотита несравненно более крупнозернистый. Биотит также образует гломеробластические скопления.

Бластпорфировые вкрапленники здесь отчасти сохраняются и нередко отмечаются случаи, когда реликты бластпорфировых вкрапленников сплошь усеяны игольчатыми кристаллами актинолитовой роговой обманки (фиг. 41), между тем как в роговиковой основной массе распространена короткошестоватая разность роговой обманки.

Актинолитовая роговая обманка исключительно образуется в порфировых вкрапленниках.

Еще ближе к интрузии структура роговиков становится более равномернозернистой, почти отсутствуют остатки вкрапленников первичной породы (фиг. 42), отмечается более равномерное распределение породообразующих минералов в породе, значительно увеличивается размер зерен роговиков. Главным цветным минералом здесь является биотит. Роговая обманка имеет подчиненное значение, представлена в виде небольших зерен без каких-либо первичных очертаний, обычно приспособленных к кристаллам плагиоклаза.



Фиг. 41. Игольчатые кристаллы актинолитовой роговой обманки, развивающиеся по плагиоклазу. Ув. 35, николи ||.



Фиг. 42. Равномернозернистая ориентированная структура в роговиках. Ув. 46, николи X.

Непосредственно в контакте наряду с указанными цветными минералами отмечается также и пироксен, который становится главным породообразующим минералом. При этом роговая обманка исчезает. Пироксен образует как крупные порфиробласты, так и более мелкие выделения, а также выделения, соизмеримые с величиной зерен основной массы породы. Пироксен проявляется как в виде отдельных зерен, так и в виде скоплений и агрегата зерен различных размеров. В пироксеновых роговиках большую роль играет также и биотит, который так же, как и в амфиболовых роговиках, интенсивно развивается по пироксену, образуя агрегат, проникающий во внутрь крупных скоплений пироксена.

На некоторых участках роговиков отмечается проявление турмалина в виде пятнистых выделений, прожилков и отдельных крупных кристаллов. Турмалин здесь тесно сростается с биотитом и роговой обманкой, частично замещая последние. Очевидно, в процессе контактового метаморфизма незначительное количество бора выносилось во вмещающие породы с образованием турмалина.

Таким образом, в рудном поле Каджаранского месторождения проявляется мощный ореол контактово-измененных пород, который представляет собой небольшой участок широко проявившегося контактового изменения вокруг Мегринского плутона.

Детальное изучение полосы роговиков в пределах рудного поля показало, что в полосе роговиков намечается четко выраженная зональность в виде чередования различных по минералогическому составу и структуре типов роговиков, вытягивающихся параллельно контакту интрузии. На породы термального метаморфизма накладываются контактово-метасоматические процессы, приводящие к интенсивной биотитизации роговой обманки и пироксена, а также к переработке первоначальной породы. Переработка протекает не на всех участках одинаково. С удалением от контакта интрузии интенсивность изменения падает, местами же среди измененных пород сохраняются участки свежих пород.

Переработка пород метасоматическими флюидами происходила при определенном привносе вещества. Об этом свидетельствуют химические анализы различных типов роговиков.

Таблица 14

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
602	55,20	0,43	17,87	5,05	3,66	0,17	5,38	4,18	3,76
603	47,62	0,10	21,07	6,43	6,30	0,14	10,15	4,98	1,90
Окислы	K ₂ O	п.п.п.	Влажн.	Сумма	Порода				
602	3,96	0,40	—	100,06	Биотитовый роговик				
603	0,81	1,00	—	100,50	Роговообманковый роговик				

Из химических анализов видно, что в биотитовых роговиках отмечается чувствительное повышение содержания кремнезема и щелочей, что, очевидно, связано с привносом указанных компонентов.

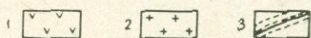
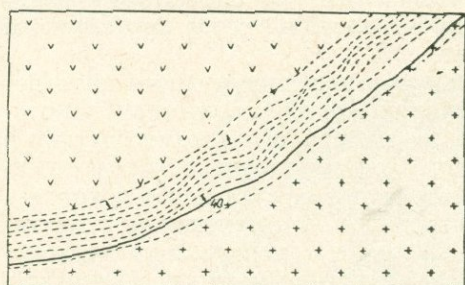
Особенности строения контактовых роговиков. Непосредственно в контакте монцонитов с роговиками, как в тех, так и в других отмечается четко выраженная план-параллельная текстура пород.

В монцонитах эта сланцеватость выражается в виде ориентированного расположения цветных минералов, в основном биотита. Кроме того, отмечаются также и скопления биотита в виде линзочек и небольших прослоек, вытянутых согласно с общей ориентировкой цветных минералов. В роговиках эта сланцеватость имеет такое же строение, но здесь сланцеватость обусловлена ориентированным расположением роговой обманки.

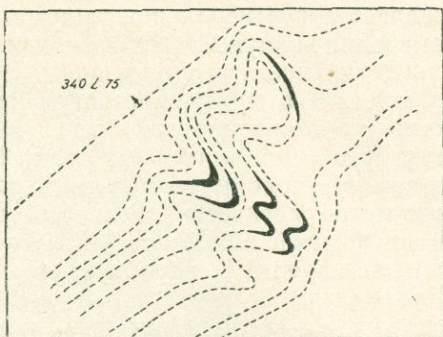
Сланцеватость в монцонитах вытянута параллельно линии контакта и повторяет изменения ее простирания.

В роговиках сланцеватость в основном также параллельна линии контакта, но на некоторых интервалах отмечается незаметное изменение направления сланцеватости, которое приводит к образованию волнистости простираения сланцеватости (фиг. 43).

На некоторых участках вследствие более интенсивного изменения направления простираения сланцеватости эта волнистость переходит в мелкую складчатость.

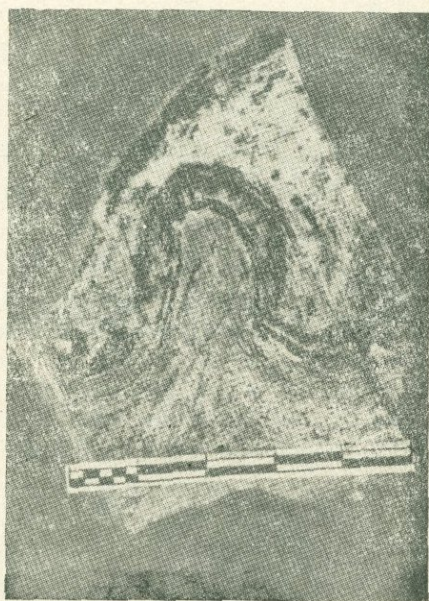


Фиг. 43. Волнистость в сланцеватости на участке контакта роговиков с монцонитами. 1. Роговики. 2. Монцониты. 3. Сланцеватость.



Фиг. 44. Участки мелкой складчатости в полосе сланцеватости роговиков.

На фиг. 44, 45, 46 приведены зарисовки участка с мелкой складчатостью и фото штурфного образца. Участки с мелкой складчатостью обычно располагаются непосредственно в контакте с монцонитами и,

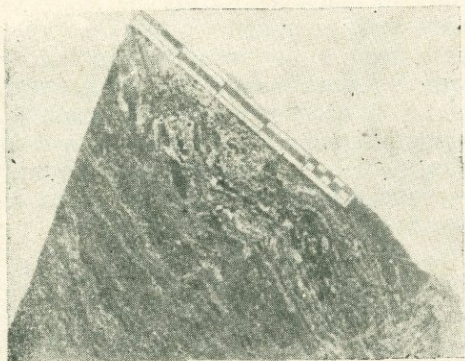


Фиг. 45. Мелкая складчатость в роговиках.

как правило, с удалением от интрузии исчезает как волнистость, так и мелкая складчатость, а также и сланцеватость. Таким образом, все указанные структурные формы связаны с проявлением тектонической де-

формации и пространственно приурочены к контакту монцонитов с роговиками.

Наиболее характерными особенностями отмеченной мелкой складчатости являются: осевые линии складок совпадают с общим направлением падения контакта между монцонитами и роговиками и характеризуются примерно одинаковыми углами падения шарнира складки и контактовой поверхности; складки характерны дисгармоничностью, выраженной в значительном раздувании замков складок. При этом, как



Фиг. 46. Мелкая складчатость в роговиках.

видно из зарисовок и фото, в крыльях складки роговая обманка ориентирована параллельно крыльям, а в замковой части она перпендикулярна своду складки. Такое строение их обусловлено, очевидно, не изгибами пластов, а нагнетанием пластического материала.

Указанные структурные формы контактово-метаморфических пород являются характерной чертой пластической деформации в период формирования контактовых роговиков. Очевидно, что формирование складчатости обусловлено увеличением объема материала на отдельных участках вследствие пластического течения материала при раздавливании.

Следует отметить, что пластическому состоянию вещества в период деформации в значительной мере способствует и высокая температура контактового метаморфизма, обусловившего значительный прогрев вмещающих пород.

Аналогичная мелкая складчатость с характерным строением складок была описана А. А. Сорским (1962) для архейских толщ Кольского полуострова.

Естественно, представляет большой интерес время образования плоско-параллельных текстур и мелкой складчатости, т. е. время проявления пластической деформации.

Как отмечалось ранее, в эндоконтактной полосе монцонитов развиваются небольшие штоки дополнительных интрузий—микромонцонитов и аплитовидных мелкозернистых пород. Указанные штоки прорывают монцониты со сланцеватостью, но сланцеватость, как правило, в микромонцонитах не проявляется, что свидетельствует о более раннем образовании плоскопараллельной текстуры по отношению ко времени внедрения штоков микромонцонитов. Помимо этого, в микромонцонитах отмечаются ксенолиты рассланцованных монцонитов с совершенно различной ориентировкой темноцветных минералов. Большую роль в формировании участков мигматитов играла также сланцеватость. Магматическая инъекция пронизывает субстрат вдоль сланцеватости.

Таким образом, на основе изучения возрастных взаимоотношений сланцеватости с различными дифференциатами монцонитовой интрузии устанавливается время формирования сланцеватости и пластической деформации, которое примерно совпадает со временем формирования полосы контактовых роговиков в период максимального прогрева вмещающих пород, способствующих переходу пород в пластическое состояние.

С другой стороны, следует отметить, что сланцеватость проявилась не в одну стадию деформации, последние вдоль контакта монцонитов с роговиками с образованием сланцеватости происходили и после внедрения микромонцититов, поскольку отмечаются также и микромонцититы с хорошо выраженной сланцеватостью. Более поздние подвижки были ориентированы косо и перпендикулярно по отношению к линии контакта монцонитов с роговиками. Об этом свидетельствует четко выраженная сланцеватость в северо-восточных жилах микромонцититов.

Вследствие неравномерности распределения сжимающих усилий по простиранию контакта происходило постепенное нагнетание пластического материала из участков с большим давлением в участки с меньшим давлением с образованием мелкой складчатости.

Мигматиты

Непосредственно в контактовой полосе монцонитов с роговиками на некоторых участках развиваются типичные мигматиты.

Указанные мигматиты представляют собой интенсивно рассланцованные и огнейсованные роговики, пронизанные магматическим материалом, в основном представленным аплитом, пегматитом, микромонцититом (фиг. 47). Среди мигматитов отмечаются различные типы—по характеру соотношения субстрата с магматическим материалом.



Фиг. 47. Мигматит. Черное — рассланцованный роговик, светлое — интрузивная порода.

Послойные мигматиты отмечаются на сравнительно небольших участках и образованы в результате инъекции магматического материала по сланцеватости.

Сетчатые мигматиты, образовавшиеся в результате пронизывания пород сетью тонких жилок и прожилков магматических пород.

Агматиты представлены гораздо слабее и менее характерны для мигматитов Каджаранского рудного поля, образуют небольшие участки и дают постепенные переходы в сетчатые мигматиты.

Теневые мигматиты также имеют незначительное развитие и представлены участками с небольшими порфиробластами полевого шпата. Такое обогащение породы порфиробластами полевого шпата обусловлено метасоматическими процессами.

Метасоматиты

Высокотемпературная постмагматическая минерализация монцонитовой интрузии

С монцонитовой интрузией связан комплекс высокотемпературных постмагматических образований.

К ним относятся амфибол-магнетитовая минерализация, метасоматические биотитовые прожилки, пятнистые и гнездообразные скопления биотита, а также кварц-турмалиновые жилы и метасоматическая турмалинизация.

Амфиболитизация—довольно широко распространенный процесс метасоматического преобразования монцонитов. В основном этот процесс имеет распространение в эндоконтактной полосе монцонитов вдоль северного контакта монцонитовой интрузии. Проявляется в виде метасоматических прожилков, пятнистых и гнездообразных выделений амфибола в тесной ассоциации с магнетитом (фиг. 48). В этой ассоциации отмечается также и сфен, который представляет хорошо образованные крупные кристаллы, развивающиеся в промежутках между кристаллами роговой обманки.

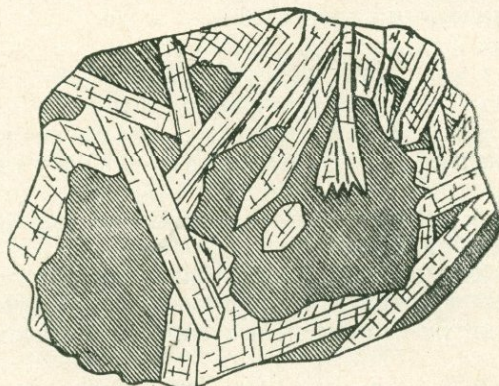


Фиг. 48. Пятнистые участки метасоматической амфиболитизации в монцонитах.

Помимо пятнистого и гнездообразного проявления амфиболитизации, отмечается также и площадное ее развитие. Такая амфиболитизация хотя и захватывает сравнительно небольшие площади, но проявляется повсеместно по всей породе. При такой амфиболитизации происходит полное превращение цветных минералов в роговую обманку и значительное обогащение ею породы, вследствие чего порода приобретает более основной состав.

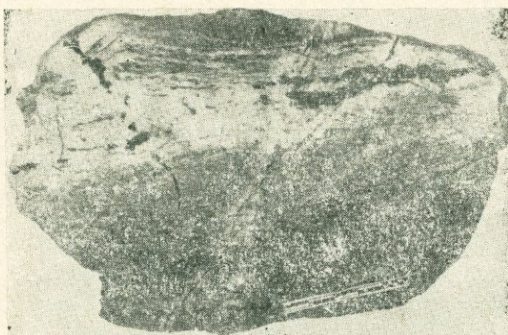
В монцонитах отмечаются также сравнительно крупные гнездообразные тела, размером 0,5 м в поперечнике, сложенные крупными кристаллами роговой обманки и магнетита (фиг. 49). Амфиболитизация—это

высокотемпературный процесс, который протекает в основном после формирования контактовых роговиков, пегматитовых и аплитовых жил, но до внедрения некоторых даек основного состава, генетически связанных с монцонитами. Эта амфиболитизация захватывает и накладывается на все более ранние образования монцонитовой интрузии.



Фиг. 49. Гнездообразное тело, сложенное магнетитом и роговой обманкой.

Возрастные взаимоотношения амфиболовых прожилков с аплитовыми жилами устанавливаются довольно отчетливо. Как видно на фиг. 50, аплитовая жила пересекается роговообманковыми прожилками, послед-



Фиг. 50. Прожилки роговой обманки (черное) секут и развиваются в аплитах.

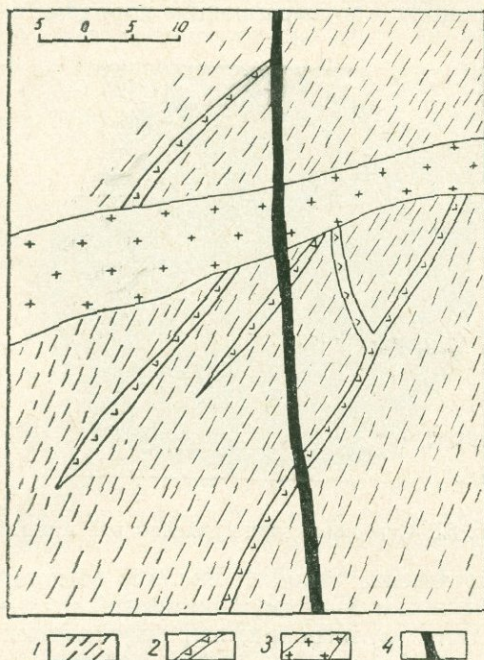
ние метасоматически развиваются по аплиту. Такое взаимоотношение свидетельствует о более позднем проявлении амфиболитизации. Однако отмечаются аплитовые жилы, образованные позднее роговообманковых прожилков, но до кварц-магнетитовых прожилков рудного этапа (фиг. 51).

Аналогичные взаимоотношения аплитов с амфиболовыми и кварц-магнетитовыми прожилками отмечаются довольно часто, в силу чего указанные образования надо считать разновозрастными. Очень часто амфиболовые прожилки приспособляются к сланцеватости, отчетливо выраженной в роговиках, что говорит о более позднем образовании роговообманковых прожилков по отношению к сланцеватости.

Биотитизация также проявляется широко в пределах монцонитов и роговиков. Особенно широко биотитизация отмечается в пределах

рудного поля, проявляясь в виде прожилков, линз и гнездообразных скоплений биотита.

Вторичные биотитовые скопления обычно образуют крупночешуйчатые агрегаты, метасоматически развивающиеся по вмещающей породе. Скопления биотита, помимо основных вмещающих пород, отмечаются также и в дайках микромонзонитов и микродиоритов.



Фиг. 51. Взаимоотношения аплитов с роговообманковыми и кварц-магнетитовыми прожилками.
1. Роговики. 2. Роговообманковые прожилки.
3. Аплитовая дайка. 4. Магнетитовый прожилок.

Возрастные взаимоотношения биотитизации с гидротермальными образованиями рудного поля устанавливаются довольно отчетливо.

Прожилки наиболее ранних стадий гидротермального этапа формирования рудного поля повсеместно пересекают указанные биотитовые прожилки, линзы и участки площадей биотитизации.

Следует отметить, что биотитизация проявляется также и в связи с гидротермальной деятельностью. Биотит здесь образует оторочки у зальбандов кварцевых прожилков. Очевидно, эта биотитизация не имеет связи с более ранней биотитизацией и обусловлена процессами перетложения вещества.

Кварц-турмалиновые жилы, турмалиновые прожилки и метасоматическая турмалинизация

Турмалинизация и кварц-турмалиновые жилы и прожилки имеют сравнительно небольшое распространение в пределах рудного поля.

Кварц-турмалиновые жилы мощностью до 0,5 м отмечаются в районе северного эндоконтакта монзонитовой интрузии. Указанные жилы имеют северо-западное простирание с падением на юго-запад. Главная масса турмалина в жиле приурочена к периферийной ее части, где об-

разует крупные радиально-лучистые шестоватые агрегаты, растущие от зальбанда к центру (фиг. 52).

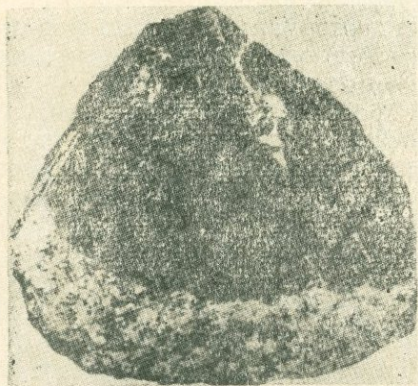
Вместе с турмалином в жилах отмечаются хлорит, биотит, магнетит, шеелит, халькопирит, пирит, молибденит, апатит, сфен, циркон. Наряду с кварц-турмалиновыми жилами отмечаются также отчетливые метасоматические образования в виде мономинеральных турмалиновых прожилков, развивающихся по вмещающим породам.



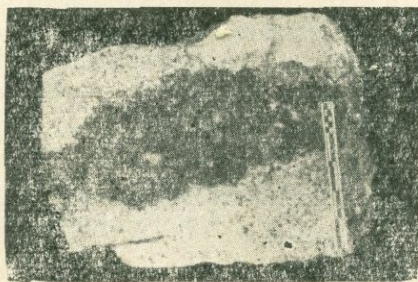
Фиг. 52. Строение кварц-турмалиновой жилы.

Мощность и протяжение таких прожилков обычно незначительная: по мощности они достигают 3—4 см, а по протяжению—до 20 см. Отмечаются также участки с кулисообразным расположением некоторых прожилков.

Помимо такого проявления турмалина, отмечается также отчетливо выраженная турмалинизация аплитовых жил. В последних турмалин образует солнца, прожилкообразные и пятнистые участки, интенсивно развивающиеся по мелкозернистой аплитовой породе (фиг. 53, 54). Размер отдельных сферических солнц достигает до 20 см в поперечнике.



Фиг. 53. Метасоматические образования турмалина в дайке аплита.



Фиг. 54. Радиально-лучистые скопления турмалина в аплите.

При турмалинизации происходит интенсивное замещение вмещающей породы турмалином и в основном за счет калиевого полевого шпата.

Первоначально мелкозернистый агрегат турмалина замещает калиевый полевой шпат и проникает в него. Постепенно к центру прожилка турмалин образует крупнокристаллические шестоватые агрегаты, переплетающиеся друг с другом. Во внешнем контуре турмалинизации образуется ясно выраженная зона серицитизации, которая развивается исключительно за счет калиевого полевого шпата. Серицит образует мелкочешуйчатый агрегат, заполняющий зерна калиевого полевого шпата. Во внешнем же контуре турмалинизации отмечаются небольшие выделения эпидота и хлорита, представляющие продукты вторичного преобразования. Следует отметить, что вместе с турмалином ассоциирует гидротермальный хлорит, который образует тесные сростания с турмалином. Обычно этот хлорит проникает в турмалин и обволакивает его.

Магнетит в турмалиновой жиле представлен небольшими изометрическими выделениями, тесно сростающимися с турмалином.

Сульфиды—пирит, халькопирит, молибденит—образуют небольшие пятнистые скопления, а также вкрапленность, неравномерно распределенную в жильной массе, и больше всего приурочены к центральной части кварцевой жилы.

Грейзенизированные аплиты имеют в пределах рудного поля весьма ограниченное распространение и представлены небольшими штокообразными телами мусковитизированных аплитов и аплитовидных пород.

Такие мусковитизированные аплиты, очевидно, являются продуктами наиболее ранней стадии грейзенизации. Мусковит образуется исключительно за счет биотита. Грейзенизацией захвачены не только аплитовые породы, но частично и вмещающие породы, однако главным образом такие грейзенизированные породы образуются за счет аплитов.

Такая локальная приуроченность грейзенизации к аплитовидным штокам и их спорадическое развитие свидетельствуют о весьма ограниченных масштабах проявления этого явления и, очевидно, значительной близости во времени их образования с внедрением аплитовых штоков.

Изучение контактово-метасоматических пород Каджаранского рудного поля показало, что процессы метаморфизма проявились в рудном поле весьма интенсивно как в экзоконтактовом ореоле монцонитовой интрузии—во вмещающих породах вулканогенно-осадочной толщи нижнего эоцена, так и в самой интрузии.

Процессы, приведшие к образованию метаморфических пород, относятся как к магматической стадии развития интрузии, так и к постмагматическим процессам.

Наиболее древними метаморфическими образованиями являются продукты термального метаморфизма. К ним относятся разнообразные по минералогическому составу контактовые роговики (пироксен-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и хлоритовые).

Указанные роговики образовались за счет термального метаморфизма порфириров, исключительно благодаря высокому прогреву вмещающих пород интрузией.

По химическому составу роговики не отличаются от порфириров, за счет которых они образовались. Это видно из сопоставления химического состава порфириров и различных типов роговиков. Чувствительного привноса вещества при образовании роговиков, очевидно, не происходило.

Второй этап метаморфизма пород обусловлен интенсивно сжимающими усилиями вследствие воздействия «рамы» интрузии на саму интрузию. В результате такого механического воздействия вмещающих по-

род на интрузию как в роговиках, так и в интрузии образуется интенсивно выраженная сланцеватость и мелкая складчатость, являющаяся проявлением пластической деформации.

После формирования гнейсовых фаций в контакте монцонитовой интрузии происходит процесс формирования мигматитов, которые представляют собой продукты магматического замещения.

Среди мигматитов отмечаются многочисленные по форме типы: сплошные, сетчатые, агматиты и теневые мигматиты.

После формирования мигматитов и полного застывания монцонитов наступает стадия метасоматического преобразования пород.

Наиболее ранним метасоматическим процессом является биотитизация, которая проявляется в контактовых роговиках. Здесь цветные минералы роговиков—пироксен и амфибол—подвергаются интенсивному замещению биотитом вплоть до полного их исчезновения. Этот процесс происходит при интенсивном привносе вещества, в основном SiO_2 , K_2O .

Изменение химизма пород происходит в направлении увеличения SiO_2 , K_2O и Na_2O . Таким образом, биотитизация обязана связыванию щелочей железо-магнезиальными силикатами и по сути дела эта ранняя стадия, выраженная биотитизацией роговиков, обязана щелочному метасоматозу.

Более поздняя стадия метасоматического преобразования пород, представленная амфиболитизацией и биотитизацией монцонитов и роговиков, обязана интенсивному железомagneзиальному метасоматозу.

Как ранняя биотитизация, так и более поздняя амфиболитизация и биотитизация являются продуктами ранней щелочной стадии постмагматических метасоматических процессов, по классификации Д. С. Коржинского (1955).

Более поздние стадии метасоматических процессов в пределах рудного поля представлены весьма ограничено. К указанным образованиям относятся спорадически развитые высокотемпературные кварц-турмалиновые жилы, метасоматические прожилки и солнца турмалина в аплитах, монцонитах, а также мусковитизированные аплиты.

Указанные образования можно расценивать как наиболее ранние стадии грейзенизации и они, несомненно, относятся к более поздней стадии метасоматических процессов—стадии кислотного выщелачивания.

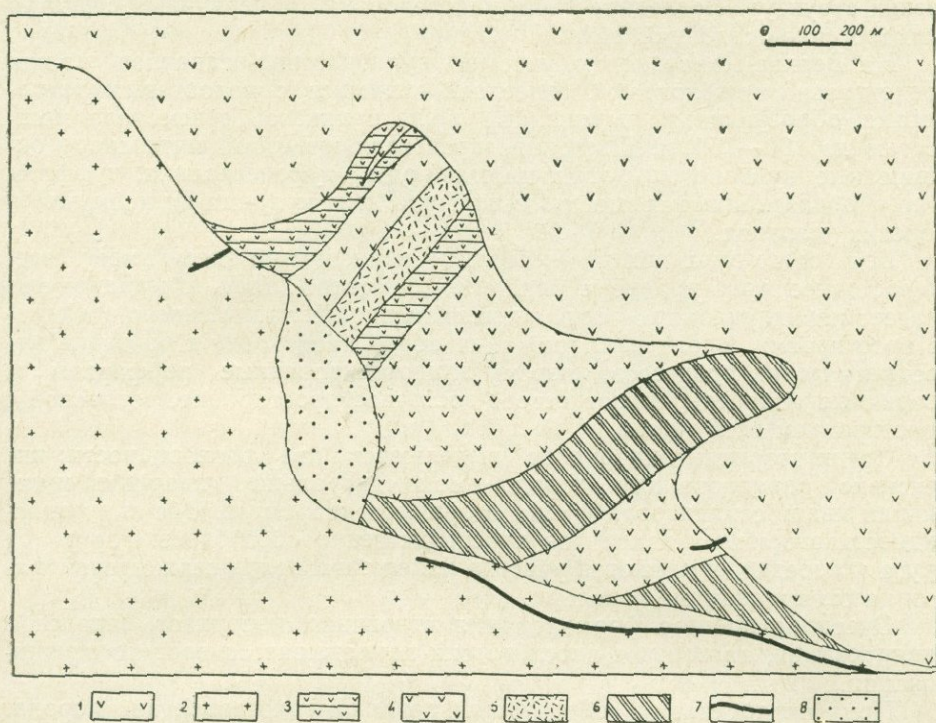
ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ИНТРУЗИЕЙ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНОДИОРИТОВ

Вторичные кварциты и интенсивно эпидотизированные порфириты

Вторичные кварциты и эпидотизированные порфириты распространены в верхнем течении реки Давачи, где образуют полосу, вытянутую в северо-восточном направлении. В юго-западном направлении она протягивается до контакта с интрузией порфировидных гранодиоритов. К сожалению, из-за плохой обнаженности здесь не удается установить их взаимоотношения с этой интрузией (фиг. 55).

Порфириты в зоне контакта подвержены весьма слабому контактовому воздействию. Мощность ореола ороговикования достигает 30—50 м и выражается в слабой перекристаллизации основной массы порфиритов. Мелкозернистый роговиковый плагиоклаз, который отчасти проникает в порфировые вкрапленники плагиоклаза, в большинстве случаев образует скопления в основной массе.

В периферийной части зоны ороговикования в основной массе порфиров развиваются гломеробластические скопления роговой обманки и плагиоклаза.



Фиг. 55. Геологическая карта Верхне-Давачинского участка. 1. Н. Эоцен. Порфиры (вулканогенно-осадочная толща). 2. Порфировидные граниты. 3. Интенсивно-эпидотизированные порфиры. 4. Слабо эпидотизированные порфиры. 5. Полосчатые роговики. 6. Вторичные кварциты. 7. Дайка гранодиорит-порфира. 8. Аллювиально-дельтавиальные отложения.

На уже ороговикованные порфиры наложены метасоматические процессы, приведшие к образованию вторичных кварцитов и интенсивно эпидотизированных порфиров.

Вторичные кварциты и эпидотизированные порфиры образуют зоны северо-восточного простирания.

Наиболее мощная и протяженная зона вторичных кварцитов по простиранию доходит до 1 км при мощности 250—300 м. Контакт вторичных кварцитов с вмещающими измененными и эпидотизированными порфиритами нерезко выражен. Также постепенны переходы между интенсивно эпидотизированными порфиритами через слабо измененные разности в совершенно свежие порфиры.

В интенсивно эпидотизированных порфиритах основная мелкозернистая масса порфирита полностью замещается крупнозернистым агрегатом эпидота; в результате создается впечатление, что вкрапленники плагиоклаза погружены в массу эпидота. Совместно с эпидотом отмечается также широкое образование хлорита, который образует отдельные поля и участки, заполняющие промежутки между зернами эпидота, отчасти замещая их.

Зоны вторичных кварцитов чередуются с зонами интенсивно эпидотизированных и слабоизмененных порфиров.

Такое чередование зон с различными по характеру измененности породами надо представлять как явление метасоматической зональности, обусловленной просачиванием растворов вдоль определенных геологических структур. Последние были унаследованы от первичных структур вулканогенно-осадочной толщи.

На Верхне-Давачинском участке вулканогенно-осадочная толща представлена порфиритами, переслаивающимися с полосчатыми роговиками, образующими подчиненные пачки и линзообразные тела мощностью до 100—150 м. Последние представляют собой интенсивно окремненные вулканогенно-осадочные породы (туфопесчаники, туффиты и пр.), образованные совместно с порфиритами во время их излияний в морских условиях.

Вся толща вулканогенно-осадочных образований здесь имеет северо-восточное простирание с падением на северо-запад. Очевидно, она составляет периклинальную часть антиклинальной складки северо-западного простирания. Вдоль напластования пород происходит и развитие метасоматических процессов, поэтому эпидотизированные порфириты и вторичные кварциты имеют северо-восточное простирание, согласно с простиранием всей толщи.

Среди вторичных кварцитов выделяются две разновидности: интенсивно окварцованные породы—мономинеральные кварциты и типичная кварц-серицитовая фация вторичных кварцитов. Обе эти разновидности вторичных кварцитов пространственно обособлены друг от друга и нередко отмечаются участки наложения кварц-серицитовой фации на окварцованные породы.

Очевидно процесс формирования вторичных кварцитов начался с окварцевания, на которое впоследствии накладывается процесс серицитизации.

При окварцевании образуется неравномернозернистая порода, в основном состоящая из плагиоклаза, кварца и калиевого-полевого шпата. Очень часто кварц в породе образует гломеробластические скопления, состоящие из более крупных зерен с полигональным очертанием.

В окварцованной породе сохраняются еще остатки бластпорфировых вкрапленников плагиоклазов, которые обычно пронизываются прожилками мелкозернистой основной массы и разъедаются этой же мелкозернистой массой по краям кристаллов. На некоторых участках вкрапленники подвержены серицитизации.

В кварц-серицитовых кварцитах вся порода подвержена серицитизации. За счет крупных вкрапленников плагиоклаза образуется крупночешуйчатый агрегат серицита, который полностью заместил все вкрапленники плагиоклаза (фиг. 56). Полной серицитизации подвергся также и плагиоклаз основной массы; но здесь серицит образует весьма мелкочешуйчатый агрегат в отличие от серицита во вкрапленниках.

При слабых процессах изменения обычно серицитизация протекает только по краям зерен плагиоклаза, в результате образуется петельчатая структура замещения, где узкая кайма серицитового чешуйчатого агрегата опоясывает зерна плагиоклаза.

При серицитизации образуется также некоторое количество адуляра, обычно представленного в агрегате крупночешуйчатого серицита в виде выделений с неправильным очертанием. Вся порода вторичных кварцитов пронизана кубическими кристалликами пирита, который отмечается как в основной массе, так и в местах развития крупночешуйчатого серицита, т. е. в местах бывших вкрапленников. Обычно по краям кристаллов отмечается более крупночешуйчатый серицит.

Вторичные кварциты широко распространены вдоль северо-западного контакта Ордубадо-Мегринского плутона и протягиваются полосой

шириной до 2 км вдоль контакта банатитовой интрузии с вулканогенной толщей нижнего эоцена.

Здесь вторичные кварциты образуются как за счет контактовых биотит-роговообманковых роговиков, образованных в результате термального воздействия банатитовой интрузии на порфириды, так и за счет самой интрузии. Просачивание растворов, по-видимому, происходило по контакту роговиков с банатитовой интрузией.



Фиг. 56. Агрегат крупночешуйчатого серицита, развивающегося по вкрапленникам плагиоклаза во вторичных кварцитах.
Ув. 35, николи \times .

Вторичные кварциты, очевидно, образовались в результате воздействия кислых газотерм, выделявшихся из интрузии порфировидных гранодиоритов в раннюю кислотную стадию приконтактового выщелачивания, так как, по данным С. А. Мовсеяна, они пересекаются многочисленными дайками гранодиорит-порфиров, не затронутыми процессами изменения.

ЭПИДОТОВЫЕ ПРОЖИЛКИ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕСЯ АЛЬБИТИЗАЦИЕЙ

К числу высокотемпературных образований, проявляющихся в рудном поле Каджаранского месторождения, относятся также и эпидотовые прожилки. Эти образования имеют довольно широкое распространение на месторождении и в отличие от других типов высокотемпературных метасоматических продуктов распространены не в эндоконтактовой части монзонитов, а в значительном удалении от контакта—в центральной части рудного поля.

Указанные образования представляют собой небольшие прожилки мощностью до 0,5 см, однако мощность их обычно не превышает 1—2 мм.

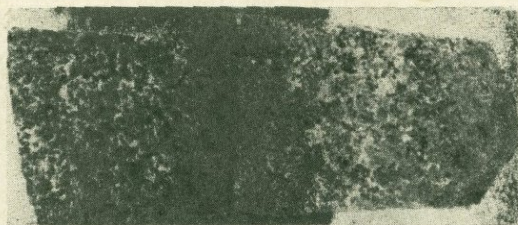
Вокруг эпидотового прожилка развивается четко выраженный ореол осветления, мощность которого обычно в 3—4 раза больше мощности эпидотового прожилка (фиг. 57).

Под микроскопом во вмещающей породе вокруг прожилка отмечается довольно густая сыпь мелких зерен эпидота, развивающихся по плагиоклазу. С удалением от прожилка количество и величина этих выделений уменьшается.

При образовании эпидотовых прожилков и вкрапленности в ореоле осветления отмечается образование альбита. Последний развивается по первичному плагиоклазу, замещая двойники последнего.

Эпидотовые прожилки имеют большое развитие юго-восточнее Центрального участка в районе ущ. Ширин. Здесь они образуют густую сеть

прожилков в основном двух направлений: северо-восточного простира-ния с падением на северо-запад и северо-западного простира-ния с па-дением на северо-восток. Среди этих двух основных направлений пре-обладают прожилки северо-восточного простира-ния. Местами они на-



Фиг. 57. Эпидотовый прожилок с каймой аль-битизации в рогиновиках.

столько значительны по густоте проявления, что образуют целую сеть переплетающихся прожилков.

На некоторых участках отмечаются отдельные зоны, в основном вы-тянутые в северо-восточном направлении, где эпидотовые прожилки имеют кулисообразное расположение.

На участке развития эпидотовых прожилков большим развитием пользуются также и трещины отдельности, которые имеют аналогично с эпидотовыми прожилками два основных направления.

По всей вероятности, по этим трещинам и развивались эпидотовые прожилки. Эпидотовые прожилки, сопровождающиеся процессами аль-битизации, в возрастном отношении оторваны от высокотемпературных метасоматических образований монцонитовой интрузии. Повсеместно эпидотовые прожилки пересекают пегматитовые жилы монцонитовой интрузии, а также и гнездообразные и пятнистые выделения роговой обманки.

Эпидотовые прожилки отмечаются также и в порфировидных гра-нодиоритах, но, как правило, не сопровождаются ореолом альбитиза-ции, что, очевидно, связано с кислым составом плагиоклазов порфиро-видных гранодиоритов.

На зарисовке отчетливо видно, как эпидотовые прожилки с орео-лом альбитизации в зальбандах прожилков проникают в дайку гра-нодиорит-порфира и приспособляются к контактовой плоскости дайки (фиг. 58).

Возрастное взаимоотношение эпидотовых прожилков с дайками гранодиорит-порфиров позволяет связывать их с интрузией порфиро-видных гранодиоритов.

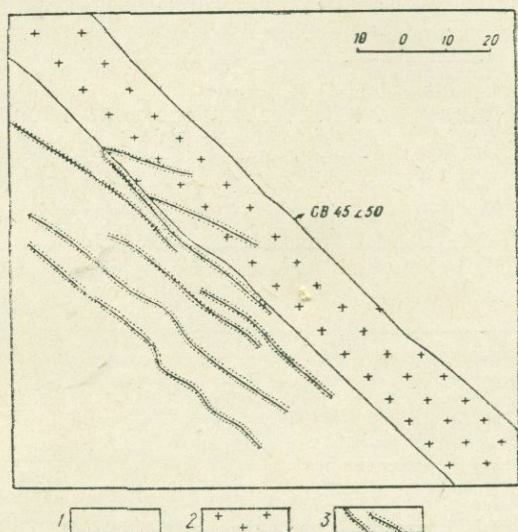
Возрастные взаимоотношения эпидотовых прожилков с рудными устанавливаются довольно отчетливо. Повсеместно рудные прожилки приспособляются к эпидотовым прожилкам, а также и пересекают последние.

Таким образом, по времени образования эпидотовые прожилки на-ходятся в интервале между временем внедрения даек гранодиорит-пор-фиров и рудной минерализацией Каджаранского месторождения.

На некоторых участках вне рудного поля зоны измененных альби-тизированных пород достигают значительной мощности—до 1,0 м. На таких участках обычно значительны также и мощности эпидотовых про-жилков, которые доходят до 4—5 см.

Образование каймы альбитизации вокруг эпидотового прожилка

связано с деанортитизацией основных плагиоклазов монцонитов. С выносом Са плагиоклазы обогащаются остаточным Na с образованием



Фиг. 58. Взаимоотношения эпидотовых прожилков с дайкой гранодиорит-порфира. 1. Монцониты. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Эпидотовые прожилки с ореолом альбитизации.

альбита. Кальций же, в свою очередь, идет на образование эпидота, который откладывается в трещинах.

ЗОНА ДРОБЛЕНИЯ ДЕБАКЛИНСКОГО РАЗЛОМА И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

В геологическом строении рудного поля Каджаранского месторождения весьма существенная роль принадлежит тектоническим нарушениям, которые здесь имеют широкое развитие и проявлялись многократно в течение всей истории развития рудного поля.

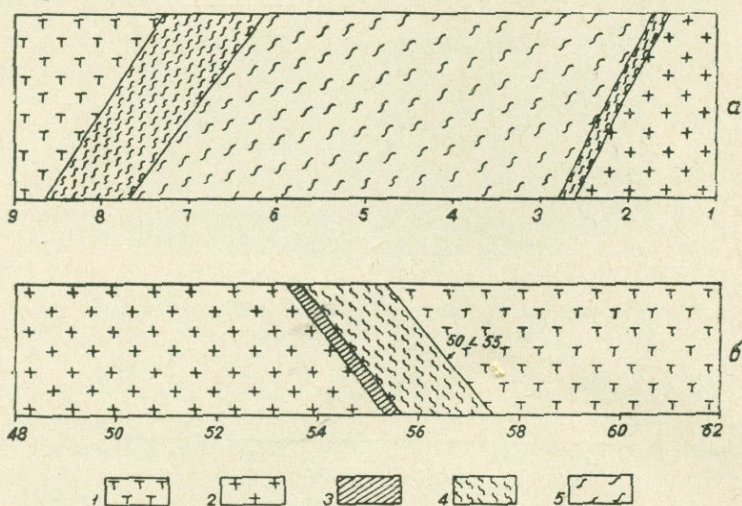
Основным тектоническим элементом Каджаранского рудного поля, играющим главную роль в геологии всего района, является Дебаклинский разлом—основная структура, контролирующая распределение рудных месторождений района.

В районе Каджаранского рудного поля это нарушение отчетливо проявляется по естественным обнажениям и подсечено на глубине в ряде пунктов, на основе чего оно проводится по всему контакту между монцонитами и порфиroidными гранитами, по крайней мере, на территории самого месторождения.

Указанное нарушение подсечено в штольне 30 (фиг. 59), которая была задана с целью изучения его характера.

Штольня была задана в гранитах и на расстоянии 55 м от устья подсекла зону Дебаклинского разлома, проходящую в контакте порфиroidных гранитов с монцонитами. Первоначально штольня пересекала свежие порфиroidные граниты, которые ближе к разлому сменяются каолинизированными разностями. Порфиroidные граниты у контакта слабо окварцованы и прорезаны кварцевыми прожилками и небольшими жилами.

В лежащем боку нарушения непосредственно в контакте с гранодиоритами проходит 30-сантиметровая полоса милонитов с ленточной структурой. Глинка вдоль нарушения имеет темно-коричневую окраску, отчетливо развальцована, с многочисленными зеркалами скольжения.



Фиг. 59. Зарисовка расчистки в р. Мякан (а), зарисовка стенки шт. 30 (б). 1. Монзониты. 2. Порфиридные граниты. 3. Милониты. 4. Дорудная серицитизированная тектоническая глина. 5. Пострудная тектоническая глина.

Монзониты непосредственно у всячего бока нарушения также изменены и слабо каолинизированы. В монзонитах параллельно основному нарушению проходит серия более мелких тектонических швов, удаленных от основного разлома на расстоянии 20—25 м.

На поверхности зона Дебаклинского нарушения отчетливо наблюдается в ущелье р. Мякан. Здесь, в отличие от шт. 30, она имеет более значительную мощность, достигающую до 100—150 м, и сложена сильно раздробленными гидротермально измененными породами. Монзониты же в зоне разлома и значительно восточнее—до самой дороги, ведущей из Каджарана в Личк, интенсивно изменены. Разлом сопровождается мощной зоной (до 5,0—5,5 м) чистой тектонической глинки. При этом раздробленный материал состоит из глинки двух сортов: более древняя гидротермально измененная, осветленная глина и более молодая плотная, черная глина явно пострудного возраста, о чем свидетельствуют многочисленные обломки карбонатных жил в ней. По краям этой мощной зоны расположена черная пострудная глина изменчивой мощности. В лежащем боку мощность ее доходит до 40 см, а в всячем—до 1,5 м. Контакт между глинками двух типов резкий, тектонический. Таким образом, отчетливо устанавливаются два возраста подвижек в различные периоды геологического развития месторождения: дорудный, возможно и интравудный, и явно пострудный—уже после формирования месторождения.

Следует отметить, что в гидротермально измененной разности «тектонической глинки» отмечаются многочисленные обломки кварца, что свидетельствует, очевидно, об интравудных подвижках по этому нарушению.

Сами порфиридные граниты приразломной зоны также подвержены каолинизации, но ширина каолинизированных пород здесь не превышает 10 м. На участке Мякан зоны Дебаклинского нарушения под-

сечена скважинами, заданными у дороги Личк—Каджаран на правом склоне ручья. Здесь скважина также прошла по сильно гидротермально измененным раздробленным монцитам с прожилками сульфидов и карбонатов, а затем уже подсекла непосредственно само нарушение и вошла в порфириовидные гранодиориты. По данным скважины нарушение здесь имеет относительно более пологое падение на северо-восток под углом 45° , между тем как в канаве по р. Мякан зона эта имеет крутые углы падения. Очевидно, главная плоскость смещения здесь на глубине выполаживается, вследствие чего нарушение подсечено на сравнительно небольшой глубине.

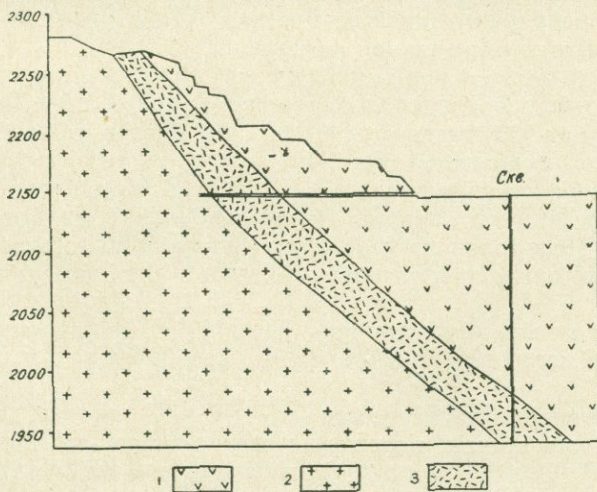
А. В. Пэком и Н. С. Скрипченко (1957) описывается приразломная зона Дебаклинского нарушения, вскрытая карьером, представляющая собою интенсивно раздробленные гидротермально измененные породы, среди которых в глинке трения выделяются желваки серицитовой пиритизированной породы. По-видимому, ими здесь наблюдались параллельные основному нарушению второстепенные тектонические швы.

Наконец, наиболее мощная полоса перемятых пород разлома подсечена в штольне, заданной с целью инженерно-геологического изучения перемятых пород зоны разлома. Мощность их в этой штольне достигает 55 м. Здесь также отмечаются глинки двух типов: наиболее интенсивно измененная серицитизированная глина дорудного возраста и более поздняя темная глина, очевидно, пострудная. В последней отмечаются обломки карбонатных и кварцевых жил, а также гидротермально измененных оруденелых пород.

Указанная полоса перемятых пород вскрыта также и на поверхности, в районе высоты Бел-юрт, канавами, заданными вкрест простирания разлома. Здесь видимая мощность перемятых пород относительно меньше и достигает 33 м.

В целях уточнения угла падения разлома, ограничивающего с запада рудное поле месторождения, с уступа 2175 была задана скважина, которая вскрыла разлом на глубине 165 м с раздробленными породами мощностью до 55 м.

Построением по трем пунктам, где был обнаружен разлом (фиг. 60), устанавливается истинная мощность перемятых пород зоны разлома в 45 м, а угол падения его— $45-48^\circ$.



Фиг. 60. Разрез по приразломной штольне. 1. Монцититы. 2. Порфириовидные граниты. 3. Перемятые породы зоны разлома.

Другой участок, где отмечается зона Дебаклинского нарушения, это участок Давачи. Ранее считалось, что разлом протягивается здесь вдоль ручья Давачи. Однако картирование этого участка показало, что непосредственно в тальвеге ручья никакого нарушения нет, так как от района штольни № 41 широтная дайка гранодиорит-порфира переходит с левого берега на правый, без каких-либо смещений.

При проведении дороги на правом склоне р. Давачи была вскрыта зона дробления северо-западного простирания. Последняя характеризуется интенсивным гидротермальным изменением пород, наличием мощной зоны до 2,5—3 м перетертого материала. Вмещающими породами здесь являются гранодиориты. По-видимому, зона приурочена к контакту порфировидных гранодиоритов с монцонитами, но монцониты здесь не обнажены. Указанная зона дробления вскрыта на правом склоне того же ручья Давачи, значительно севернее штольни 41, где ручей имеет почти широтное простирание. Здесь, в обрыве ручья, обнажается до 10 м ширины зона перемятых, измененных и каолинизированных пород. Далее по простиранию зона дробления не прослеживается, она уходит под наносы правого склона и, по-видимому, затухает, так как на ее продолжении, на расстоянии 1 км, обнажается полоса вторичных кварцитов, в которых не отмечается каких-либо подвижек.

Резюмируя весь вышеприведенный материал по Дебаклинскому разлому, следует отметить, что мощность раздробленных пород вдоль него не одинакова. Она подвержена значительным изменениям и, очевидно, связана с конфигурацией поверхности гранодиоритовой интрузии, т. е. лежащего субстрата. По-видимому, в процессе подвижек по нарушению происходило некоторое перемещение перемятого материала и накопление ее в вогнутых участках поверхности контакта.

Помимо крупного тектонического нарушения в контакте порфировидных гранодиоритов с монцонитами, в районе месторождения отмечается целая серия мелких тектонических нарушений, представляющих, по-видимому, опирающую систему Дебаклинского нарушения, а также в некоторой степени и самостоятельные подвижки. Указанные тектонические нарушения и сопровождающие их зоны дробления имеют сравнительно небольшое протяжение и амплитуду смещения. Значительная часть их, очевидно, возникла в течение всей гидротермальной деятельности и в результате они оказывались залеченными и заполненными продуктами гидротермальной деятельности.

Это, прежде всего, кварц-сульфидные жилы и кварц-карбонатные зоны, имеющие большое распространение в рудном поле Каджаранского месторождения. На месторождении отмечаются также и подвижки явно пострудного характера. Однако роль их в геологии района менее значительна, нежели подвижек дорудного и интратрудного возраста.

Не касаясь вопроса сложной и многообразной микротектоники непосредственно Центрального участка месторождения, отметим лишь, что вся система тектонических нарушений здесь имеет два преобладающих направления:

северо-западного простирания—300—340°, с отклонением до меридионального, с падением, в основном, на северо-восток и реже на юго-запад;

северо-восточного простирания—15—60—70°, вплоть до широтного, с падением на юго-восток, а также на северо-запад под крутыми углами падения 70—80°. Среди этих двух систем тектонических нарушений преобладающими являются нарушения северо-восточного простирания. Система северо-западного простирания приурочена главным образом к приразломной зоне. Амплитуда смещения по ним варьирует в интервале 30—40 м, что хорошо устанавливается на основе смещений широт-

ных даек гранодиорит-порфиоров указанными нарушениями на левобережном участке.

Система нарушений северо-восточного простирания имеет преобладающее значение в рудном поле Каджаранского месторождения. Эти трещины протягиваются на десятки и сотни метров.

На левобережном участке, над обогатительной фабрикой, зоны дробления представляют собой серии параллельных нарушений сравнительно незначительного протяжения, кулисообразно сменяющихся по простиранию. Морфологические очертания зон дробления весьма неправильные и характеризуются участками расширения, а также значительного сужения. На левобережье р. Вохчи все отмеченные нарушения северо-восточного простирания постепенно выклиниваются по мере приближения к контакту монцитовой интрузии. Продолжение их намечается в районе сс. Анд, Лернадзор.

Восточнее месторождения в бассейне р. Пхрут основные нарушения имеют такое же северо-восточное простирание и также сопровождаются зонами дробления пород.

Таким образом, для Каджаранского рудного поля характерна вытянутость в северо-восточном направлении нарушений, затухающих в юго-западном направлении с приближением к контакту порфировидной интрузии и к основной тектонической трещине рудного поля—Дебаклинскому разлому.

Следует отметить, что северо-восточное простирание трещин в пределах рудного поля сохраняется в течение нескольких этапов тектонических деформаций, о чем свидетельствует северо-восточное простирание нарушений, локализирующих продукты различных периодов гидротермальной деятельности.

КВАРЦ-СУЛЬФИДНЫЕ ЖИЛЫ

Кварц-сульфидные жилы, наряду со штокверковым оруденением в рудном поле Каджаранского месторождения, представлены широко. Однако их роль в общем балансе руды несравненно меньше прожилково-вкрапленного типа оруденения. При этом следует отметить, что не все кварц-сульфидные жилы имеют промышленное значение; многие из них содержат лишь убогое оруденение.

Наиболее ценными в промышленном отношении являются жилы Центрального участка месторождения, несущие молибденовую, медно-молибденовую и медную минерализацию.

В распределении кварц-сульфидных жил намечается определенная закономерность, выражающаяся в том, что все жилы Центрального участка имеют преимущественно широтное—северо-западное простирание, согласно с общей структурой этого участка, а жилы северо-восточного участка и др. имеют резко выраженное северо-восточное простирание.

По мощности кварц-сульфидные жилы варьируют в значительных пределах—от 15—20 см до 6—8 м в раздувах. По протяжению также отмечается значительное колебание в их размерах—от 15—20 до 400 м. Самой крупной является жила на северо-восточном участке, прослеженная по простиранию на поверхности на 450 м. Эта жила характерна прямыми очертаниями и сравнительно выдержанной мощностью. Контакты с вмещающей породой резкие. Вдоль жилы отмечается окварцевание вмещающей породы. Другая кварцевая жила прослеживается по левому склону ущелья р. Ширин на протяжении 400 м и также характеризуется выдержанностью мощности и отчетливо выраженной прямолинейностью. Для этой жилы характерно то, что она по прости-

ранию расщепляется на ряд мелких кварц-сульфидных жил, тесно связанных с основной жилой.

Довольно часто, особенно на Аткизском участке, кварц-сульфидные жилы приспосабливаются к контактовым плоскостям даек и вмещающих пород.

Следует отметить, что в громадном большинстве случаев падение кварц-сульфидных жил юго-восточное при крутых углах падения. Характерно для жил, а также многих даек и тектонических нарушений то, что с приближением их к контакту монзонитов с роговиками, они, как правило, приобретают падение в сторону интрузии, т. е. на север—северо-запад.

Следует отметить, что кварц-сульфидные жилы в громадном большинстве случаев приурочены к трещинам скола северо-западного простирания, о чем свидетельствуют морфологические особенности трещин, к которым они приурочены: прямолинейность, выдержанность мощности по падению и простиранию, а также наличие гладких плоскостей со следами скольжения и смещения даек указанными кварцевыми жилами.

Кварц-карбонатные жилы и зоны имеют весьма широкое развитие в рудном поле Каджаранского месторождения.

Указанные образования относятся к наиболее поздним продуктам гидротермальной деятельности и образуют два отчетливо выраженных морфологических типа: крупные жильные тела значительного протяжения и мощности и небольшие жилы и прожилки, имеющие площадное распространение.

Крупные кварц-карбонатные жилы по простиранию протягиваются на 300—400 м при сравнительно выдержанной мощности. Наиболее крупные кварц-карбонатные жилы достигают по мощности 3 м.

Наиболее широко они развиты на Аткизском участке, где образуют параллельные и протяженные тела, часто кулисообразно сменяющие друг друга по простиранию.

Мощность небольших жил обычно незначительная—10—25 см, по простиранию они прослеживаются не более 100 м. Местами такие жилы образуют мощные (мощностью до 50—70 м) зоны.

Одна из таких зон обнажается на правом склоне ущелья р. Вохчи, напротив поселка Охчи. Зона здесь имеет северо-западное простирание и, по-видимому, не имеет значительного протяжения, поскольку она не проявляется в юго-восточном направлении. В северо-западном направлении зона уходит под аллювиальные образования р. Вохчи, широко развитые на левом склоне ущелья.

В пределах зоны серия параллельных кулисообразно залегающих карбонатных жилок соединяется друг с другом диагональными прожилками. Зачастую сеть таких жилок весьма сложна и имеет различное направление и в результате вмещающие их породы оказываются разбитыми на сравнительно мелкие блоки с неправильными, но прямолинейными очертаниями.

Указанные кварц-карбонатные жилы и прожилковые зоны приурочены к нарушениям сколового типа. Для них характерны отчетливые прямолинейные очертания, резкие границы с вмещающими породами. Трещины характерны гладкими плоскостями, местами с отчетливыми зеркалами скольжения. В трещинах, контролирующих кварц-карбонатные жилы, отмечаются продукты дробления, мощность которых весьма различна.

В распределении кварц-карбонатных жил в рудном поле Каджаранского месторождения отмечается определенная закономерность. В западной части рудного поля, в полосе, примыкающей к зоне Дебаклин-

ского разлома, кварц-карбонатные жилы и прожилковые зоны имеют северо-западное простирание, параллельное общему простиранию отмеченного нарушения. На некотором удалении от зоны разлома почти все кварц-карбонатные зоны и жилы приобретают северо-восточное простирание.

Почти все карбонатные жилы сопровождаются ореолом карбонатизации, мощность которого варьирует в значительных пределах. У крупных кварц-карбонатных жил она обычно незначительна.

Наиболее интенсивно карбонатизация проявляется в зонах с густой системой карбонатных жилок.

Обычно при мощности карбонатной жилы до 30 см мощность ореола доходит до 1—1,5 м.

Вследствие повторных подвижек происходила цементация карбоната более поздним халцедоном. Такие жилы карбоната и халцедона распространены весьма широко.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Гидротермально-измененные породы на территории Каджаранского рудного поля занимают значительную площадь. Они распространены главным образом на Центральном участке месторождения, на площади развития основного промышленного оруденения, а также и на других участках рудного поля. В распределении указанных пород намечается как тесная приуроченность их к контролирующим структурам (кварцевые жилы, карбонатные жилы и зоны, тектонические нарушения), так и значительное площадное распространение без какой-либо видимой связи с контролируемыми структурами.

Детально гидротермально измененные породы были изучены на Центральном участке Каджаранского месторождения С. А. Мовсесяном (1953), впервые расчленившим их как по степени измененности, так и по характеру изменения.

С. А. Мовсесяном были выделены следующие типы гидротермально-измененных пород:

- серицито-кварцевые;
- серицито-кварцево-полевошпатовые;
- полевошпатово-карбонатные.

Помимо этих основных типов пород, С. А. Мовсесян выделяет также и кварц-карбонатно-каолиновые, кварц-хлорит-каолиновые разновидности.

По степени измененности пород отмечаются все степени изменения от разностей, не сохранивших первоначальную структуру и состав породы, до почти свежих монзонитов, где отмечается весьма слабое изменение, наблюдаемое только под микроскопом.

В дальнейшем при проведении детальных разведочных работ породы, слагающие месторождение, были разделены по степени изменения на основные три типа: свежие монзониты, слабо-измененные монзониты, интенсивно измененные монзониты. Этой же градации мы придерживались при проведении геологической съемки.

Принадлежность породы к той или иной категории определяется степенью сохранности первичной структуры и породообразующих минералов. Так, если в слабо измененных породах первичная структура и реликты породообразующих минералов еще узнаются макроскопически, то в сильно измененных породах они полностью отсутствуют.

На Центральном участке Каджаранского рудного поля измененные породы приурочены к дайкам порфиров и контролируются последними. При этом очень часто наблюдается постепенное уменьшение степени из-

менения по мере удаления от даек порфиров. Вместе с вмещающими монцонитами аналогичным изменениям подвергались и дайки порфиров, при этом, как это справедливо отмечается С. А. Мовсесяном, «часто по простиранию одной и той же дайки мы видим как свежие породы через слабо измененные сменяются интенсивно гидротермально-измененными (окварцованными) и обратно». Наши наблюдения подтверждают отмеченную особенность изменения даек в рудном поле. Так, например, Центральная дайка гранодиорит-порфира вне рудной зоны совершенно свежая, при переходе же в зону оруденения интенсивно изменена, окварцована и серицитизирована.

Как правило, интенсивность рудной минерализации находится в прямой зависимости от степени изменения пород. Однако отмечаются и случаи обратного соотношения, когда сильно измененные монцониты оказывались слабо оруденелыми, а почти свежие их разности вполне промышленными и даже несколько обогащенными.

При проведении геологической съемки на территории Каджаранского рудного поля гидротермально-измененные породы были расчленены на следующие типы:

- кварц-полевошпатовые;
- кварц-серицитовые;
- карбонатизированные;
- каолинизированные.

Кварц-полевошпатовые гидротермально-измененные породы распространены в северо-западной части рудного поля. Они занимают значительную площадь на Давачинском участке и примыкают к приразломной зоне. Контур измененных пород имеет вытянутое в близширотном направлении очертание. В основном эти породы приурочены к эндоконтактной части монцонитов с роговиками и, по-видимому, образованы главным образом за счет монцонитов. Отмечаются постепенные переходы вышеотмеченных пород в монцониты. Наряду с сплошным площадным изменением, в зоне измененных пород отмечаются отдельные прожилки и небольшие жилы калинатрового полевого шпата.

Наиболее широкая часть этой полосы кварц-полевошпатовых измененных пород примыкает к приразломному участку. В восточном направлении ширина этой зоны уменьшается и далее зона постепенно выклинивается.

Ширина указанной зоны доходит в наиболее широкой части до 100 м; общая ее протяженность 600 м.

Кварц-серицитовые гидротермально-измененные породы имеют также значительное распространение в рудном поле Каджаранского месторождения и, помимо Центрального участка, где они были описаны С. А. Мовсесяном (1953), пользуются широким развитием на левом склоне рр. Ширин и Саккар.

Здесь кварц-серицитовые породы образуют мощную и сложно построенную зону. Мощность отдельных участков ее местами доходит до 200 м. По простиранию зона вытянута на 600—700 м. Эти породы приурочены к тектоническим структурам северо-восточного простирания. Наряду с тектоническими нарушениями в зоне измененных пород отмечаются кварц-пиритовые жилы, имеющие так же северо-восточное простирание.

В зоне измененных пород отмечаются участки неизмененных пород. Аналогичные слабоизмененные или неизмененные блоки пород остаются при пересечении разноориентированных структур. Серицитизированные породы отмечаются также и в приразломной полосе, на участке Мякан. Указанные породы развиты на площади распространения оруденения и вскрыты разведочными штольнями на различных горизонтах.

Карбонатизированные породы играют существенную роль среди гидротермально измененных пород Каджаранского месторождения. Развита они почти на всей площади рудного поля и контролируются как крупными карбонатными жилами, так и зонами карбонатных прожилков. Зоны карбонатизации вокруг крупных карбонатных жил обычно небольшие и варьируют в пределах 5—6 м по мощности. Более значительные площади занимают карбонатизированные породы, связанные с карбонатными прожилками, но интенсивность изменения обычно слабая.

Зоны карбонатизации имеют два основных направления простирания: северо-восточное с падением как на северо-запад, так и на юго-восток и, реже, северо-западное с падением на северо-восток.

Каолинизированные породы распространены широко и развиты как на Центральном участке месторождения, так и на других участках рудного поля. В основном каолинизированные породы приурочены к приразломной зоне и образуют полосу, сопровождающую Дебаклинское нарушение почти по всему его протяжению от участка Мякан до Давачи. При этом каолинизация охватывает как монзониты, так и гранодиориты. Ширина каолинизированных пород в гранодиоритах доходит до 5—10 м, а в монзонитах она значительна и достигает 50 м.

На Центральном участке каолинизированные породы контролируются дайками порфиров и протягиваются параллельно им. На других участках их развитие также предопределяется тектоническими структурами.

Каолинизация широко распространена на левобережье р. Вохчи, на участке Кармир-кар, где она контролируется кварцевой жилой. Каолинизация распространена также на участке развития гранодиорит-порфировых даек северо-восточного простирания. Она развивается на значительной площади, захватывая все междайковое пространство.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

СТРУКТУРА И ОРУДЕНЕНИЕ

IV. РУДОНОСНЫЕ УЧАСТКИ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В пределы Каджаранского рудного поля, помимо основного Центрального участка, сданного в эксплуатацию промышленности в 1945 г., входит ряд других участков, которые по характеру оруденения и типу минерализации весьма сходны с Центральным.

В рудном поле Каджаранского месторождения выделяются следующие рудоносные участки:

1. Центральный—занимает центральную часть г. Гандзасар (Пирдоудан) и является основным промышленным объектом, на котором ведутся в настоящее время добычные работы. Центральный участок является наиболее изученным и разведанным в рудном поле.

2. Северо-восточный—занимает восток—северо-восточную часть г. Гандзасар. В геологическом отношении является естественным продолжением Центрального участка. На северо-восточном участке в последние годы велись разведочные работы, в результате чего были выявлены руды с промышленным содержанием меди и молибдена.

3. Аткизский—расположен в северо-восточной части рудного поля в эндоконтактной полосе монзонитовой интрузии. Являлся объектом разведки в 1931—1932 гг. (Н. И. Чирков). В геологическом отношении является продолжением северо-восточного участка. Здесь в период разведки было задано 14 штолен.

4. Давачи—расположен на стыке между зоной дробления Дебаклинского разлома и контактовой зоной монзонитов с вулканогенной толщей нижнего эоцена. Участок этот изучен недостаточно, хотя и пройдено несколько штолен и скважин.

5. Кармир-кар—расположен на левобережье р. Вохчи, выше с. Каджаран, у контакта интрузии монзонитов с порфиритами. Здесь было пройдено 4 штольни и ряд скважин. В результате этих работ были оконтурены новые участки промышленного оруденения.

6. Мьякан-джур—расположен выше места слияния ручьев Мьякан-джур и Саккар. До выявления богатых рудных зон Центрального участка считался одним из перспективных участков и являлся объектом разведки. Здесь пройден ряд короткометражных штолен.

7. Шлоркут—расположен по правому берегу р. Саккар, ниже места слияния с ней руч. Мьякан. Здесь проводились небольшие геолого-разведочные работы, которые потом были приостановлены, а позднее вновь возобновлены. Были заданы штольни и скважины. В 1961 г. Каджаранской ГРП были проведены ревизионные работы (переопробование штолен), которые показали наличие промышленных участков концентраций медных руд. В настоящее время здесь возобновлены разведочные работы Каджаранской ГРП. Проведен ряд новых скважин, ведется оконтуривание промышленных рудоносных зон.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ УЧАСТОК. СОБСТВЕННО КАДЖАРАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Центральный участок Каджаранского рудного поля является наиболее изученным. Здесь в течение ряда лет велись детальные геолого-разведочные работы. В результате этих работ были выявлены большие промышленные запасы медно-молибденовых руд.

Центральный участок месторождения занимает центральную часть г. Гандзасара; абсолютная отметка его 1220—1800 м. Месторождение разведывалось горными выработками, штольнями и скважинами. Отдельные скважины достигали уреза воды р. Охчи и при этом оруденение выдерживалось.

Центральный участок месторождения сложен в основном монцонитами, которые здесь представлены темно-серыми разностями. По химической и петрографической характеристике они ничем не отличаются от обычных светло-серых монцонитов и цвет породы очевидно зависит от окраски плагиоклазов.

Темно-серые монцониты распространены на Центральном и частично северо-восточном участках месторождения.

Среди монцонитов выделяются участки с крупнокристаллическим строением, слагающие отдельные небольшие площади, обычно расположенные на высоких гипсометрических отметках. Размер таких участков с крупно-кристаллическим строением достигает в поперечнике 30—40 м.

На западе Центрального участка монцониты контактируют с интрузией порфиридных гранодиоритов. Контакт этот осложнен последующими тектоническими подвижками, представлен мощной зоной дробления и является границей рудного поля на западе.

В геологическом строении Центрального участка принимают участие также маломощные дайки микромонцонитов и аплитов, вскрытые почти на всех горизонтах месторождения. Они обычно образуют небольшие дайкообразные тела мощностью до 1,0 м небольшого протяжения, а также небольшие тела с неправильными очертаниями. Возрастные взаимоотношения микромонцонитов с аплитами устанавливаются на основе пересечений. Аплиты являются более молодыми образованиями по сравнению с микромонцонитами. Повсеместно в выработках устанавливается пересечение микромонцонитов небольшими аплитовыми жилами (фиг. 61) и рудными прожилками; последние во всех случаях являются более молодыми.

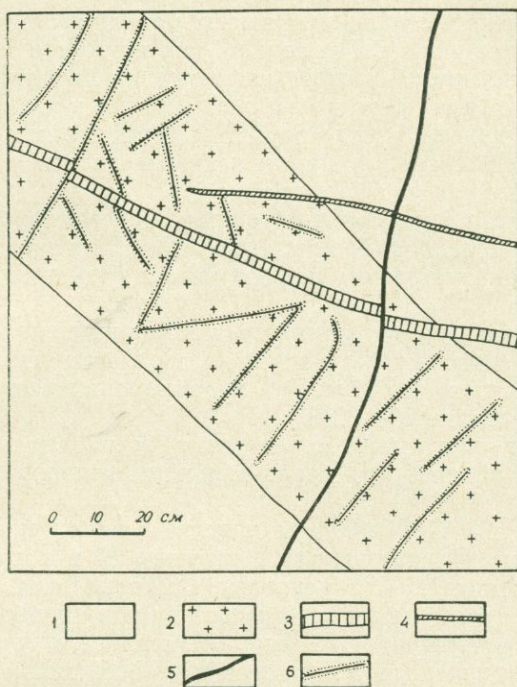
Аплиты, также как и микромонцониты, образуют мелкие дайкообразные тела мощностью до 1,0 м с незначительным протяжением. Взаимоотношение аплитовых даек с основным типом даек месторождения—гранодиорит-порфирами определяется на основе нахождения ксенолита аплита в дайке гранодиорит-порфира. Для аплитов также на основе многочисленных пересечений их рудными прожилками устанавливается более раннее образование по отношению к оруденению.

В геологическом строении Центрального участка принимают участие широко распространенные дайки гранодиорит-порфиров.

Последние на Центральном участке имеют преимущественно северо-западное простирание и только на вершине г. Гандзасар отмечаются дайки северо-восточного простирания. Сочленение их с дайками северо-западного простирания происходит без пересечений. На Центральном участке отмечаются также и диагональные дайки, которые являются пе-

ремывками между параллельными дайками северо-западного простирания.

Дайки Центрального участка характеризуются весьма невыдержанными элементами залегания как по простиранию, так и по падению; дают изгибы, апофизы и разветвления, а также мощные раздувы, которые не уменьшаясь в мощности обрываются на сравнительно небольшом интервале.



Фиг. 61. Взаимоотношения между микромонцититами, аплитами и рудными прожилками. 1. Монзониты. 2. Дайка микромонцититов. 3. Прожилок аплита. 4. Полевошпатовый прожилок. 5. Кварц-молибденитовый прожилок. 6. Ореолы биотитизации вокруг кварцево-молибденитовых прожилков.

Вышеупомянутые характерные морфологические особенности даек порфиров свойственны для разрывных трещин и свидетельствуют о растяжении на Центральном участке в период внедрения гранодиорит-порфиров.

Из геологических разрезов видно, что дайки порфиров на Центральном участке имеют большую разветвленную сеть апофиз как по простиранию, так и по падению. Максимальная разветвленность дайковой системы отмечается в районе штолен 1—2 и 7—8. На нижних горизонтах месторождения даек меньше, но последние более значительны по мощности. Постепенно по восставию происходит их разветвление, в результате чего мощные дайки на верхних горизонтах заканчиваются довольно широкой кроной апофиз.

В западном направлении серия даек порфиров плавно меняет направление простирания с широтного на северо-западное. На окончаниях некоторые дайки загибаются до почти меридионального простирания и часто образуют мощные раздувы. Здесь, по-видимому, сказалось влияние плоскости контакта интрузии порфировидных гранодиоритов. Аналогичное явление наблюдается также на участке Мьякан. Наряду с этой

особенностью в залегании даек порфиров на Центральном участке месторождения намечается также и другая особенность. На северном склоне г. Гандзасар севернее центральной зоны все дайки порфиров имеют, как правило, падение на север. В южной части месторождения, южнее центральной зоны, дайки, как правило, имеют южное падение. Южное падение имеют также и все дайки участка Мякан. Примерно на уровне горизонта 2-й штольни, система даек идет на смыкание. При этом дайки с северным падением имеют большую протяженность, чем дайки с южным падением. Последние, так же как и дайки с северным падением, разветвляются. Дайки северного и южного участков месторождения параллельны друг другу и изменения в их простирании и падении происходят почти одновременно для всей серии даек.

Многочисленные слепые дайки вскрыты горными выработками на различных горизонтах месторождения.

Помимо даек гранодиорит-порфиров, на месторождении отмечаются и отдельные разновидности даек иного состава. К их числу принадлежат монцонит-порфиры, керсантиты и гранодиорит-порфиры I-го этапа внедрения.

Монцонит-порфировые дайки на месторождении имеют ограниченное распространение. Они встречены на горизонте штолен 1—2. Мощности их колеблются от 1 до 18 м. Как правило, они имеют северо-западное простирание при длине 20—30 м.

Отмечаются отчетливые пересечения монцонит-порфиров прожилками кварц-молибденового, кварц-халькопиритового и кварц-карбонатного составов.

Керсантиты на Центральном участке также представлены единичными дайками. Встречены они в штольне 38 и в штольнях 1—2. Образуют маломощные 1,0—1,5-метровые дайковые тела с небольшим протяжением. Они, также как и остальные дайки, пересекаются рудными прожилками и сопровождаются гидротермальным изменением. Иногда изменение дайки керсантита происходит по всей мощности. На горизонте штольня 1—2 нацело гидротермально-измененная дайка керсантита пересекает гранодиорит-порфир.

Дайка мелкозернистого гранодиорит-порфира I этапа внедрения на Центральном участке представлена в единственном числе. Встречена она в штольнях 36 и 38. Имеет малую мощность и небольшое протяжение с северо-западным простиранием и характерна типичным мелкопорфировым строением. По составу она ничем не отличается от обычных гранодиорит-порфиров II этапа внедрения, широко представленных на Центральном участке. В штольне 32 отмечается пересечение мелкозернистой гранодиорит-порфировой дайки I этапа внедрения гранодиорит-порфировой дайкой II этапа внедрения.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Гидротермально-измененные породы имеют значительное распространение в пределах рудного поля, и по существу ими сложен Центральный участок; неизменные монцониты играют подчиненную роль.

Работами предыдущих лет на месторождении по степени изменения были выделены монцониты: неизменные, слабо измененные и сильно измененные.

По характеру гидротермального изменения нами выделяются следующие типы измененных монцонитов:

биотитизированные,
полевошпатизированные,

окварцованные,
кварц-серицитовые породы (серицитизированные монцониты),
карбонатизированные,
каолинизированные.

Среди указанных гидротермально-измененных пород на Центральном участке наибольшим развитием пользуются каолинизированные монцониты. Все остальные типы гидротермально-измененных монцонитов имеют подчиненное значение.

Следует отметить, что различные по степени измененности монцониты, выделенные предыдущими исследователями, по существу относятся только к каолинизированным монцонитам.

Помимо вмещающих монцонитов, аналогичным гидротермальным изменениям подверглись также почти все типы дайковых пород. Особенно интенсивно изменены дайки гранодиорит-порфиры.

Каолинизированные монцониты имеют большое площадное распространение. На Центральном участке они тяготеют к местам максимального развития дайковых пород и имеют зональное расположение относительно даек порфиров. Непосредственно в контактовой зоне даек порфиров развиты сильно измененные (каолинизированные) монцониты, которые по мере удаления от даек порфиров переходят в слабо измененные монцониты. Последние в свою очередь переходят в неизмененные монцониты. Такая же зональность изменения наблюдается и в самих дайках порфиров. Непосредственно близконтактная часть дайки подвержена интенсивной каолинизации. Постепенно с удалением от контакта интенсивность изменения резко падает и в центральной части дайки отмечаются неизмененные гранодиорит-порфиры. Отмечаются дайки гранодиорит-порфиров с симметричным расположением различных по степени измененности зон по отношению к контакту дайки (то же наблюдается и во вмещающих породах). Особенно интенсивно изменены (каолинизированы) вмещающие породы в блоке между параллельными дайками.

Участки развития каолинизированных пород отмечаются также и вдоль крупных кварц-сульфидных жил, отдельных прожилков, крупных тектонических нарушений и вне зависимости от крупных структурных элементов на участках развития интенсивного прожилкования.

Такая каолинизация обычно не имеет значительного площадного распространения и проявляется локально, в тесной связи с указанными структурами. Обычно ореол изменения вдоль этих структурных элементов незначительный.

Помимо того, что каолинизированные монцониты тяготеют к участкам развития даек в виде зон, вытянутых по их простиранию, они отмечаются также и вдоль зоны дробления Дебаклинского разлома в виде полосы шириной до 50 м. В зоне Дебаклинского разлома каолинизация охватывает как монцониты, так и порфировидные гранодиориты.

Кварц-серицитовые породы по масштабу проявления после каолинизированных монцонитов являются наиболее распространенными из гидротермально измененных пород. Они встречаются в виде отдельных линзовидных участков, вытянутых полос, располагающихся согласно с общим простиранием структуры данного участка, совершенно независимо от даек порфиров—обычно в полях развития каолинизированных монцонитов. Мощность отдельных полос серицитизированных монцонитов местами достигает 20—30 м, а длина их по протяжению—60—70 м. Отмечается также кулисообразное расположение отдельных мелких зон серицитизации.

Участки серицитизированных пород обычно связаны с участками максимальной густоты кварц-рудных прожилков, однако более интенсивная серицитизация отмечается в местах проявления вкрапленной медной минерализации.

Нередко серицитизированные породы в виде узкой зоны протягиваются вдоль отдельных сравнительно крупных тектонических нарушений и кварцевых жил. В этом случае, как правило, интенсивно серицитизирована также и глина трения.

Серицитизация даек встречается гораздо реже, чем вмещающих пород, однако отмечаются и отдельные дайковые породы с отчетливой серицитизацией. Особенно отчетливо проявляется серицитизация мало-мощных аплитовых и микромонзонитовых даек, которые процессами гидротермальной деятельности на отдельных участках почти полностью переработаны.

Окварцевание проявляется сравнительно слабо, на отдельных участках в виде пятен на общем фоне интенсивно каолинизированных пород. Особенно интенсивно проявляется окварцевание в контактовой части Центральной дайки, где по обе стороны дайки образуются типичные вторичные кварциты. Интенсивному окварцеванию подверглась также и сама дайка порфира, которая на значительном интервале превращена в монокварциты. Следует отметить, что указанная дайка более окварцована на верхних горизонтах, где она вследствие интенсивной переработки потеряла первоначальный облик дайковой породы. С глубиной окварцевание слабее и на нижних горизонтах указанная дайка мало изменена.

Карбонатизированные породы хотя и занимают небольшое место среди измененных пород, однако встречаются довольно часто и проявляются, также как и остальные типы измененных пород, в тесной связи со структурными элементами: карбонатными жилами, прожилкованием и т. д.

Крупных площадных проявлений карбонатизации здесь не наблюдается. Карбонатизации подвергаются дайки гранодиорит-порфиров в случае, когда они пересекаются карбонатными жилами и прожилками. Особенно интенсивно проявляется карбонатизация вокруг крупных карбонатных жил и зон.

Полевошпатизированные породы встречаются довольно редко, образуют сравнительно небольшие площади проявления, достигающие нескольких десятков метров в поперечнике, и находятся в территориальной связи с участками интенсивного проявления полевошпатитовых прожилков.

Как правило, такие полевошпатизированные монзониты распространены в западной части Центрального участка.

Биотитизированные монзониты проявляются спорадически в пределах Центрального участка на сравнительно небольших площадях и образуют метасоматические прожилки, пятнистые участки крупночешуйчатых скоплений биотита, интенсивно развивающиеся по мелкочешуйчатому биотиту вмещающих монзонитов.

Указанные образования являются ранними метасоматическими образованиями монзонитовой интрузии и относятся к наиболее ранним стадиям формирования месторождения.

ДЕБАКЛИНСКИЙ РАЗЛОМ

На Центральном участке вскрыт верхними уступами карьера, что позволило провести более детально исследование характера и проявления тектонических подвижек вдоль этого разлома.

Благодаря вскрышным работам на верхних уступах непосредственно в зоне контакта с порфиroidными гранодиоритами установлена мощная зона рассланцевания с хорошо выраженными структурами огнейсования в монцонитах.

Помимо огнейсования, здесь отмечаются также и сравнительно крупные тектонические нарушения северо-западного простирания с падением на северо-восток.

Очевидно, главный тектонический шов этой зоны дробления не вскрыт и, по-видимому, располагается непосредственно в контактовой плоскости монцонитов с порфиroidными гранодиоритами, точно так же, как это установлено в верховье р. Мякан, где мощность только глинки трения достигает 5 м.

Учитывая эти наблюдения, предполагается, что на Центральном участке Дебаклинский разлом представляет собой серию параллельных нарушений с кулисообразным расположением тектонических швов. На вышеотмеченных верхних уступах отмечается смещение гранодиорит-порфиroidной дайки близширотного простирания серией параллельных северо-западных нарушений с падением на северо-восток. Амплитуда смещения здесь достигает в горизонтальной плоскости 50 м, а суммарная амплитуда смещения дайки в горизонтальной плоскости достигает 100 м.

Как видно из приведенных примеров смещения гранодиорит-порфиroidных даек тектоническими швами, по характеру подвижек эти нарушения ближе всего к сдвигам, но с наличием вертикальных движений вдоль тектонического шва.

Следует отметить, что по указанным тектоническим нарушениям происходили неоднократные подвижки, подчас с противоположным движением блоков. Об этом свидетельствует образование нескольких направлений борозд на зеркалах скольжения.

В. Г. Кочаряном и Р. Н. Таяном (1963) были проведены микроструктурные исследования в полосе Дебаклинского разлома. Ими были промерены ориентировки зерен кварца в гранитах, на основе чего и установлены движения блоков вдоль нарушений. Было установлено два типа подвижек: ранний сбросо-сдвиг с движением северо-восточного блока вниз и в юг—юго-восточном направлении и послерудные подвижки, при которых северо-восточный блок двигался вверх и в север—северо-западном направлении.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ

На Центральном участке месторождения оруденение представлено следующими основными морфологическими типами:

штокверковый,
вкрапленный,
жильный.

Штокверковый тип является основным типом оруденения и имеет повсеместное распространение на всех участках месторождения.

Штокверк представлен густой сетью рудных прожилков различной мощности, от долей миллиметра до 5—10 см, прорезывающих вмещающие породы по всевозможным направлениям. Отмечается несколько систем рудных прожилков.

Отдельные прожилки прослеживаются на 5—10 м; в основном же они не превышают 5 м по простиранию. Примерно такие же размеры имеют прожилки по падению. Наибольшее развитие имеют прожилки мощностью 0,5—1,0 см.

Вкрапленный тип оруденения менее распространен на

Центральном участке, однако так же может быть выделен в самостоятельный тип оруденения. Предыдущие исследователи (Мовсесян, 1940) выделяли штокверково-вкрапленный тип оруденения, не разделяя эти два типа оруденения, но в результате проведенных разведочных и эксплуатационных работ установлено наличие самостоятельного вкрапленного оруденения на Центральном участке.

Участки развития вкрапленной минерализации образуют сравнительно небольшие полосы, вытянутые в северо-западном направлении. По мощности такие участки достигают 20—30 м, а по простиранию 50—60 м. Границы зон вкрапленной минерализации обычно весьма расплывчаты. По падению указанные зоны вкрапленной минерализации не выдержаны.

Вкрапленный тип оруденения характерен для медной минерализации и совершенно не характерен для молибденовой, хотя в некоторых зонах вкрапленного оруденения встречаются отдельные чешуйки молибденита.

Менее существенно вкрапленное оруденение, проявляющееся в связи с прожилковым оруденением. Обычно такая вкрапленность приурочена к ореолу изменения вдоль прожилков на небольшом расстоянии от них. В этом случае, так же как и в первом, вкрапленность характерна для медной минерализации и очень редко проявляется в связи с молибденовыми прожилками.

В случае наложения поздней медной минерализации вкрапленное оруденение проявляется наиболее интенсивно вдоль мощных кварц-молибденовых жил.

Жильный тип оруденения на Каджаранском месторождении имеет подчиненное значение. В результате разведки последних лет на нижнем горизонте месторождения выявлено до 11 кварц-сульфидных жил, часть которых имеет самостоятельное промышленное значение.

Наибольшее количество кварц-сульфидных жил Центрального участка находится в его центральной части. На западном фланге непосредственно в приразломной зоне и на восточном фланге сравнительно мощные кварц-сульфидные жилы отсутствуют. Мощности кварц-сульфидных жил различны. Отмечаются как мощные, достигающие в раздувах 8—9 м, так и сравнительно небольшие—10—15 см.

По простиранию жилы имеют различное протяжение. Наиболее мощные жилы прослежены разведочными выработками до 300 м и более. Маломощные жилы обычно прослеживаются на 15—20 м. На глубину наиболее мощные жилы прослеживаются свыше 200 м.

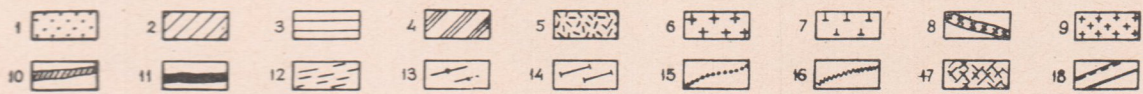
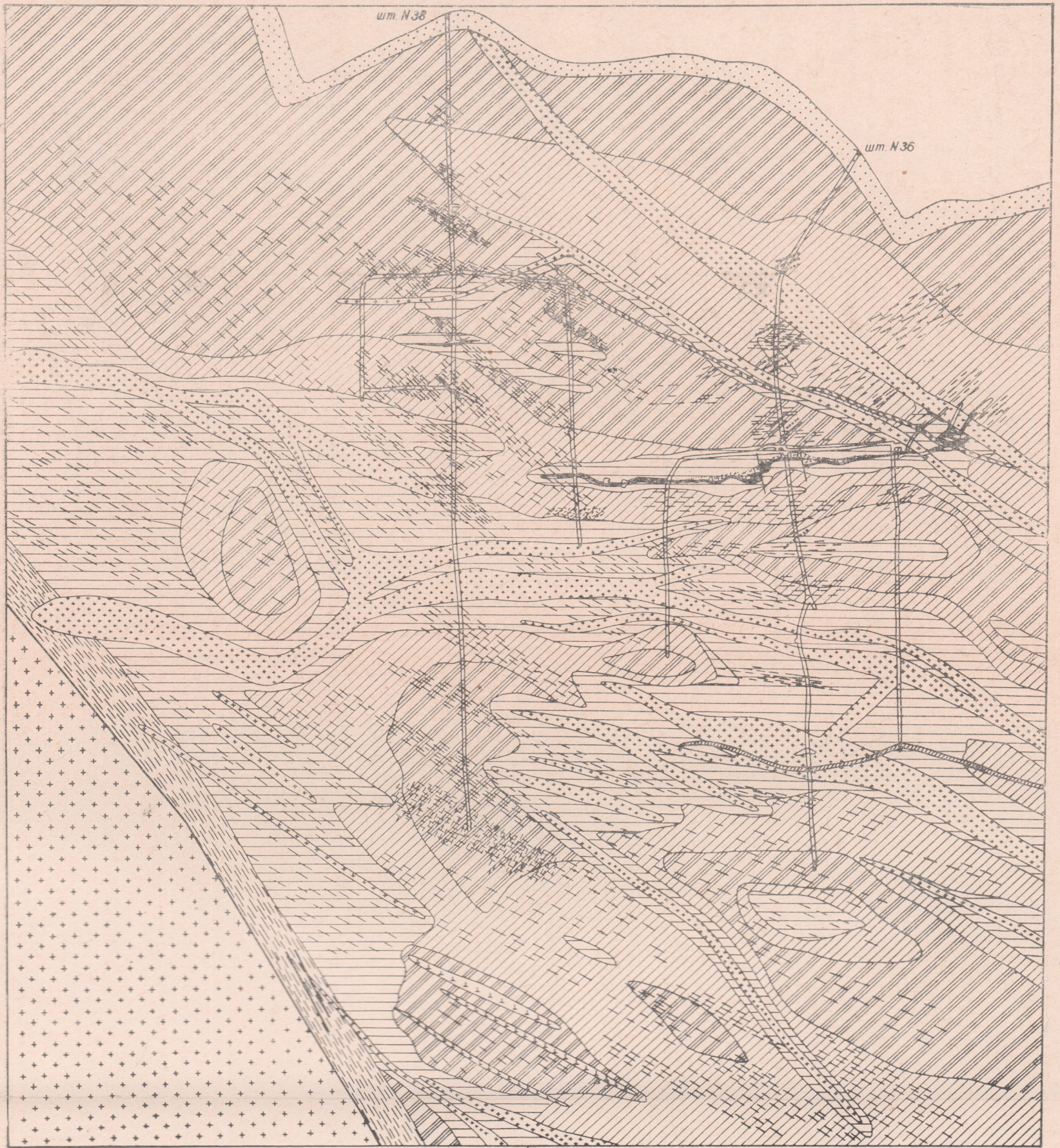
СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ НИМИ*

Одним из важных вопросов геологии и оруденения Каджаранского месторождения является вопрос стадийного развития главной рудной минерализации, составляющей основную промышленную ценность месторождения.

Этот вопрос рассматривается в рукописных работах М. П. Исаенко (1949, 1953, 1959), Г. О. Пиджяна (1956, 1957), а также в работе А. Г. Казаряна (1958), посвященной гидротермально-измененным породам Каджаранского месторождения.

* Основные положения данной главы изложены в специальной статье (К. А. Карамаян и А. С. Фарамаян, 1960).

СХЕМАТИЧЕСКИЙ ПОГОРИЗОНТНЫЙ ПЛАН



1. Аллювиально-делювиальные отложения
2. Монциты слабо измененные (каолинизированные)
3. Монциты сильно измененные (каолинизированные)
4. Монциты свежие
5. Интенсивно серицитизированные монциты
6. Порфировидные граниты
7. Монцит-порфиры
8. Гранодиорит-порфиры I этапа
9. Гранодиорит-порфиры II этапа

10. Дайки лампрофиров
11. Кварц-сульфидные жилы
12. Кварц-молибденитовые прожилки
13. Кварц-молибденит-халькопиритовые прожилки
14. Кварц-халькопиритовые прожилки
15. Кварц-пиритовые прожилки
16. Кварц-карбонатные жилы
17. Участки развития гипс-ангидритовой минерализации
18. Тектонические нарушения.

Правильное и обоснованное его решение имеет большое научное и практическое значение.

При решении этого вопроса различные авторы проявляют различный методический подход, что и приводит к тому, что существует большой разбой во взглядах о числе стадий минерализации и их хронологической последовательности.

Необходимо отметить, что выделение стадий минерализации следует производить по строгой и принципиальной методике, которая позволяет установить перерывы в гидротермальном процессе, на основе чего доказывается как наличие той или иной стадии, так и место ее в общем ходе гидротермального процесса.

Выделение стадий гипогенной минерализации проведено авторами на основе следующих критериев, доказывающих разновозрастность этих образований:

пересечение рудных тел с различными парагенетическими ассоциациями;

разобщенность их в пространстве;

приуроченность их к различным тектоническим структурам и различный тектонический план деформации;

различный характер гидротермальной измененности пород, связанной со стадиями минерализации; каждая стадия имеет свое околорудное изменение;

особенности поведения редких и рассеянных элементов в рудных минералах различных стадий.

Изучение возрастных взаимоотношений рудоносных структур, локализирующих различные минеральные парагенетические ассоциации, позволило выделить следующие стадии минерализации:

кварц-магнетитовую;

кварц-полевошпатовую;

кварц-молибденитовую;

кварц-халькопирит-молибденитовую;

кварц-пиритовую;

кварц-сфалерит-галенитовую;

карбонатную;

халцедоновую;

ангидрит-гипсовую.

Вышеприведенная последовательность стадий минерализации основана на многочисленных фактах пересечений, установленных как при документации горных выработок, так и при документации эксплуатационного карьера. Ниже приводятся некоторые из многочисленных наблюдений пересечений отмеченных рудоносных структур, указывающих на различные стадии минерализации.

Наиболее отчетливо раннее проявление кварц-магнетитовой стадии устанавливается в рассечке 2—3 штольни 38 на 146 и 178 горизонтах. Здесь, как видно из зарисовки (фиг. 62), магнетит-гематитовая жила северо-западного простирания срезается кварц-молибденитовой. При этом в самой кварц-молибденитовой жиле отмечаются многочисленные обломки магнетитовой жилы, сцементированные кварцевой жильной массой.

В свою очередь кварц-молибденитовая жила пересекается кварц-пиритовым прожилком. Последний срезается довольно мощной карбонатной жилкой.

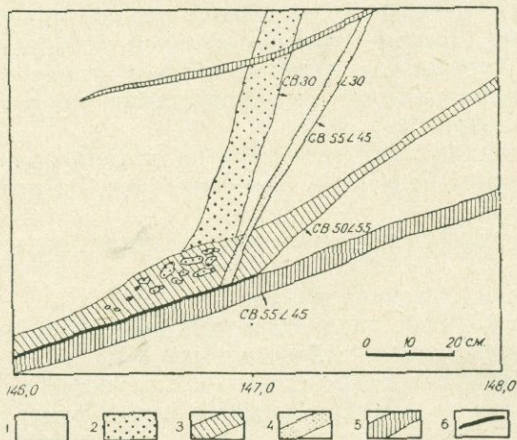
Таким образом, здесь устанавливается следующая последовательность формирования жил различного состава:

магнетит-гематитовая;

кварц-молибденитовая;

кварц-пиритовая;
карбонатная.

Более раннее формирование магнетитовой стадии по отношению к остальным стадиям минерализации устанавливается также на карьере, где отчетливо видно, как многочисленные прожилки кварц-молибдени-



Фиг. 62. Взаимоотношения между магнетитовой, кварц-молибденитовой, кварц-пиритовой и карбонатной стадиями. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Магнетит-гематитовая жила. 3. Кварц-молибденитовая жила. 4. Кварц-пиритовый прожилок. 5. Карбонатный прожилок. 6. Тектоническая глина.

того, кварц-халькопиритового и кварц-пиритового составов в различных направлениях пересекают мощное магнетитовое тело.

Возрастные взаимоотношения между другой группой рудных прожилков представлены на зарисовке (фиг. 63), показывающей, что наиболее древними среди этих прожилков являются полевошпатовые, которые пересекают аплитовые жилки, генетически связанные с монзонитовой интрузией. Полевошпатовый прожилок в свою очередь пересекается кварц-молибденитовым прожилком, а кварц-халькопиритовый прожилок пересекает все предыдущие прожилки. Вся эта система рудных прожилков пересекается карбонатным прожилком. Как видно из зарисовки, здесь порядок образования прожилков следующий: полевошпатовый, кварц-молибденитовый, кварц-халькопиритовый, карбонатный.

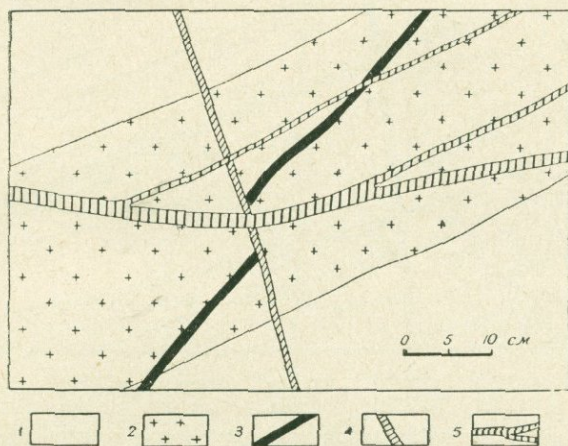
На зарисовке (фиг. 63) отчетливо устанавливается также взаимоотношение между полевошпатовыми и биотитовыми прожилками: биотитовые прожилки являются более ранними по отношению к полевошпатовым; последние секутся кварц-молибденитовыми прожилками.

Весьма важным является установление возрастных взаимоотношений между основными молибденоносными стадиями и медной. Это взаимоотношение устанавливается отчетливо как на основе пересечений их друг с другом в одном обнажении, так и на основе пересечений кварц-молибденитовых прожилков халькопирит-молибденитовыми, а также и пересечений халькопирит-молибденитовых чисто халькопиритовыми в различных обнажениях. При этом число таких пересечений отмечается в количестве, достаточном для достоверности установления их наличия и их возрастных взаимоотношений друг с другом, а также и с другими стадиями минерализации.

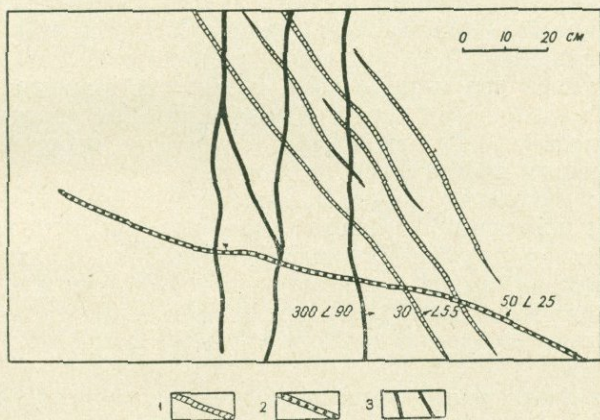
Наиболее отчетливо возрастная последовательность между этими стадиями установлена на уступе 2220 м (фиг. 64). Как видно из зарисовки, кварц-молибденитовый прожилок северо-западного простирания

(Аз. 300° , пад. СВ— 55°) пересекается пологим халькопирит-молибденитовым прожилком. Последний в свою очередь пересекается серией кварц-халькопиритовых прожилков такого же простирания, что и кварц-молибденитовые прожилки, но с более крутым падением.

Возрастные взаимоотношения между кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой стадиями также устанавливаются довольно отчетливо на основе многочисленных случаев пересечения кварц-халькопиритовых прожилков кварц-пиритовыми.



Фиг. 63. Взаимоотношения между полевошпатовой и кварц-молибденитовой стадиями. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Дайка микромонзонита. 3. Биотитовый прожилок. 4. Полевошпатовый прожилок. 5. Кварц-молибденитовый прожилок.

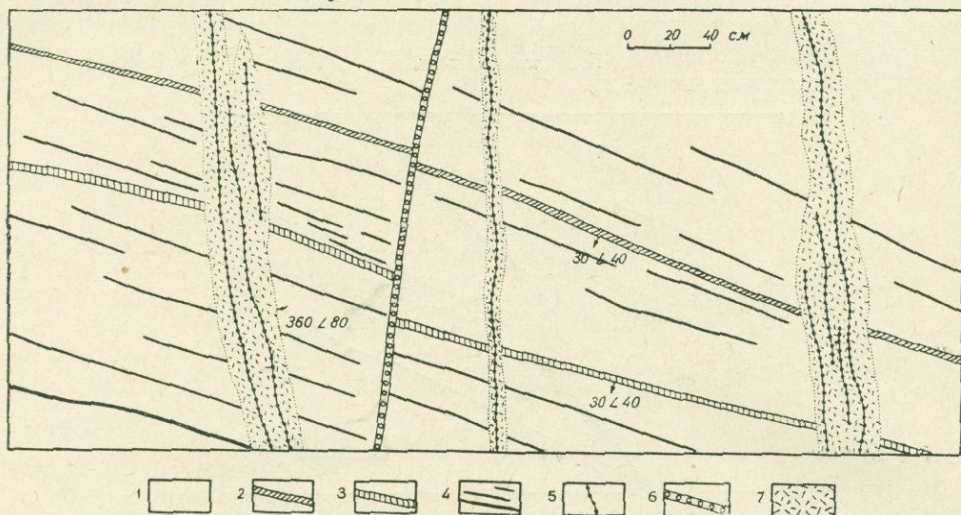


Фиг. 64. Взаимоотношения между кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой стадиями. 1. Кварц-молибденитовые прожилки. 2. Кварц-халькопирит-молибденитовый прожилок. 3. Кварц-халькопиритовый прожилок.

В последнее время А. Г. Казаряном (1963) опубликована статья, где он считает, что в гидротермальном процессе медно-молибденовых месторождений в первую очередь происходит образование кварц-пиритовой стадии, а после нее кварц-халькопиритовой. Однако многочисленные зарисовки забоев и изучение штучных образцов свидетельствуют о более раннем образовании кварц-халькопиритовой стадии по отношению к кварц-пиритовой.

Подобные случаи отмечаются неоднократно, в силу чего возрастные взаимоотношения этих двух стадий друг с другом не вызывают сомнения.

На фиг. 65 показан наиболее характерный случай возрастных взаимоотношений между ними.



Фиг. 65. Взаимоотношения между кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой стадиями.
1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовые прожилки. 3. Кварц-молибденит-халькопиритовые прожилки. 4. Кварц-халькопиритовые прожилки. 5. Кварц-пиритовые и пиритовые прожилки. 6. Карбонатные прожилки. 7. Серичитизация вокруг пиритовых прожилков.

Здесь система параллельных друг другу кварц-молибденитовых, кварц-молибденит-халькопиритовых, кварц-халькопиритовых прожилков с северо-западным простиранием и падением на северо-восток пересекается системой кварц-пиритовых прожилков широтного простирания с крутым падением на север. Кварц-пиритовые прожилки сопровождаются довольно четко выраженным ореолом окolorудного изменения, достигающим иногда 30 см мощности.

При таком изменении пород, выраженном в серичитизации в контактовой части пиритового прожилка, исчезают следы кварц-халькопиритовых прожилков, что еще раз подчеркивает более позднее образование кварц-пиритовой стадии и связанной с ней серичитизации.

Как видно из зарисовки, здесь одновременно проявляются и карбонатные прожилки, которые отчетливо смещают ранее отмеченные рудные прожилки.

На основе пересечений прожилков различного состава устанавливаются также возрастные взаимоотношения между кварц-сфалерит-галенитовой (полиметаллической) стадией и кварц-пиритовой.

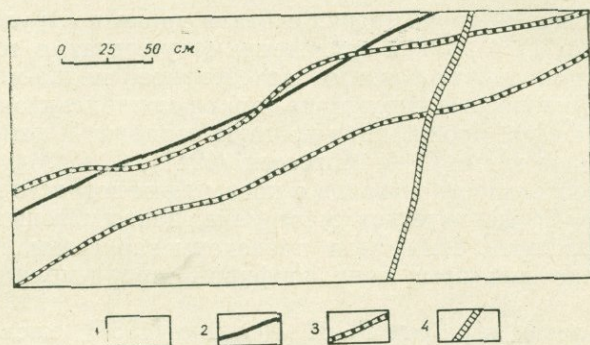
Как видно на фиг. 66, кварц-пиритовые прожилки пересекают кварц-молибденитовый прожилок и, в свою очередь, пересекаются полиметаллической жилкой.

Таким образом, из вышеописанного следует, что наиболее молодыми среди рудоносных прожилков и жил являются прожилки полиметаллического состава.

Более низкотемпературные образования карбонатного состава непосредственно следуют по времени за кварц-сфалерит-галенитовой стадией. Здесь отмечаются многочисленные случаи развития карбонатных прожилков и небольших жил вдоль кварц-галенитовых жил. При этом отмечаются многочисленные прожилки карбоната, секущие крупные

участки, сложенные сфалеритом, галенитом и другими рудными минералами.

Очень часто отмечается также замещение карбонатом вдоль мелких структурных элементов прожилкоподобных скоплений рудных минералов (сфалерита, галенита, молибденита). При этом замещение следует вдоль границ рудного минерала с жильной массой.



Фиг. 66. Взаимоотношения между кварц-молибденовой, кварц-пиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой стадиями. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовый прожилок. 3. Кварц-пиритовые прожилки. 4. Кварц-сфалерит-галенитовый прожилок.

Все это свидетельствует о более позднем проявлении карбонатной минерализации. Отмечаются также возрастные взаимоотношения более поздних стадий минерализации с карбонатной.

Повсеместно отмечаются случаи пересечения карбонатных жил и прожилков халцедоновыми. Карбонатные и халцедоновые жилы повсеместно приурочены к одним и тем же тектоническим структурам, в силу чего очень часто наблюдается, как участки карбонатных жил раздроблены и сцементированы халцедоном.

Отчетливо устанавливаются также и возрастные взаимоотношения карбонатной стадии с ангидрит-гипсовой стадией.

В сравнительно мощных ангидритовых жилах отмечаются многочисленные обломки почти всех стадий минерализации, в том числе и обломки карбоната и халцедона, что указывает на наиболее позднее образование ангидрит-гипсовой стадии минерализации по отношению к остатальной гипогенной минерализации Каджаранского месторождения.

Более подробно о месте и характере ангидрит-гипсовой минерализации Каджаранского месторождения написано в специальной статье К. А. Карамяна и Ф. С. Фарамазяна (1959).

Таким образом, многочисленные случаи пересечения, установленные в забоях штолен и карьера, дают основание авторам предложить изложенную выше схему минерализации Каджаранского месторождения.

Следует отметить, что возрастные взаимоотношения, наблюдаемые авторами и подтверждающие их схему, многочисленны, здесь приведена только незначительная часть зарисовок забоев, которые позволяют установить последовательность стадий гипогенной минерализации Каджаранского месторождения.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ДАЕК С ОРУДЕНЕНИЕМ И РОЛЬ ДАЕК В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Вопрос о взаимоотношении оруденения с дайками на Каджаранском месторождении долгое время был дискуссионным. В последнее время были установлены новые факты, позволяющие более детально осветить этот вопрос.

В первые годы изучения и разведки месторождения исследователями высказывались различные мнения. Одна группа исследователей, в основном работники ВИСМа во главе с П. С. Саакяном (К. Лягин, А. В. Гуляева), приписывала дайкам пострудный возраст. Другая же группа—С. А. Мовсесян (1944), С. С. Мкртчян (1945) и др.—считала их дорудными.

Сторонники первой точки зрения считали дайки пострудными на основании того, что: 1) в дайках оруденение отсутствует, в то время как во вмещающих монцонитах развито интенсивное медно-молибденовое оруденение. 2) Рудоносные структуры (кварц-молибденитовые, кварц-халькопиритовые и др. прожилки) вплотную подходят к дайкам и резко обрываются. В свое время С. А. Мовсесян (1941), С. С. Мкртчян (1945) показали несостоятельность выводов о пострудном возрасте даек порфиров, основываясь на фактическом материале, доказывающем дорудный возраст даек порфиров. Ими были приведены зарисовки, иллюстрирующие пересечение некоторых даек порфиров кварц-молибденитовыми прожилками.

Несколько позже в работе М. П. Исаенко (1953), касающейся минералогии Каджаранского рудного поля, было проведено возрастное расчленение даек.

По мнению М. П. Исаенко, дайковые породы Каджаранского месторождения формировались в два этапа: доиорит-порфириты дорудного возраста и гранодиорит-порфиры интарудные, внедрившиеся в интервале времени после основных продуктивных стадий, но до полиметаллической и непродуктивных низкотемпературных стадий. Аналогичное расчленение дайковых пород и объяснение взаимоотношений их с оруденением было произведено и для других месторождений (Дастакерт).

Детальное изучение геологического строения рудного поля показало, что гранодиорит-порфиры II этапа внедрения, имеющие широкое развитие в рудном поле, о пострудном возрасте которых говорят некоторые исследователи, в действительности не являются наиболее поздними представителями дайкового комплекса, проявившегося в пределах рудного поля.

После внедрения гранодиорит-порфиров II этапа отмечается внедрение керсантитов, которые пересекают гранодиорит-порфиры II этапа; кроме того, во многих случаях отмечается их интенсивное гидротермальное изменение и пересечение рудными прожилками.

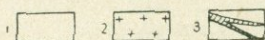
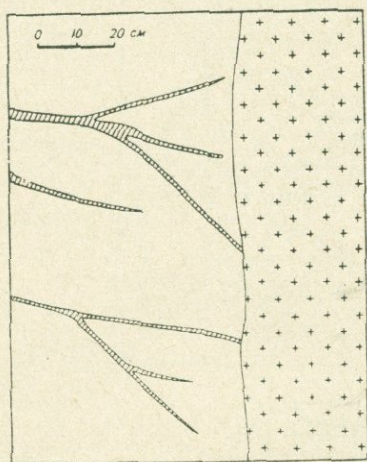
Детальная документация горных выработок и карьера позволила собрать новый материал по взаимоотношению даек с оруденением и выяснить роль даек в локализации рудоносных структур. Собранный материал полностью подтверждает точку зрения исследователей, которые считают дайки дорудными образованиями.

Ниже приводится описание конкретных пересечений даек рудными прожилками и жилами.

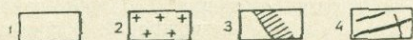
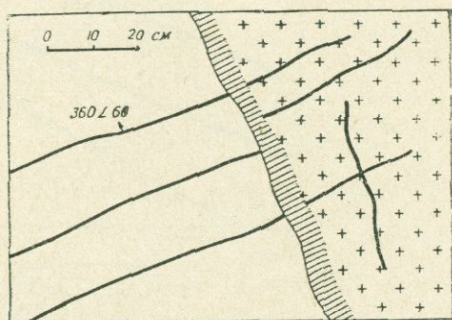
Очень часто рудоносные структуры при подходе к дайке резко обрываются. Это и создавало ложное впечатление о пересечении дайками рудных прожилков. Однако при детальном изучении устанавливается, что прожилки эти не пересекаются дайками, а при подходе к дайкам они выклиниваются. Зачастую выклинивание сопровождается разветвлением прожилков на отдельные короткие ветви, которые непосредственно около плоскости контакта либо нормально выклиниваются, либо круто обрываются, упираясь в дайку (фиг. 67).

Такое взаимоотношение даек и рудных прожилков не свидетельствует о пострудном возрасте даек, а говорит о значительной плотности и механической прочности даек, препятствовавших развитию трещин.

Отмечаются также случаи, когда прожилки обрываются у контакта, а затем после некоторого перерыва снова продолжают в самой дайке, обрываясь в зоне закалки, где, очевидно, была наивысшая механическая прочность дайки (фиг. 68). Отмечаются случаи, когда прожилки при подходе к дайке загибаются и следуют вдоль контакта, сливаясь в один прожилок (фиг. 69).



Фиг. 67. Разветвление и выклинивание рудных прожилков у контакта гранодиорит-порфировой дайки. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Кварцево-рудные прожилки.



Фиг. 68. Резкое выклинивание рудных прожилков в зоне закалки дайки гранодиорит-порфира. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Зона закалки. 4. Кварц-халькопиритовые прожилки.

Случаи пересечения даек более крупными рудоносными нарушениями не единичны. На фиг. 70 приведен пример пересечения дайки порфира пиритовой жиллой.

Наиболее классическим, наглядным примером, показывающим взаимоотношение дайки с рудными структурами, является случай, отмеченный в штольне 36 (фиг. 71).

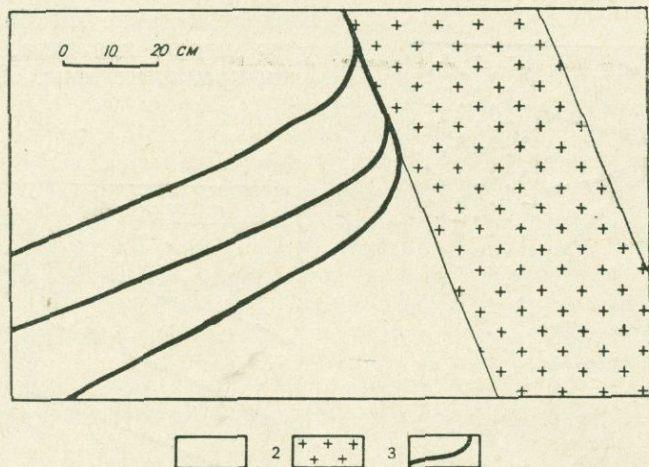
Как видно из документации, жила VI на востоке ограничена двумя мощными дайками гранодиорит-порфира. В этой части жила имеет максимальную мощность, достигающую 7—8 м. Жила всей своей мощностью упирается в дайку, которая в контакте с жиллой интенсивно гидротермально изменена.

По другую сторону дайки отмечается та же самая жила, но уже гораздо меньшей мощности (1,5 м).

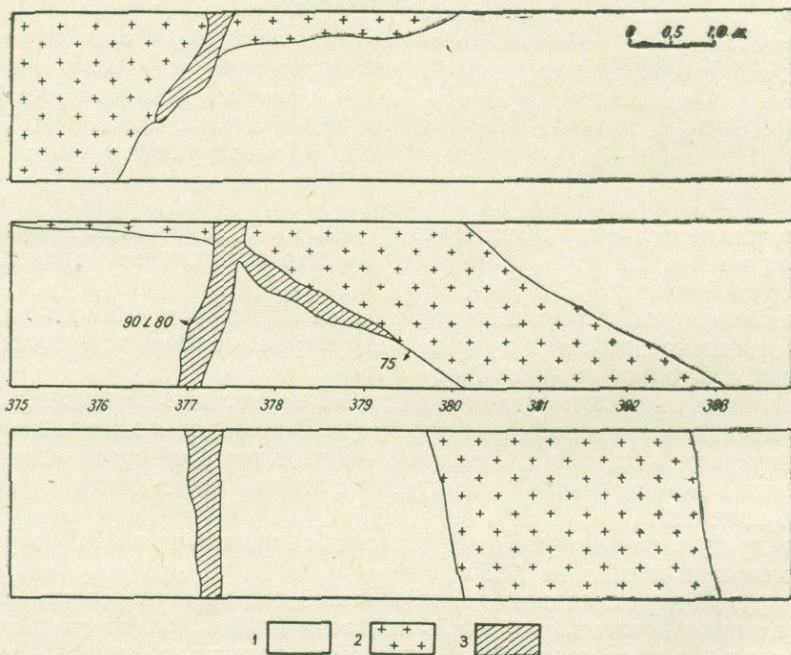
У другой параллельной дайки жила имеет разветвленную сеть, но одной ветвью протягивается вдоль контакта дайки. Только третья, более мощная дайка, явно пересекается жиллой и, кроме того, вдоль лежачего бока дайки протягивается еще одна жила. Такое «расщепление» жиллы в междайковом пространстве свидетельствует о значительной неоднородности условий деформаций, вследствие чего и образуется такая «хвостатая» жила.

Таким образом, вполне ясно, что весь дайковый комплекс, широко развитый в рудном поле, по времени образования является более ранним, нежели оруденение.

Другим не менее важным вопросом для познания геологии месторождения является вопрос о контролирующей роли даек в локализации оруденения.



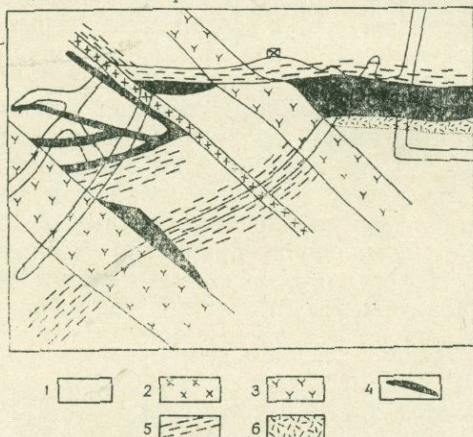
Фиг. 69. Загибание кварц-халькопиритовых прожилков вдоль контакта дайки гранодиорит-порфира. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки.



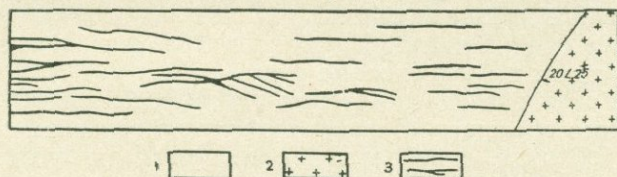
Фиг. 70. Пересечение дайки гранодиорит-порфира кварц-пиритовой жиллой. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Пирит-халькопиритовая жила.

На некоторых интервалах вдоль даек имеет место сгущение прожилковой сети либо развитие богатого массивного оруденения. Надо отметить, что в случае, когда рудоносные структуры подходят к дайкам перпендикулярно либо под большим углом, структуры, всегда не доходя до даек, значительно редуируют и выклиниваются и тогда, как правило, це-

посредственно в зальбандах даек отмечается значительное обеднение оруденения (фиг. 72). В других же случаях, когда рудоносные трещины подходят под острым углом к контакту даек, они обычно приспособляются к контактовой поверхности, и тогда в контактовой части даек отмечается некоторая интенсификация прожилкования либо образование массивных руд вследствие открытия полостей.



Фиг. 71. Взаимоотношение даек с рудными структурами. 1. Монцитоны. 2. Гранодиорит-порфир I этапа. 3. Гранодиорит-порфир II этапа. 4. Кварцево-рудные жилы. 5. Прожилки рудные. 6. Гидротермально-измененные породы.



Фиг. 72. Выклинивание рудной прожилковой зоны при приближении к контакту дайки. 1. Слабо измененные монцитоны. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Рудные прожилки.

Кроме того, очевидно, вдоль даек проходили небольшие дорудные подвижки, которые приводили к частичной локализации оруденения в контакте с дайками.

Дайки порфиров, развитые на Центральном участке, быть может и не играли существенной роли в контроле широко проявленного штокеркового оруденения, развитого на значительной площади; но наличие их обусловило формирование обогащенных участков (локальных участков интенсивного прожилкования и массивных руд) в рудном поле Каджаранского месторождения.

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ И ХАРАКТЕР ЕЕ РАЗВИТИЯ

На Центральном участке Каджаранского рудного поля зона окисления проявляется отчетливо и в течение ряда лет была предметом специальных исследований (Акопян, 1960).

В первые годы изучения Каджаранского месторождения все горные выработки проходились в зоне окисления, что и затрудняло установление перспектив месторождения. В дальнейшем горные выработки вошли в зону сульфидных руд, что позволило установить наличие богатых запасов медно-молибденовых руд.

Мощность зоны окисления на Центральном участке достигает 30--50 м и в целом грубо повторяет конфигурацию рельефа.

Однако вследствие значительной разницы в мощности элювиальных отложений на южном и северном склонах г. Гандзасар мощность зоны окисления на северном и южном склонах разная. На южном склоне вследствие отсутствия наносов мощность зоны окисления незначительная ввиду сноса разрушенного и окисленного материала тальми водами. На северном склоне снежный покров держится значительно дольше, таяние задерживается и создаются условия для медленного просачивания атмосферных вод вдоль структурных элементов и образования большого количества окисленного материала.

На характер распределения зоны окисления большое влияние имеют факторы местного значения—главным образом трещиноватость пород. Вследствии этого нижняя граница зоны окисления не имеет четких и резких границ, а характеризуется зигзагообразным очертанием. Вдоль крупных структурных элементов—даек, кварцевых жил, крупных тектонических нарушений зона окисления проникает на большую глубину до 200 м от поверхности. Благодаря вскрышным работам на месторождении удалось проследить поведение окисленных пород на глубине.

Нужно отметить, что на месторождении нет единой четкой сплошной зоны нацело окисленных руд.

Нередко среди нацело окисленных и полуокисленных руд отмечаются участки свежих, не окисленных сульфидных руд. По мере углубления площади не окисленных руд резко возрастают.

Максимальная мощность зоны окисления отмечается непосредственно в стыке зоны дробления Дебаклинского разлома с «центральной дайкой», а также вдоль дайковой полосы.

С удалением от этой полосы постепенно через смешанные руды зона окисления переходит в неокисленные руды.

Под зоной окисления на некоторых участках может быть выделена зона сульфидного обогащения, представленная в основном ковеллином, халькозином, борнитом, в небольших количествах присутствующих повсеместно на данном участке.

Границы между указанными зонами точно установить не представляется возможным.

Ниже приводится описание нацело окисленных пород по Е. А. Акопян (1960).

Нацело окисленные руды в основном представлены сильно измененными мнцонитами с почти постоянным присутствием тех или иных количеств водных окислов железа, представленных стильпносидеритом. По трещинкам и в пустотках развиваются малахит и азурит. Малахит в полостях образует почкообразные агрегаты и корочки с колломорфным строением.

Среди водных окислов железа отмечаются рыхлые охристые разности желтого цвета и плотные красноватые железняки.

Для нацело измененных пород характерно присутствие лампадита, развивающегося как в поверхностных частях месторождения, так и глубже. Помимо лампадита, отмечается широкое развитие медно-марганцовой смоляной руды, развивающейся в виде корок.

На участках сильно окремнелых пород отмечается развитие силикатов меди (хризоколлы, корнуита, галлуазита).

Для нацело окисленных руд месторождения присутствие водных молибдатов железа и кальция (повеллита, ферримолибдита) является совершенно не характерным.

В полуокисленных рудах сульфиды меди и молибдена изменены не полностью. Здесь отмечается присутствие как молибдита, так и повеллита.

Очень часто полуокисленные руды чередуются с нацело окисленными и выделение их в самостоятельные участки практически невозможно.

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ШТОКВЕРКА

Каджаранское месторождение представляет собой громадный штокверк с неравномерным распределением оруденения. В морфологическом отношении штокверк представляет собой пологозалегающее (45—50°) тело линзовидного очертания, погружающееся почти параллельно падению плоскости Дебаклинского разлома.

Непосредственно у разлома протягивается полоса сравнительно бедных забалансовых руд. По мере удаления от Дебаклинского разлома отмечается опускание нижней границы промышленного оруденения. Под промышленными рудами залегают некондиционные забалансовые руды, которые в свою очередь переходят в пустые породы.

Максимальный вертикальный размах оруденения, без учета эродированной части месторождения, достигает 500 м. В горизонтальной плоскости промышленный контур оруденения имеет вытянутое очертание и несколько косо ориентирован по отношению к полосе разлома.

По мере удаления на восток наблюдается уменьшение мощности сечения штокверка, сопровождающееся расчленением общего тела на отдельные части, между которыми отмечаются отдельные клинообразные участки забалансовых руд. Далее на восток вышеотмеченное расклинивание продолжается, штокверк расчленяется на тонкие слои, которые затем полностью выклиниваются.

Таким образом, фланги штокверка не имеют четких геологических границ и переход в пустые породы происходит совершенно постепенно.

Это обусловлено, очевидно, тем, что очертания штокверка весьма нечетки и на периферии отмечаются отдельные прожилковые зоны. Это отчетливо наблюдается на востоке Центрального участка, где массив единого штокверкового оруденения распадается на отдельные прожилковые зоны.

Вопрос о характере оруденения и особенностях его проявления в пределах Каджаранского рудного поля являлся предметом дискуссии. В настоящее время существуют две точки зрения о характере проявления оруденения в пределах штокверка.

Первая точка зрения, разделяемая большинством исследователей, состоит в том, что месторождение представляет собой громадный штокверк с повсеместным, но неравномерным распределением оруденения, в котором выделяются обогащенные рудные зоны на общем фоне более слабой минерализации.

Впервые она была высказана И. Н. Чирковым (1933), который еще в первые годы разведки Каджаранского месторождения установил две мощные рудные зоны, пересекающиеся на г. Гандзасар.

Вторая точка зрения была высказана В. М. Крейтером (1938) и заключается в том, что месторождение представляет громадный штокверк с примерно равномерным распределением рудных компонентов, где прожилково-вкрапленная минерализация совершенно постепенно, на периферии и флангах, переходит в безрудные породы. Отдельные небольшие участки с аномальным содержанием металлов, по данным сторонников второй точки зрения, вовсе не влияют на общий характер распределения

оруденения, поскольку наряду с участками с повышенным содержанием металлов (молибден и медь) отмечаются также участки с пониженным их содержанием.

Разведочными работами последних лет были вскрыты новые рудные зоны на севере и юге от Центральной дайки, которые, по данным С. С. Мкртчяна (1945), характеризуются различным содержанием молибдена и меди, а также различными мощностями и протяжением.

В настоящее время на основании детальных разведочных работ Е. П. Зильманом (1951) выделяются на месторождении до десяти рудных зон, прослеженных горными выработками. Такой же точки зрения о наличии рудных зон с более богатым содержанием меди и молибдена придерживается также и С. А. Мовсесян (1941), который возражает против оценки В. М. Крейтера о «груборавноценном выносе рудного материала по всей площади».

Таким образом, большинство исследователей Каджаранского месторождения считает достоверным наличие рудных зон с богатым содержанием металлов. По данным этих исследователей, богатые рудные зоны приурочены к участкам интенсивно-измененных монцонитов, которые в основном располагаются вдоль контактов даек гранодиорит-порфиров. Отмечаются также участки измененных монцонитов с высоким содержанием металлов, территориально не связанные с дайками. Территориальное совпадение рудных зон с зонами интенсивно измененных монцонитов и создало представление о том, что вообще богатое оруденение связано с наиболее измененными и окварцованными породами. Отсюда и был сделан вывод, что это изменение связано с оруденением независимо от того, проявляются ли измененные породы вблизи даек или они территориально обособлены.

Говоря о приуроченности рудных зон к контактам даек порфиров, не следует понимать буквально, что рудные зоны приурочены именно к контактовым плоскостям и что непосредственно у дайки отмечается густая сеть прожилков, которая постепенно, с удалением, редет. Наоборот, непосредственно у контактовой плоскости происходит погашение рудоносных структур, особенно в том случае, когда рудоносные структуры ориентированы почти перпендикулярно к простиранию даек порфиров. Как видно из зарисовки (фиг. 72), система рудных прожилков разрывного характера при подходе к дайке довольно резко угасает, причем вся рудная зона сильно редет, а отдельные рудные прожилки значительно уменьшаются как по мощности, так и по протяжению. Это, очевидно, связано с тем, что дайка порфира, как жесткая среда, была барьером для прохождения разрывных трещин, и, доходя до дайки, последние погасли.

В результате геологических исследований последних лет подтверждается первая точка зрения о существовании рудных зон в пределах развития штокверка, которые в общем вытянуты в главном направлении развития штокверка и в значительном большинстве случаев тяготеют к участкам развития дайковых пород.

Однако, следует отметить, что нередко рудные зоны приурочены не непосредственно к участкам развития дайковых тел, а проявляются на некотором удалении от них.

В пределах мощных и протяженных рудных зон выделяются отдельные подзоны, обусловленные более богатым содержанием металлов с отчетливо выраженной линейной вытянутостью, обусловленной интенсивной густотой рудных прожилков. Такие линейные зоны по простиранию прослеживаются до нескольких десятков и сотен метров, а по мощности—до 10—15 м; густота прожилков в этих зонах на один погонный метр весьма различна и на отдельных участках достигает 110—150

прожилков и более. На этих участках, буквально, через каждые 2—3 мм проходит один прожилок. Особенно густая сеть прожилков отмечается в контактовых участках некоторых кварц-сульфидных жил.

Указанные участки вытянуты в северо-западном направлении, т. е. в направлении преобладающей системы прожилков штокверка. Мощность и протяженность зон весьма разнообразна. Наряду с мощными (до 30—40 м) зонами, протяженностью до 100—120 м, встречаются и менее протяженные (до 30—50 м), мощностью 10—20 м. Очертания зон неопределенные.

Изучение схем распределения молибдена и меди на горизонтах 2190 и 2175 показало, что участки с богатым содержанием молибдена и меди территориально не совпадают. Участки с высоким содержанием молибдена в основном развиты на западе. По мере удаления от полосы Дебаклинского разлома отмечается также уменьшение размеров обогащенных участков, имеющих на востоке весьма малые размеры. При совмещении указанных схем двух различных горизонтов намечается погружение обогащенных участков в юго-восточном направлении.

Участки с повышенным содержанием меди в основном развиты на востоке, при этом надо отметить, что в восточном направлении мощность и протяженность таких участков увеличиваются и на самом восточном фланге отмечается уже площадное развитие участков с повышенным содержанием меди.

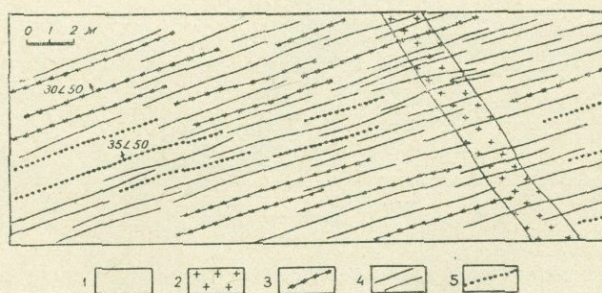
Такое пространственное обособление участков с молибденовой минерализацией от площадей развития с медной свидетельствует о разрывности во времени выноса основной массы молибдена и меди.

Помимо наличия рудоносных зон с повышенным содержанием молибдена и меди, в пределах штокверка наблюдаются обогащенные участки—рудные столбы с высокими содержаниями этих металлов.

В таких рудных столбах содержание молибдена достигает 0,3, а меди 3,5%.

Образование рудных столбов обусловлено:

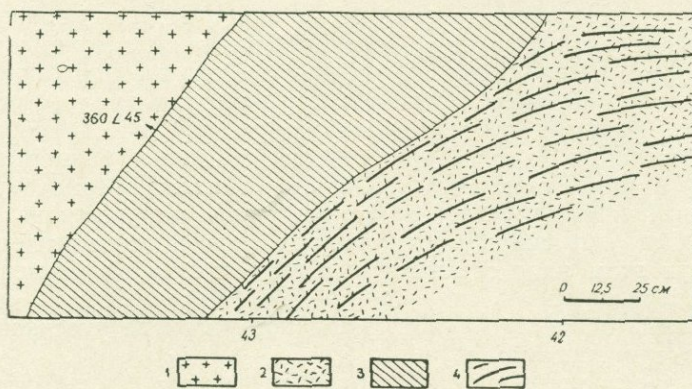
1. Интенсивным прожилкованием рудоносных структур, образующих линейно вытянутые структуры, интервалы которых обычно имеют небольшие мощности и протяжения, а так же значительным развитием рудных прожилков в зоне (200—250 на один погонный метр) (фиг. 73).



Фиг. 73. Развитие двух продуктивных стадий в одной системе структур. 1. Сильно измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовые прожилки. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки. 4. Жила аплита. 5. Кварц-молибденит-халькопиритовые прожилки.

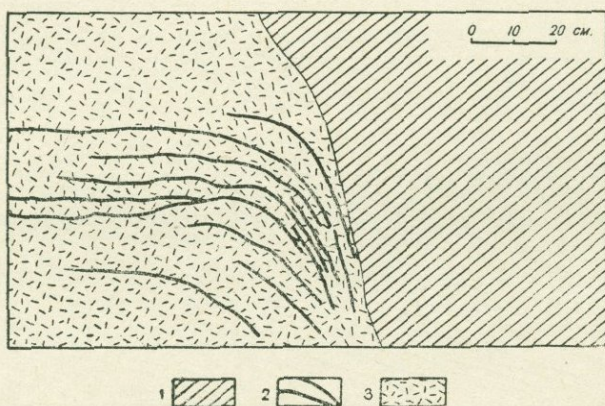
2. Наложением и территориальным совмещением нескольких продуктивных стадий—кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой минерализаций:

а) Локализацией нескольких продуктивных стадий вдоль одной и той же зоны в результате оживления древних структур. Прекрасным примером образования обогащенных участков наложением продуктов разновозрастных стадий в пределах одной и той же структуры является жила VI. Здесь в лежачем боку жилы прослеживается зона интенсивного прожилкования кварц-халькопиритовой стадии, мощность которой достигает 2 м. Одновременно с прожилкованием отмечается вкрапленная минерализация. Содержание меди в зоне достигает 20% (фиг. 74).



Фиг. 74. Развитие кварц-халькопиритовых прожилков в лежачем контакте кварц-молибденитовой жилы № 6. 1. Дайка гранодиорит-порфира. 2. Гидротермально-измененные монзониты. 3. Кварц-молибденитовая жила. 4. Кварц-халькопиритовые прожилки.

Наложенная природа рудных прожилков в лежачем зальбанде жилы доказывается загибанием кварц-халькопиритовых прожилков в зальбанде жилы (фиг. 75).



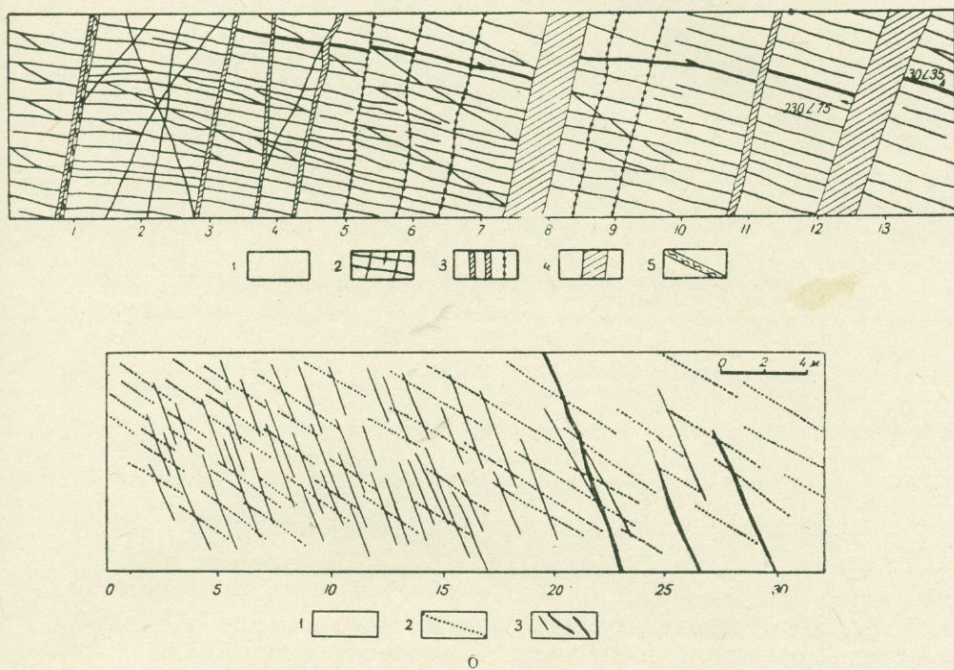
Фиг. 75. Взаимоотношения кварц-молибденитовой жилы и системы кварц-халькопиритовых прожилков. 1. Кварц-молибденитовая жила. 2. Кварц-халькопиритовые прожилки. 3. Интенсивно гидротермально измененные, серицитизированные монзониты.

б) Пересечением рудоносных зон одной или различных стадий с различными простирациями. На фиг. 76 а, б представлены зарисовки двух отмеченных вариантов образования таких типов рудоносных зон.

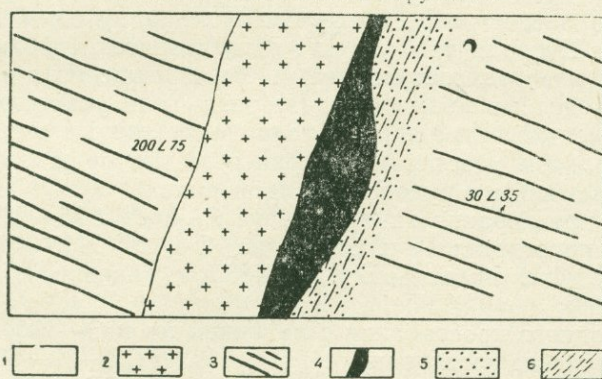
3. Наличием благоприятных участков для концентрации рудных компонентов, которые образовались в результате:

а) Раскрытия полости в лежащем контакте дайки гранодиорит-порфира и образования массивной халькопиритовой руды (фиг. 77).

б) Раздробления мощного тела массивной магнетитовой руды и концентрации молибдена и меди в магнетитовом теле. В этом случае магне-



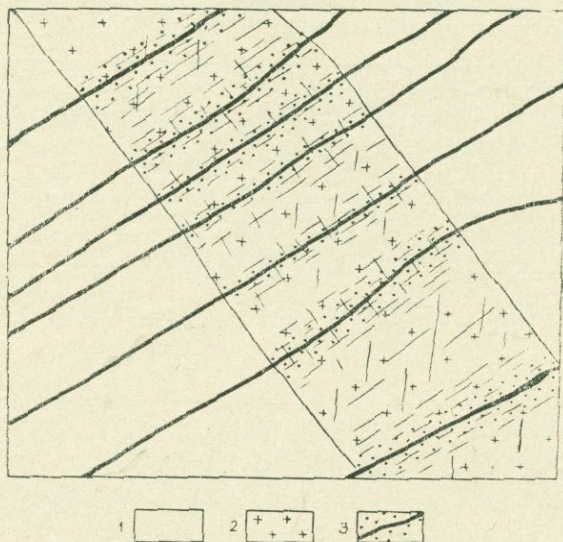
Фиг. 76 (а и б). Пересечение рудоносных структур кварц-молибденитовой стадии—кварц-халькопиритовой. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовые прожилки. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки. 4. Кварц-халькопиритовая жила. 5. Тектонические нарушения.



Фиг. 77. Образование массивной халькопиритовой руды в лежащем контакте дайки гранодиорит-порфира. 1. Сильно измененные монзониты. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Рудоносные прожилки. 4. Массивная халькопиритовая руда. 5. Вкрапленное халькопиритовое оруденение. 6. Участки развития расщелинчатости и слоистости.

титовое штокообразное тело было благоприятной механической и химической средой для дробления и для осаждения молибдена и меди. Содержание молибдена здесь достигает 0,3, Cu—14,0%. В этом случае происходит интенсивное замещение магнетита халькопиритом. Пример такого обогащенного участка приведен на зарисовке (фиг. 82).

в) Дробления маломощных аплитовых жил с образованием интенсивной медной прожилково-вкрапленной минерализации. Аплиты явля-



Фиг. 78. Образование богатого прожилково-вкрапленного оруденения в дайке аплита. 1. Сильно измененные монзониты. 2. Дайка аплита. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки и вкрапленность.

ются наиболее благоприятными породами при дроблении и благоприятной средой осаждения в основном халькопирита (фиг. 78).

РУДОНОСНЫЕ СТРУКТУРЫ И ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ

Как было отмечено ранее, основным промышленным и главным типом оруденения Центрального участка является штокверковый, который имеет повсеместное распространение на месторождении в виде отдельных систем рудоносных прожилков. На различных участках месторождения отмечаются развитие и преобладание различных систем.

На Центральном участке Каджаранского месторождения установлены следующие системы рудоносных прожилков:

широтного простирания с падением на С— 360° $\angle 25-60^\circ$;

широтного простирания с падением на Ю— 180° $\angle 15-30^\circ$;

северо-западного простирания $290-330^\circ$ с падением на СВ— $30-60^\circ$ $\angle 40-60^\circ$;

северо-западного простирания с падением на ЮЗ— $190-210^\circ$ $\angle 30^\circ$;

северо-восточного простирания с падением на СЗ— $20-60^\circ$ $\angle 40-60^\circ$;

северо-восточного простирания с падением на ЮВ— $130-150^\circ$ $\angle 30^\circ$.

Помимо этих шести основных систем рудоносных структур, отмечаются также системы, не имеющие преобладающего значения, но встречающиеся в отдельных пунктах Центрального участка и в значительной степени осложняющие и так уже сложную сеть штокверка. Это, в основном, близмеридиональная система рудных прожилков с падением на запад и на восток.

Следует отметить, что основные системы рудоносных прожилков имеют широкое распространение в различных пунктах Центрального участка месторождения. Так, например, на западном фланге месторождения, непосредственно прилегающем к зоне дробления Дебаклинского

разлома, преобладающими являются рудные прожилки, азимут прости- рания которых колеблется в интервале СЗ—300—320 с падением на се- веро-восток, при углах от 50 до 60°. Таким образом, указанная система рудных прожилков, в основном, почти параллельна направлению зоны дробления Дебаклинского разлома.

Далее на восток, на некотором удалении от зоны дробления Дебак- линского разлома, на Центральном участке месторождения, система ру- доносных прожилков имеет северо-западное простирание (СЗ—280— 300°) с падением на северо-восток $\angle 80-60^\circ$.

Эта система рудоносных прожилков имеет наибольшее распростра- нение на Центральном участке месторождения, занимая значительные площади. Она развита в районе штолен 7—8, 34, 38, 27 и имеет большое распространение в западных выработках штолен 1—2.

Как видно из погоризонтных геологических планов, эта система ру- доносных прожилков в одинаковой степени распространена почти на всех горизонтах, разведанных горными выработками. Вышеотмеченное подтверждается диаграммами, составленными на основе многочислен- ных замеров рудоносных прожилков в указанных штольнях.

В районах распространения указанной прожилковой системы отме- чаются также и другие системы рудных прожилков; так, например, в районе штольни 7 отмечаются прожилки широтного простираня с па- дением на юг—180° $\angle 25^\circ$ и близмеридионального простираня с падени- ем на восток под крутыми углами.

Эти две системы имеют распространение только на южном склоне г. Гандзасар и проявляются на сравнительно небольших участках. Сравнительно меньше распространена система прожилков северо-запад- ного простираня с падением на юго-запад. Она также проявляется ло- кально и в местах проявления всех систем рудных прожилков, шток- верк приобретает решетчатое строение.

В направлении на восток от вышеописанного участка наряду с се- веро-западными прожилками проявляются также и прожилки широтно- го простираня. Первоначально отмечаются отдельные прожилки тако- го простираня, далее—уже системы и серии прожилков (зачастую в виде небольших отдельных прожилковых зон), а затем все рудоносные прожилки приобретают широтное простирание с падением на С—360° $\angle 30-60^\circ$.

Наибольшее распространение указанная система рудных прожил- ков имеет в центральной части Центрального участка, в районе штолен 1—2, непосредственно в стволе и ближайших выработках, расположен- ных к западу и востоку от ствола штольни. Эта система рудных про- жилков отмечается также в штольнях 18—19, 20—21 и на более глубо- ких горизонтах—в штольнях 32 и 36. Описываемая система рудных про- жилков является одной из главных для данного участка месторождения и распространена на всех горизонтах месторождения и на всю глубину распространения оруденения. Помимо этой основной системы рудных прожилков, на этом же участке распространена и другая, также основ- ная система рудных прожилков с таким же широтным простиранием, но с падением на юг, при пологих углах падения 15—25°. Указанная система более всего распространена и отмечается весьма отчетливо на верхних горизонтах месторождения в штольнях 18—19, 1—2, 20—21; на нижних горизонтах месторождения в штольнях 32 и 36 указанная система руд- ных прожилков, как правило, отсутствует.

Следует отметить, что прожилки с северным падением имеют мак- симальное распространение в северной части штолен 18—19 и 1—2, в то время как прожилки с южным падением имеют наибольшее распростра- ни с падением на юг.

нение в южной части указанных выработок. Только в средней части штолен 1—2 и 18—19 отмечаются прожилки как с падением на север, так

Помимо указанных двух основных систем, отмечаются также и другие системы рудных прожилков. Указанные, второстепенные, системы рудоносных прожилков развиты на месторождении не одинаково.

Так, например, на наиболее верхнем горизонте (горизонт штолен 18—19) для южной части (т. е. для шт. 19) отмечается система прожилков северо-западного простирания с падением на юго-запад, в северной части этого горизонта прожилки имеют меридиональное простирание с крутым падением на запад.

На горизонте штолен 1—2 в южной части отмечается система жил северо-восточного простирания с падением на юго-восток.

На более нижних горизонтах, в штольнях 32 и 36, появляются прожилки, соответствующие северо-восточному простиранию с падением на северо-запад.

Восточнее вышеописанного участка, в районе, непосредственно прилегающем к центральной дайке, рудоносные прожилки приобретают северо-восточное простирание. На южном склоне г. Гандзасар в эскарпе дороги восточнее устья штольни 24 отчетливо наблюдается зона штокверкового оруденения. Здесь все рудные прожилки имеют северо-восточное простирание с пологим падением на юго-восток под углом 30° . При этом, по мере приближения к Центральной дайке, рудные прожилки все больше отклоняются от широтного простирания.

Такая же картина отмечается севернее Центральной дайки, где все рудные прожилки имеют северо-восточное простирание, но с падением на северо-запад.

Таким образом, восточнее ранее описанного участка месторождения (район штолен 18—19, 1—2, 32, 36) прожилковые системы, имеющие второстепенное значение, здесь уже приобретают первостепенное значение и являются основными.

Резюмируя сказанное по пространственному распределению различных систем рудоносных прожилков в пределах Центрального участка, следует отметить следующее: на Центральном участке Каджаранского месторождения направление простираний и падений систем рудоносных прожилков изменяется закономерно по всему месторождению.

По мере приближения к зоне Дебаклинского разлома рудоносные прожилки Центрального участка с широтным простиранием приобретают северо-западное простирание и уже непосредственно у Дебаклинского разлома они почти параллельны простиранию разлома. В восточной части Центрального участка рудные прожилки приобретают северо-восточное простирание.

Таким образом, системы рудоносных прожилков в плане в сочетании друг с другом имеют дугообразные очертания. Заслуживает внимания характер изменения рудоносных структур по мере приближения к Дебаклинскому разлому и дугообразное очертание их в плане в сочетании друг с другом.

Обычно дугообразные системы трещин, впоследствии заполненные рудным веществом, отмечаются на многих штокверковых месторождениях (Джида, Букука).

Дугообразные системы трещин интерпретируются как образования кольцеобразных трещин, возникших вследствие импульсов магмы на глубине, обусловленных ударами ее снизу вверх. В других случаях такие дугообразные трещины образуются в сводовых участках интрузивных массивов и представляют собой трещины контракции, в основном параллельные пологой поверхности сводовой части интрузии.

Закономерное изменение простирания рудоносных структур на

Каджаранском месторождении и их дугообразные очертания в сочетании друг с другом в плане объясняется нами тектоническими причинами—исключительно боковым сжатием.

В начальные этапы развития рудного поля, вследствие значительно бокового сжатия, образуются указанные системы тектонических трещин.

Наличие на западе жесткого массива порфировидных гранитов и гранодиоритов, а также мощной зоны дробления Дебаклинского разлома создавало своеобразный экран для разрядки тектонических напряжений. Вследствии этого, по мере приближения к зоне разлома, тектонические трещины постепенно меняли свое направление и приспособлялись к плоскости Дебаклинского разлома.

В дальнейшем, вместе с неоднократными подвижками вдоль плоскости разлома происходило образование новых трещин, представляющих собой оперения разлома, а также и раскрытие старой системы трещин.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТЕКТониКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО УЧАСТКА

Рудное поле Центрального участка Каджаранского месторождения формировалось в течение ряда этапов тектонических деформаций, во время которых образовались основные элементы структуры месторождения.

На основе изучения возрастных взаимоотношений всех структурных элементов на Центральном участке могут быть выделены три основных этапа тектонических деформаций:

1. Дайковый этап развития рудного поля.
2. Гидротермальный этап развития рудного поля.
3. Пострудный этап развития рудного поля.

Каждый из этих этапов тектонического развития рудного поля может быть расчленен на отдельные стадии.

Последовательность этих стадий и их оторванность во времени друг от друга может быть установлена как на основе возрастных взаимоотношений между упомянутыми структурами, так и на основе различного характера продуктов локализации.

Дайковый этап развития рудного поля

Дайковый этап развития рудного поля охватывает значительный промежуток времени, в течение которого происходило образование жильных пород. В течение этого промежутка времени образовались породы, связанные с формированием самой монцонитовой интрузии, а также дайковые породы, генетически связанные с интрузиями более позднего времени. К числу этих даек относятся дайки гранодиорит-порфиров, получившие особенно широкое развитие на Центральном участке и играющие важную роль в формировании громадного штокверка, а также дайки диорит-порфиринов, лампрофиров, не имеющие широкого развития на Центральном участке.

Дайковый этап развития рудного поля может быть разделен на раннюю и позднюю стадии. В раннюю стадию этого этапа формировались дополнительные интрузии монцонитов—микромонциты, жильные гранодиориты и др., а также аплиты и пегматиты, т. е. все жильные образования, генетически связанные с монцонитами, становление которых связано с внутренней тектоникой монцонитовой интрузии.

Ранняя стадия дайкового этапа. Наиболее ранними образованиями в эту стадию тектонической деформации являются микромонциты (мелкозернистые монциты). Последние представлены как

небольшими штокообразными телами с неправильными очертаниями контактов, так и жильными телами, также небольшими по протяжению.

В морфологическом отношении штокообразные тела характеризуются резко неправильными очертаниями, свойственными разрывным структурам. Жильные же формы микромонзонитов, наоборот, характеризуются прямолинейностью контактов.

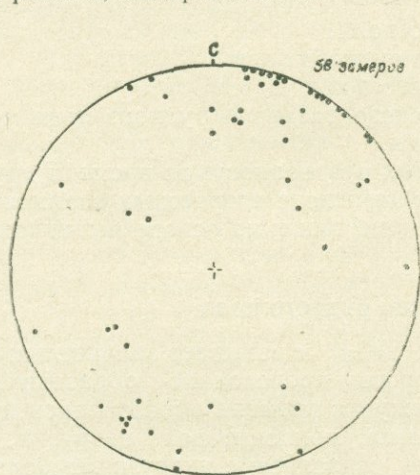
На диаграмме замеров простираения жильных монзонитов (фиг. 79) отчетливо видно, что они имеют в основном северо-западное простираение с падением на северо-восток и юго-запад. Это свидетельствует о наличии этих двух систем трещин в монзонитах к моменту внедрения микромонзонитов.

В эту же стадию тектонических деформаций формируются также и структуры, локализирующие дайки монзонит-порфиров, развитые на западе Центрального участка. Они имеют также северо-западное простираение.

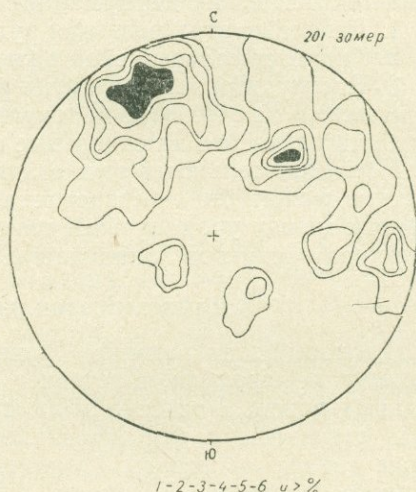
В эту же раннюю стадию дайкового этапа формируются и жильные гранодиориты, для которых характерны, как и для микромонзонитов, штокообразные тела с весьма неправильными вытянутыми очертаниями и изрезанными контурами линии контакта.

Последнее свидетельствует о разрывной природе трещин, локализирующих указанные среднезернистые гранодиориты.

Преобладающее направление простираений указанных штокообразных тел по немногочисленным замерам—северо-западное и северо-восточное. Таким образом, направление структур, характерное для данного района, выдерживается.



Фиг. 79. Точечная диаграмма ориентировки микромонзонитов.



Фиг. 80. Диаграмма замеров элементов залегания даек аплитов.

Аплиты на Центральном участке рудного поля имеют небольшое распространение и характеризуются небольшими размерами (как по мощности, так и по простираению).

Как и все ранее описанные образования, для аплитов характерна приуроченность к разрывным структурам либо к ранним небольшим сколовым нарушениям, впоследствии раскрывшимся как разрывные. Статистическая обработка замеров элементов залегания аплитов (фиг. 80) показала, что для аплитов характерны два максимума: 1) северо-восточное простираение (50°) с падением на северо-запад— $\angle 70-75^\circ$; 2) северо-западное простираение (330°) с падением на северо-восток— $\angle 45-50^\circ$.

Таким образом, в раннюю стадию развития дайкового этапа все ранее описанные образования (микромонзониты, жильные гранодиориты, аплиты и пегматит), генетически связанные с монзонитовой интрузией, локализованы в трещинных структурах, образование которых связано с тектоникой раннего этапа становления монзонитовой интрузии.

Локализующие структуры относятся к разрывным нарушениям и представляют сравнительно небольшие полости, а также слабо выраженные сколовые трещины, имеющие небольшое развитие в пределах монзонитов, раскрытие которых происходило опять-таки в условиях растяжения.

Поздняя стадия дайкового этапа. В позднюю стадию дайкового этапа тектонического развития рудного поля формируются все крупные дайковые тела, генетически связанные либо с более поздними интрузивами, либо являющиеся производными глубинных магматических очагов. К указанным образованиям относятся диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры I этапа внедрения; гранодиорит-порфиры II этапа внедрения, керсантиты и авгитовые минетты.

Указанные дайковые тела имеют весьма широкое развитие в рудном поле и характерны специфическими морфологическими особенностями, на основе которых можно судить о тектонической обстановке их локализации.

Наиболее характерными из них являются:

образование крупных тел, имеющих большое протяжение (до 2—3 км) и значительные мощности (до 20—50 м);

наличие локализующих структур, характерных для трещин разрыва, образующихся в условиях значительного растяжения;

увеличение мощности с глубиной некоторых даек, особенно гранодиорит-порфиров II этапа, широко развитых на Центральном участке. Последние на глубине сливаются в единую древовидную систему даек;

серии даек определенного петрографического состава в виде отдельных свит имеют определенные элементы залегания, что свидетельствует о последовательности заполнения трещин различного направления по мере их раскрытия магмой определенного состава.

Таким образом, в период формирования даек в рудном поле образуются крупные разрывные трещины различных направлений, заполняющиеся по мере их раскрытия. В локализации указанных образований, очевидно, большую роль играли сколовые нарушения, заложенные в более ранние стадии формирования рудного поля и вообще региона, но впоследствии—в период значительных и неоднократных растяжений—проявившиеся как разрывы.

На фиг. 81 а, б, в приведены зарисовки некоторых типов даек, отражающие их морфологические особенности.

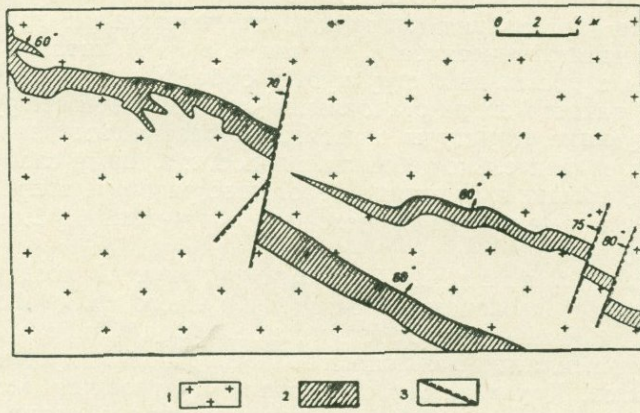
Как видно из зарисовок, все дайки приурочены к разрывным трещинам, либо к древним трещинам скола, но впоследствии, в момент локализации магматического материала, открывшимся как разрывы.

Гидротермальный этап развития рудного поля

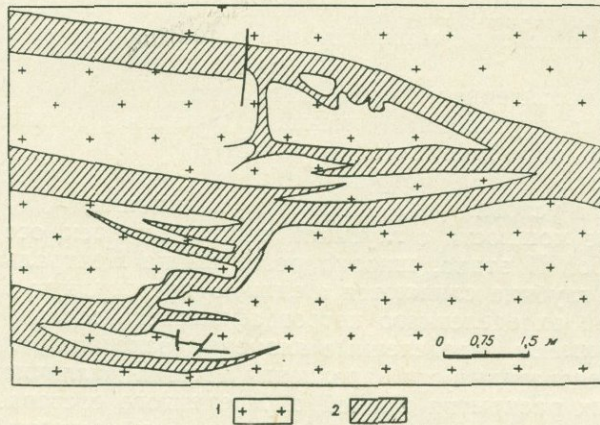
Гидротермальный этап тектонического развития рудного поля характеризуется интенсивным развитием тектонических движений, проявившихся на значительной площади рудного поля.

Указанные движения являлись отголосками тех подвижек, которые происходили по основной контролирующей структуре—Дебаклинскому разлому.

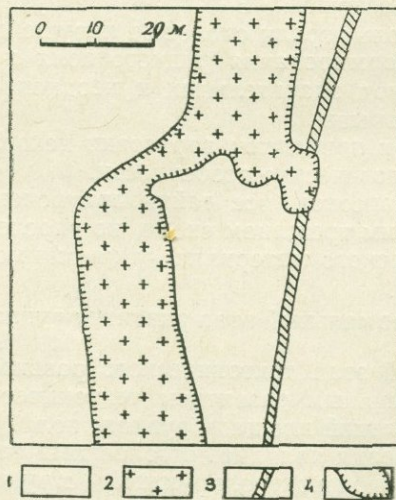
Подвижки вдоль Дебаклинского разлома происходили неоднократно и в соответствии с ними происходили подвижки в висячем боку раз-



Фиг. 81, а. Морфология даек спессартитов. 1. Монзониты. 2. Спессартиты. 3. Тектонические нарушения.



Фиг. 81, б. Морфология даек минетт. 1. Монзониты. 2. Минетты.



Фиг. 81, в. Морфология даек гранодиорит-порфиров. 1. Монзониты. 2. Гранодиорит-порфиры. 3. Спессартиты. 4. Зона закалки.

лома, которые проявлялись с различной интенсивностью и не повсеместно.

Образовавшиеся тектонические структуры по мере их формирования заполнялись продуктами различных стадий гидротермальной деятельности. В соответствии с характером минерального заполнения трещин могут быть выделены соответствующие стадии тектонических деформаций.

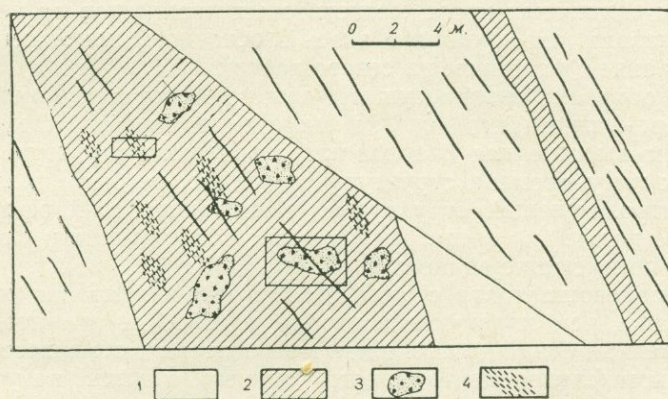
В гидротермальный этап тектонического развития рудного поля, в соответствии со стадиями минерализации, выделены и соответствующие стадии тектонического развития в следующей последовательности:

кварц-магнетитовая,
кварц-полевошпатовая,
кварц-молибденитовая,
кварц-молибденит-халькопиритовая,
кварц-халькопиритовая,
кварц-пиритовая,
кварц-сфалерит-галенитовая,
кварц-карбонатная,
халцедоновая,
ангидрит-гипсовая.

Кварц-магнетитовая стадия. Кварц-магнетитовая стадия является наиболее ранней стадией гидротермального этапа развития. Минерализация магнетитовой стадии имеет небольшое развитие в рудном поле. На Центральном участке она проявляется спорадически.

В формировании рудных тел кварц-магнетитовой стадии крупные тектонические нарушения, очевидно, большой роли не играли, вследствие чего намечается большое разнообразие форм рудных тел: прожилки, жилоподобные тела, штокообразные формы со значительной ролью метасоматических процессов.

На уступе 2220 было вскрыто магнетитовое тело мощностью до 10 м с неопределенными элементами залегания (фиг. 82).



Фиг. 82. Зарисовка штокообразного рудного тела кварц-магнетитовой стадии. 1. Интенсивно измененные монзониты. 2. Массивные магнетитовые тела. 3. Ксенолиты с вкрапленной магнетитовой минерализацией. 4. Кварц-халькопиритовые прожилки и гнезда.

Как видно из зарисовки, контакты с вмещающими породами довольно отчетливы и ограничиваются трещинами различного типа; так, висячий контакт штока ограничивается сравнительно крупным нарушением сколового типа, лежащий же, наоборот, очевидно имеет разрывной характер. Одновременно со штоковым телом отмечается также сравни-

тельно небольшое жилоподобное тело северо-восточного простирания с падением на северо-запад, при довольно крутом угле падения—70°. Внутри крупного штокообразного тела отмечаются глыбы размером до 2 м в поперечнике вмещающих пород с интенсивной магнетитовой вкрапленностью. Очевидно, указанные глыбы являются незамещенными участками вмещающих пород.

Таким образом, указанное магнетитовое тело ограничивается разрывными нарушениями, сколами с совершенно различными элементами залегания, которые свидетельствуют, что в период формирования указанных рудных тел происходило раскрытие полости по нескольким системам трещин. Очевидно, какой-либо доминирующей системы трещин к тому времени еще не существовало. Наличие незамещенных остатков вмещающих пород в магнетитовом штоке свидетельствует о большой роли метасоматических процессов в его формировании.

Аналогичное рудное тело магнетита отмечается также в штольне 19 в штр. 1, где рудное тело имеет жиллообразное очертание. Небольшие магнетитовые прожилки на Центральном участке встречены нами почти на всех уступах карьера.

Прожилковая минерализация этой стадии имеет более широкое развитие в районе северного контакта монцонитов с роговиками, непосредственно в эндоконтакте. Замеры кварц-магнетитовых прожилков на данном участке, приведенные на диаграмме (фиг. 83), показали, что для данного участка намечаются две системы рудных прожилков:

северо-восточного простирания 40—50° с падением на СЗ \angle 50—60°;
северо-западного простирания 310—330° с падением на СЗ \angle 60—70°.

Максимумы развития кварц-магнетитовых прожилков совпадают с максимумами развития аплитов, микромонцонитов, и, очевидно, на данном участке кварц-магнетитовые прожилки локализованы в древних структурах, образованных еще в ранние стадии формирования монцонитовой интрузии.

Замеры единичных кварц-магнетитовых прожилков на центральном участке показали, что прожилки здесь в основном имеют северо-западное простирание с падением на северо-восток.

Таким образом, анализ существующего материала показал, что в период кварц-магнетитовой стадии минерализации отсутствует определенная четко выраженная система подготовленных структур. Существующие же к тому времени структуры, очевидно, не были связаны с основной контролирующей структурой, развивающейся и оформившейся значительно позже и представляли собой локальные изолированные структуры, не имеющие единого плана развития.

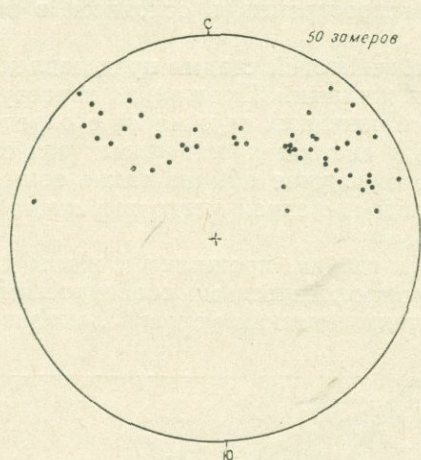
Кварц-полевошпатовая стадия. Кварц-полевошпатовая стадия проявляется чаще, чем кварц-магнетитовая и на более значительной площади. Указанная стадия, так же как магнетитовая, отмечается в центре и на западном фланге Центрального участка, а также на участке Давачи, непосредственно вблизи зоны разлома.

Морфологически рудные тела указанной стадии представлены в основном в виде прожилков и небольших жил мощностью до 15—20 см.

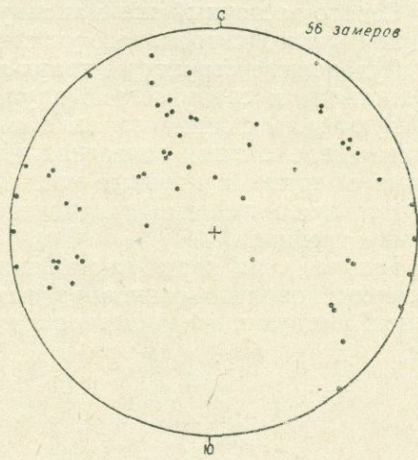
По своим морфологическим особенностям кварц-полевошпатовые жилы и прожилки характерны сравнительной прямолинейностью очертаний, ровными стенками контакта без зубчатых границ с вмещающими породами. При пересечении полевошпатовыми прожилками даек аплитов либо мелкозернистых монцонитов никаких смещений не происходит. Очевидно трещины, заполненные полевошпатовым материалом, были заложены как сколовые, но потом они проявились как разрывные вследствие растяжения. Об этом свидетельствует небольшая полево-

шпатовая жила на Давачинском участке, раскрывшаяся без смещения на 25 см.

На Центральном участке были проведены замеры полевошпатовых прожилков и составлена точечная диаграмма ориентировки (фиг. 84).



Фиг. 83. Точечная диаграмма ориентировки кварц-магнетитовых прожилков.



Фиг. 84. Точечная диаграмма ориентировки полевошпатовых прожилков.

На диаграмме намечается концентрация точек на двух участках, соответствующих двум направлениям:

северо-западного простирания с падением на северо-восток при углах $50-70^\circ$;

северо-восточного простирания с падением на северо-запад при углах $50-70^\circ$.

Точки на диаграмме характеризуются большой разбросанностью, что свидетельствует о значительных колебаниях элементов залегания.

Кварц-молибденовая стадия. Кварц-молибденовая стадия является одной из распространенных стадий минерализации Каджаранского месторождения и имеет большое пространственное развитие в пределах рудного поля.

Наибольшее развитие локализирующих структур этой стадии установлено на Центральном участке месторождения, вблизи приразломной полосы.

На основе многочисленных замеров элементов залегания рудных прожилков и их статистической обработки составлена диаграмма ориентировки (фиг. 85).

Как видно из диаграммы, для кварц-молибденитовой стадии характерны 4 основные системы рудоносных прожилков:

1. северо-западное простирание $290-310^\circ$, падение на СВ, $\angle 55-60^\circ$;
2. северо-западное простирание $330-340^\circ$, падение на СВ, $\angle 60-65^\circ$;
3. широтное простирание с падением на С, $\angle 20-60^\circ$;
4. северо-восточное простирание 45° , падение на СЗ, $\angle 45-50^\circ$.

Первые три системы рудоносных прожилков образуют отчетливо выраженные и четкие максимумы. Четвертая система рудоносных прожилков образует слабо выраженный максимум.

В пределах Центрального участка намечается пространственное обособление указанных ясно выраженных систем кварц-молибденитовых прожилков. Первые две системы прожилков с северо-западным простиранием и с падением на северо-восток характерны для западной части

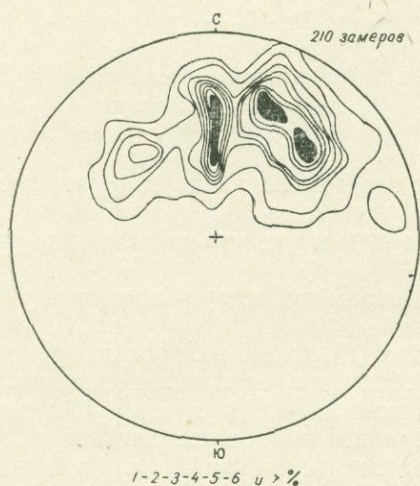
Центрального участка; это непосредственно приразломная полоса и район штолен 7—8.

Структуры с широтным простиранием, с падением на север—характерны для центра; это район штолен 1—2.

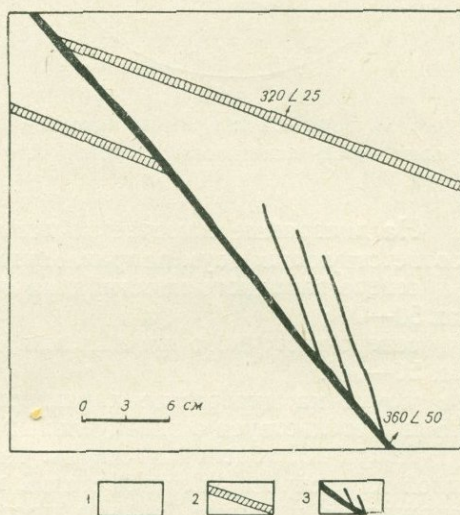
Северо-восточный же максимум распространен, в основном, в восточной части Центрального участка.

Рудоносные структуры кварц-молибденитовой стадии представлены прожилками и сравнительно крупными жилами. Прожилки зачастую образуют зоны с сетью параллельных сближенных прожилков с определенными элементами залегания. Часто в системе прожилковых зон отмечаются также и крупные жилы. В этом случае обычно такие зоны с прожилками и жилами приурочены к определенной четко выраженной системе трещин.

Рудные тела кварц-молибденитовой стадии, прожилки и жилы характерны довольно разнообразными морфологическими особенностями, свидетельствующими о разнообразии тектонических условий локализации.



Фиг. 85. Диаграмма замеров элементов залегания кварц-молибденитовых прожилков на Центральном участке.



Фиг. 86. Пересечение и смещение полевошпатового прожилка кварц-молибденитовым. 1. Слабо измененные монциты. 2. Полевошпатовый прожилок. 3. Кварц-молибденитовый прожилок.

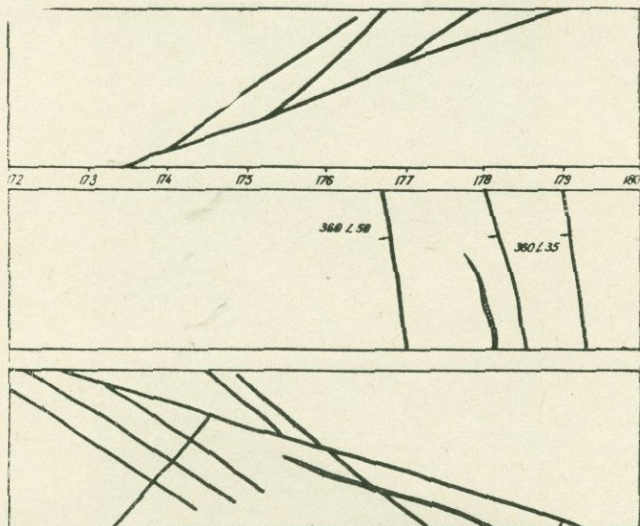
Морфологически среди прожилков выделяются две разновидности: прожилки, приуроченные к трещинам скола, и прожилки, приуроченные к трещинам разрыва.

Прекрасный пример прожилков I типа представлен на зарисовке (фиг. 86).

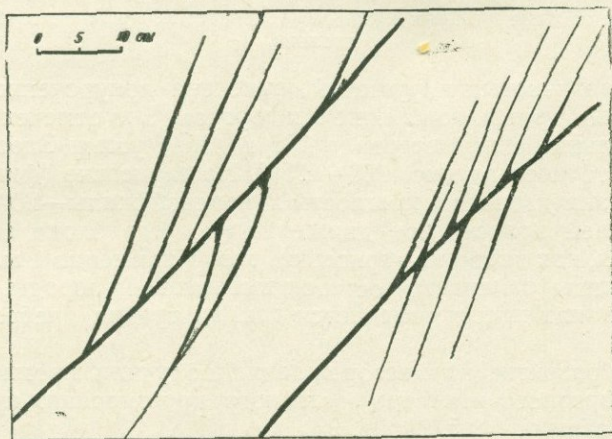
Как видно из зарисовки, кварц-молибденитовый прожилок широтного простирания с падением на север— $\angle 50^\circ$ пересекает и смещает полевошпатовый прожилок. На основе смещения устанавливается движение всяческого бока вверх по нарушению. В всячем боку указанного прожилка отмечается ряд прожилков оперения, которые имеют аналогичное с основным прожилком направление падения, но с более крутыми углами падения. Такое сочетание оперяющих трещин с основным нарушением характерно для надвигов, что вполне согласуется с установленным смещением полевошпатового прожилка.

Аналогичные сочетания оперяющих прожилков с основным отмечаются во многих выработках (фиг. 87, 88).

Характерной особенностью прожилков, приуроченных к сколовым нарушениям, помимо тех смещений, которые отмечаются при пересечении ими других прожилков, является прямолинейность их очертания с ровными гладкими плоскостями.



Фиг. 87. Характер оперения кварц-молибденитовых прожилков. 1. Монцититы. 2. Кварц-молибденитовые прожилки.



Фиг. 88. То же, что и на фиг. 87.

Обычно прожилки, приуроченные к сколовым нарушениям, характеризуются проявлением многочисленных, параллельных друг другу прожилков, отстоящих друг от друга примерно на одинаковом расстоянии (фиг. 89).

Следует отметить, что смещения более ранних рудных прожилков кварц-молибденитовыми имеют небольшую амплитуду 3—4 см, реже—30—40 см.

Зачастую скалывающая природа трещиноватости, локализирующей кварц-молибденитовую стадию, устанавливается по образованию небольших раздувов и раскрытий в прожилке вследствие движений вдоль искривленной плоскости.

Небольшие участки таких раздувов приведены на зарисовке (фиг. 90 а, б), ясно показывающей, что указанные плоскости открылись благодаря движению висячего крыла вверх, а это свидетельствует о надвиговой природе подвижек.



Фиг. 89. Система параллельных кварц-молибденитовых прожилков. Фото стенки штольни.

Помимо надвиговых нарушений, отмечена приуроченность кварц-молибденитовых прожилков также и к сбросам. Это отмечено, например, в стволе штольни 38 на интервале 192 м от ее устья. Здесь прожилок имеет юго-восточное падение $140^\circ - \angle 50^\circ$. На зарисовке (фиг. 91) видно, что довольно значительная мощность кварцевой жилы—20 см обусловлена раскрытием полости при движении висячего блока вниз. Амплитуда смещения, как видно из зарисовки, равна примерно 1 м.

Внутри жилы отмечается остаток вмещающей породы. В зальбандах прожилка или жилы отмечается глинка трения небольшой мощности.

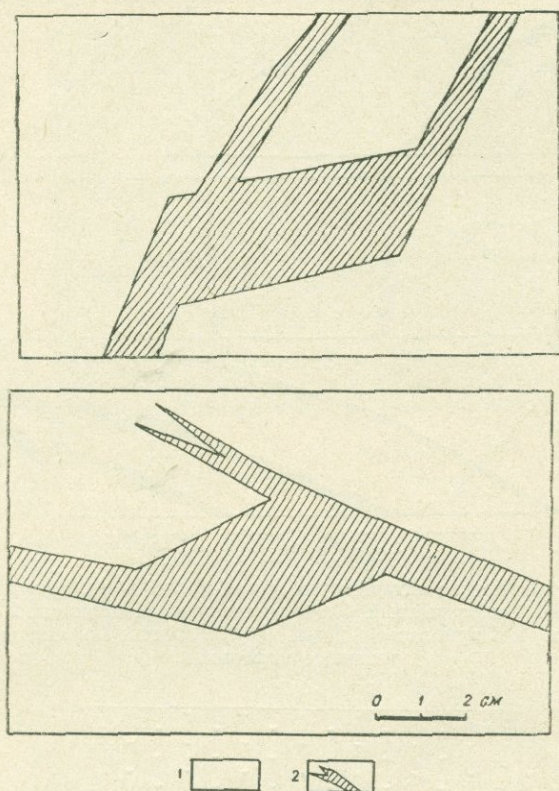
Широкое развитие на месторождении получили прожилки северо-западного, широтного и северо-восточного простирания, приуроченные к трещинам разрыва (фиг. 90, 92, 93).

Прожилки характеризуются извилистыми очертаниями, резкими изменениями направления простирания, наличием многочисленных апофиз, ответвлений, наличием раздувов и пережимов. Здесь отмечаются также и ксенолиты, обусловленные обхватом отдельных блоков пород прожилками. Нередко отмечаются перемычки между двумя параллельными прожилками (фиг. 94).

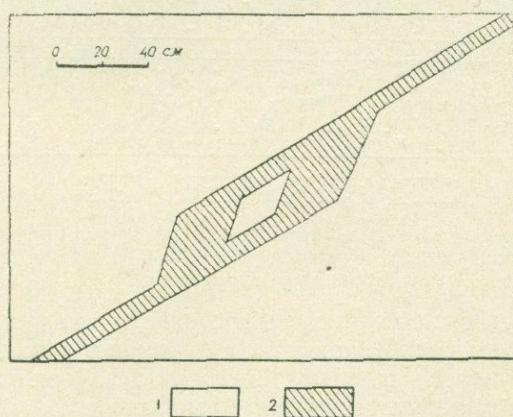
В некоторых случаях в прожилковых зонах встречается сочетание двух систем прожилков, заполненных продуктами кварц-молибденитовой стадии.

На фото стенки штольни (фиг. 94) отчетливо видно пересечение двух систем рудоносных прожилков: широтного простирания с пологим падением на С— $\angle 20^\circ$ и широтного простирания с крутым падением на север— $\angle 60^\circ$.

Более мощные широтные прожилки с пологим падением, видимо,



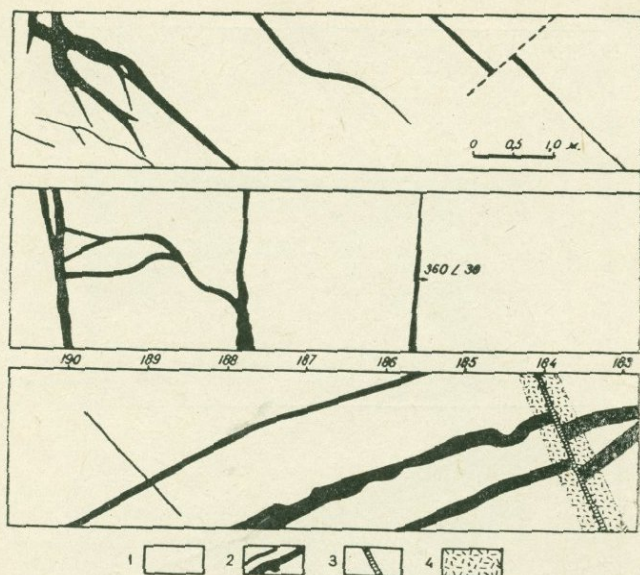
Фиг. 90. Образование раздувов в прожилках в результате движения вдоль плоскости. 1. Монцонит. 2. Кварц-молибденитовые прожилки.



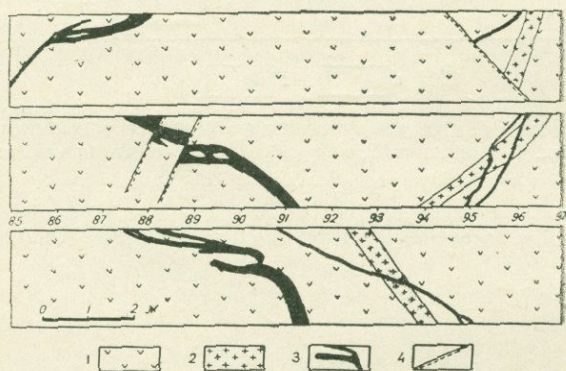
Фиг. 91. Приуроченность кварц-молибденитовой жилы к сбросовому нарушению. 1. Слабо измененные монцониты. 2. Кварц-молибденитовая жила.

связаны с более значительным вертикальным, нежели горизонтальным раскрытием структуры, что, очевидно, связано с вертикальными подвижками вдоль крутопадающих структур и именно надвигового типа.

Наличие вышеописанного сочетания пологопадающих и крутопадающих прожилков широтного простирания с падением на север объясняет наличие двух максимумов широтного простирания на диаграмме ориентировки кварц-молибденитовых прожилков.



Фиг. 92. Морфологические особенности кварц-молибденитового прожилка, приуроченного к трещине разрыва. 1. Слабо измененные монцитониты. 2. Кварц-молибденитовая жила. 3. Карбонатная жила. 4. Интенсивно измененные каолинизированные монцитониты.



Фиг. 93. -Морфология кварц-молибденитовых прожилков. 1. Свежие монцитониты. 2. Дайка микромонцитонитов. 3. Кварц-молибденитовые жилы и прожилки. 4. Тектонические нарушения.

В другом случае отмечается пересечение и смещение двух различных систем, а затем раскрывание на совершенно различную мощность. На фото кровли штрека штольни 1—2 (фиг. 95) видно пересечение и смещение кварц-молибденитовой жилы мощностью до 20 см тонким кварц-молибденитовым прожилком мощностью 1 см. Вполне очевидно, что такое резко неодинаковое раскрытие структур с различным простиранием обусловлено различным направлением растягивающих сил на данном участке месторождения.

В данном случае намечается преимущественное раскрытие вдоль широтной структуры и, наоборот, почти полное отсутствие раскрытия вдоль меридиональной трещины.

Среди структур кварц-молибденитовой стадии отмечаются кварц-молибденитовые прожилки и небольшие жилы своеобразного строения. Последние характеризуются морфологическими особенностями разрыв-



Фиг. 94. Сочетание крутопадающих и пологопадающих кварц-молибденитовых прожилков. Фото стенки штольни.



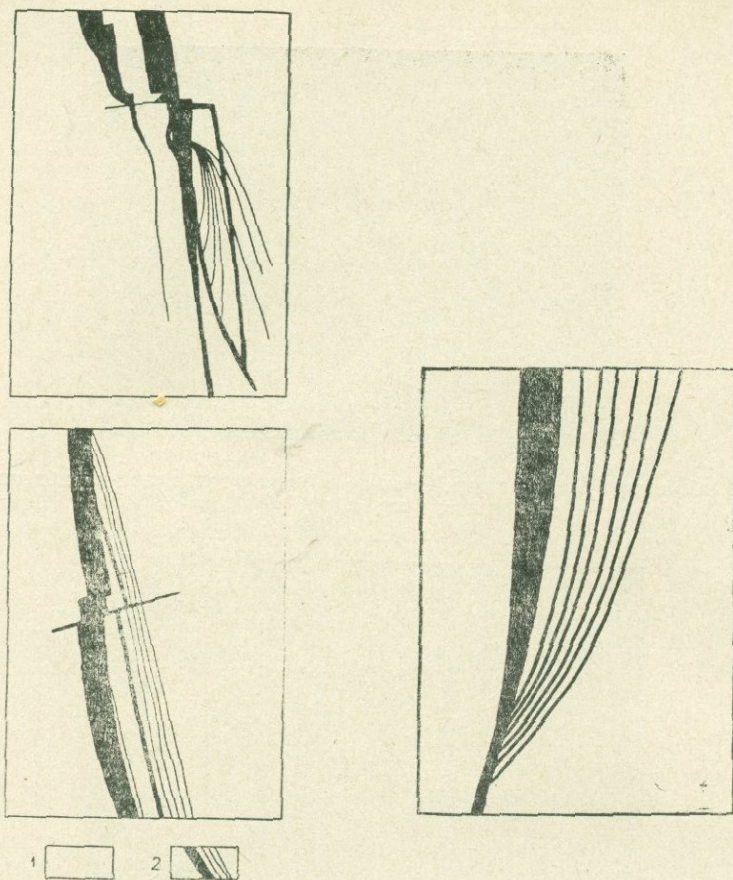
Фиг. 95. Сочетание различных систем кварц-молибденитовых прожилков различной мощности. Фото кровли штрека шт. 1—2.

ных структур, однако, как правило, сопровождаются по зальбандам тонкими прожилками дугообразного строения.

Зарисовки указанных прожилков и жил, а также и фото стенок штольни приведены на фиг. 96, 97. Такие дугообразные прожилки, очевидно, возникли в результате наличия сжимающих усилий, ориентированных перпендикулярно их простираю. Искривление плоскости нарушения свидетельствует о возникновении трещины в период упругих деформаций.

Жилы. Жильные структуры кварц-молибденитовой стадии имеют довольно широкое развитие в рудном поле. Следует отметить, что между прожилковыми и жильными структурами не существует каких-либо резких отличий структурного характера.

Существует самый постепенный переход в мощностях от прожилков к жилами и это свидетельствует о том, что и жилы и прожилки формировались в единой тектонической обстановке и различием их является лишь величина раскрытия трещин. Однако по распространенности прожилки резко превалируют над жилами. Последние составляют менее одного процента общего количества прожилков.



Фиг. 96 (а и б). Морфологические особенности кварц-молибденитовых жил, сопровождающихся дугообразными прожилками. 1. Слабо измененные монцититы. 2. Кварц-молибденитовые жилы и прожилки.

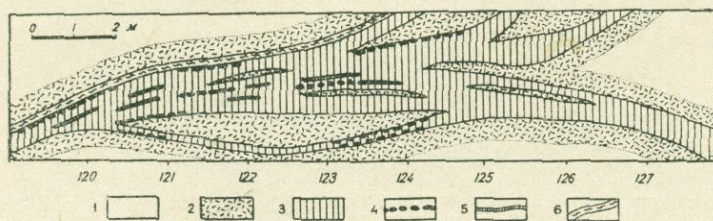


Фиг. 97. То же, что и на фиг. 96. Фото стенки штольни.

Среди жильных структур кварц-молибденитовой стадии наибольшее развитие получили жилы северо-западного, широтного и северо-восточного простирания. Следует заметить, что максимальная мощность характерна для жил широтного простирания. Наибольшее развитие жильных структур кварц-молибденитовой стадии отмечается на нижних горизонтах. На верхних горизонтах, наоборот, жильные структуры по количеству резко сокращаются.

По структурным типам среди жил кварц-молибденитовой стадии отмечаются как жилы, приуроченные к трещинам скола, так и жилы, приуроченные к трещинам разрыва либо образованные благодаря простому раскрытию контролирующей структуры.

Прекрасный пример жилы, приуроченной к скальвающей структуре, представлен на зарисовке (фиг. 98), где видно, что висячем кон-



Фиг. 98. Морфология рудной жилы, приуроченной к скальвающему нарушению. 1. Слабо гидротермально измененные монзониты. 2. Интенсивно-гидротермально измененные серицитизированные монзониты. 3. Кварц-молибденитовая жила. 4. Скопления молибденита. 5. Скопления пирита. 6. Тектонические нарушения.

такте кварцевой жилы отмечается довольно мощная дорудная тектоническая глинка, вдоль которой происходило раскрытие всей основной структуры. Как глинка трения, так и вмещающие породы интенсивно гидротермально изменены. Последнее является доказательством дорудности нарушения. Внутри кварцевой жилы отмечаются остатки вмещающей породы, имеющие удлиненные очертания и, очевидно, представляющие собой остатки породы, зажаты в дублирующих плоскостях и оставшиеся внутри кварцевой жилы.

Другой пример размещения кварц-молибденитовой стадии в трещинах сколового характера отмечается в штреке 3—4 штольни 38. Здесь (фиг. 99) кварц-молибденитовая жила мощностью в раздуде до 1,0 м смещается с амплитудой в 1,0 м микромонзонитовое тело. На основании этого смещения устанавливается сдвиговая природа сколового нарушения.

Примером выполнения трещин разрыва кварц-молибденитовой жилы является жила VI, прослеженная и разведанная на трех горизонтах многочисленными выработками.

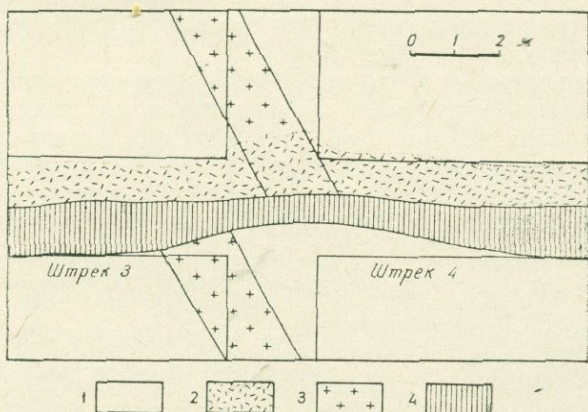
Как видно из зарисовки жилы (фиг. 100), на горизонте штолен 36, 32, а также погоризонтных планов 2025 и 2075, отчетливо намечаются следующие характерные особенности в морфологии жилы VI:

- четкие и резкие контакты жилы с вмещающими породами;
- весьма извилистые очертания линии контакта;
- отсутствие дорудного тектонического нарушения в контакте жилы;
- наличие раздувов и пережимов, резких изменений мощностей;
- наличие многочисленных апофиз, отходящих от основной жилы.

Все вышеперечисленные особенности типичны для разрывных структур, т. е. простого отхода стенок трещины. Необходимо отметить также постепенное уменьшение мощности жилы в направлении с востока на запад. Наконец, важной характерной особенностью строения этой жи-

лы является наличие минерализации нескольких стадий, своеобразно проявленных на протяжении всей жилы.

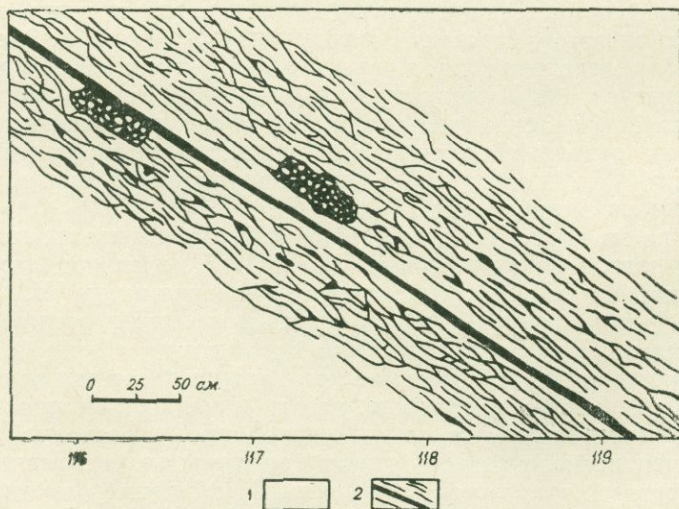
Непосредственно на восточном фланге жилы, на участке наибольшей ее мощности, почти не отмечается каких-либо секущих поздних прожилков других стадий.



Фиг. 99. Смещение дайки микромонцонита кварц-молибденитовой жилы. 1. Слабо измененные монцониты. 2. Интенсивно измененные монцониты. 3. Дайки микромонцонита. 4. Кварц-молибденитовая жила.

В направлении на запад намечается увеличение в жильной массе поздних прожилков или пятнистых и гнездообразных выделений халькопирита, пирита, сфалерита и галенита. Особенно показательным в этом отношении является поведение поздних прожилков и небольших жил черного кварца в тесной ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

Указанные небольшие жилы и прожилки черного кварца обычно образуют характерные брекчиевидные текстуры, где обломки белого кварца с молибденитом цементируются черным тонкозернистым, часто скрытокристаллическим кварцем с пиритом, сфалеритом, галенитом (фиг. 100).



Фиг. 100. Участок развития черного кварца в жиле VI. 1. Белый кварц. 2. Прожилки и брекчиевидные образования черного кварца.

По мере удаления на запад увеличивается как количество указанных образований, так и их мощность. На самом западном фланге присутствуют только более поздние минеральные ассоциации. Отмечается постепенное развитие локализирующей структуры и последовательное дробление и цементация ранних ассоциаций более поздними. По мере продвижения с востока на запад преимущественное развитие приобретают более поздние стадии—пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая, карбонатная и др.

Таким образом, резюмируя вышеописанное в отношении тектонических условий формирования кварц-молибденитовой стадии, следует отметить, что заложение локализирующих структур кварц-молибденитовой стадии, очевидно, проходило в условиях достаточно мощного импульса сжимающих усилий, направленных на северо-восток и юго-запад. Об этом свидетельствует закономерное искривление и изменение простираний рудоносных структур по мере их приближения к зоне дробления Дебаклинского разлома: от северо-восточного простирания на востоке к широтному в центре и северо-западному на запад в приразломной полосе.

Непосредственно как сама зона дробления Дебаклинского разлома, так и в значительной степени интрузия порфириовидных гранитов являлись жестким массивом, упором и своеобразной упругой подушкой, не позволившей пробиваться тектоническим нарушениям в граниты, при приближении к которым тектонические нарушения изменяли свое направление.

В этот период, очевидно, была заложена вся основная трещиноватость центрального участка, которая впоследствии неоднократно дополнялась и усложнялась наложением новых систем трещин.

Впоследствии, по ранее заложеным нарушениям, происходят многочисленные тектонические подвижки, которые по характеру смещения соответствуют сдвигам, надвигам и сбросам, а также происходит частичное наложение новых систем трещин, в основном северо-восточного и меридионального простирания. Наконец, в заключительный этап формирования нарушений кварц-молибденитовой стадии происходит раскрытие ранее подготовленных систем трещин и заполнение их растворами кварц-молибденитовой стадии. Исключение составляют трещины, примыкающие к зоне Дебаклинского разлома, представленные небольшими жилами, кулисообразно расположенными параллельно зоне дробления Дебаклинского разлома. Такие нарушения отмечаются на уч. Мьякан и на западе Центрального участка. Вышеотмеченное свидетельствует о наличии дорудных подвижек вдоль Дебаклинского разлома. К указанному типу трещины относятся также сравнительно крупные кварц-молибденитовые жилы северо-восточного простирания, отмеченные на западе месторождения, представляющие крупные трещины оперения, заложенные в ранние стадии подвижек вдоль Дебаклинского разлома.

Судя по таким крупным нарушениям оперения, движения, очевидно, имели характер сдвиго-сбросов.

Кварц-молибденит-халькопиритовая стадия минерализации, хотя и имеет сравнительно небольшое пространственное распространение, однако является одной из главных промышленных стадий минерализации рудного поля.

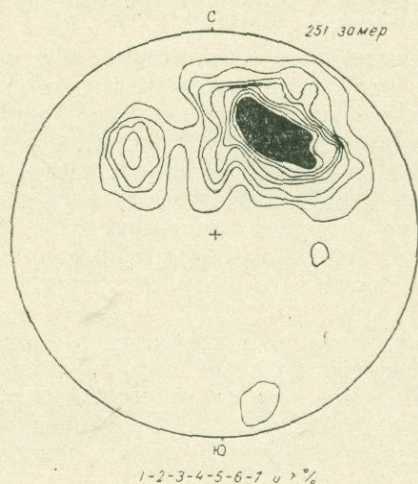
Наибольшее развитие локализирующих структур этой стадии установлено на Центральном участке месторождения в районе штолен 7—8 и 1—2, т. е. значительно восточнее участка максимального развития кварц-молибденитовой стадии.

На основе многочисленных замеров элементов залегания прожилков и жил кварц-молибденит-халькопиритовой стадии составлена диаграмма

их ориентировки (фиг. 101). Как видно из диаграммы, для прожилков кварц-молибденит-халькопиритовой стадии отмечаются два четко выраженных максимума:

северо-западного простирания от 290 до 340° с падением на северо-восток, $\angle 40-60^\circ$;

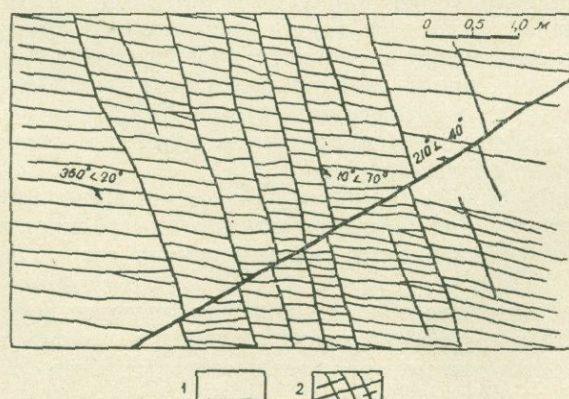
северо-восточного простирания $40-50^\circ$ с падением на северо-запад. $\angle 45-55^\circ$.



Фиг. 101. Диаграмма элементов залегания структур кварц-молибденит-халькопиритовой стадии.

Первый, наиболее четко выраженный максимум имеет сильно растянутое очертание, свидетельствующее о большом разбросе точек от близширотного до близмеридионального простирания. Сравнение с диаграммой кварц-молибденитовой стадии показало тождественность наиболее четко выраженных максимумов северо-западного простирания в обеих стадиях, что говорит о наследственности структур. Однако в отличие от кварц-молибденитовой стадии здесь намечается слияние двух разрозненных максимумов в один общий растянутый максимум.

С другой стороны, довольно четко растянутый максимум широтного простирания кварц-молибденитовой стадии здесь приобретает расплывчатые очертания и выражен довольно слабо, хотя на некоторых участках отчетливо вырисовывается система прожилков широтного простирания как пологого, так и более крутого падения. На зарисовке (фиг. 102)

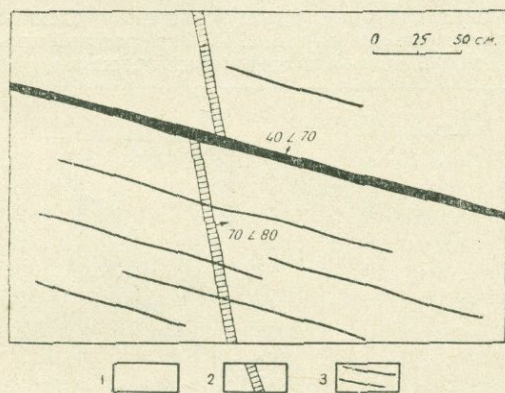


Фиг. 102. Сочетание двух систем прожилков — кварц-молибденит-халькопиритовых прожилков широтного простирания с различными углами падения. 1. Монцитониты. 2. Рудные прожилки.

видно это сочетание двух систем прожилков широтного простирания, но с различными углами падения, причем прожилки с пологим падением сбрасываются трещинами крутого падения. В свою очередь обе системы смещаются надвиговой трещиной с падением на юг. Все это говорит о неоднократных подвижках пород с различным характером смещения в кварц-молибденит-халькопиритовую стадию минерализации.

Как в кварц-молибденитовой стадии, здесь также намечается изменение направления простирания прожилков по мере приближения к зоне дробления Дебаклинского разлома. Непосредственно в центральной части месторождения прожилки и жилы имеют широтное простирание, которое к западу постепенно переходит в северо-западное, с падением на северо-восток. Структуры северо-восточного простирания на востоке для кварц-молибденит-халькопиритовой стадии выражены слабо, относительно шире они развиты в западной части месторождения; они имеют секущее положение по отношению к общим северо-западным структурам.

Для кварц-молибденит-халькопиритовой стадии отмечается развитие прожилков и сравнительно небольших жил, согласных с общим развитием штокверка. Среди прожилков отмечаются структуры сколовой природы, а также прожилки и жилы, которые обязаны простому раскрытию локализирующих трещин. Примеры скальвающей природы трещин изображены на зарисовках (фиг. 103, 104), показывающих, как струк-



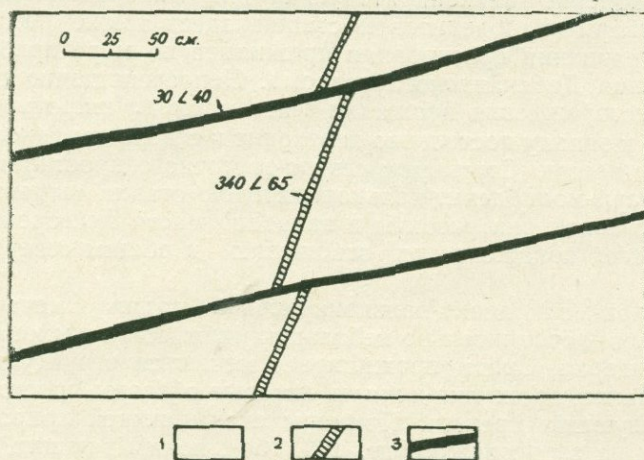
Фиг. 103. Характер смещения вдоль структур кварц-молибденит-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монноклинты. 2. Полевошпатовый прожилок. 3. Кварц-молибденит-халькопиритовый прожилок.

тура кварц-молибденит-халькопиритовой стадии северо-западного простирания с падением на СВ смещает полевошпатовые прожилки. При этом смещения носят сбросовый характер. Как видно из зарисовок, амплитуда смещения обычно небольшая и, как правило, не превышает 30 см в вертикальной плоскости.

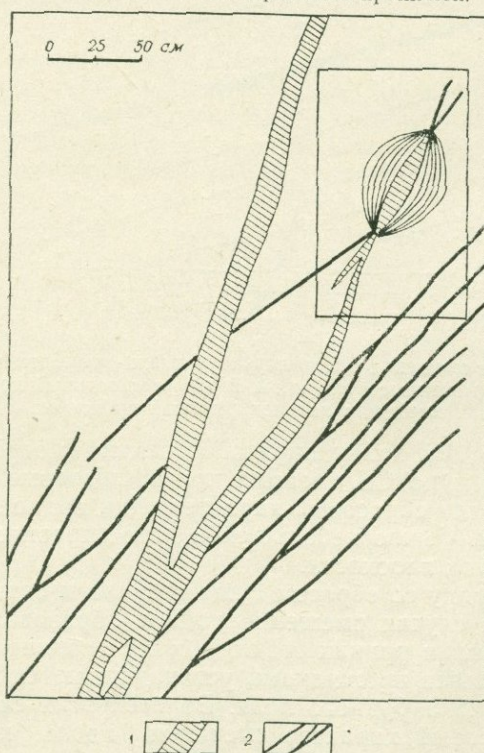
Очевидно, наряду со сбросом существовали и сдвиговые перемещения. Аналогичные случаи смещений ранних образований (мелкозернистые дайки, прожилки ранних стадий) более поздними кварц-молибденит-халькопиритовыми прожилками устанавливаются во многих местах Центрального участка рудного поля. Во всех этих случаях отмечается однотипный сбросовый характер смещения вдоль кварц-молибденит-халькопиритовых прожилков, за исключением единственного случая надвигового характера смещения, описанного ранее.

Примерно в одинаковом количестве встречаются также и прожилки, приуроченные к разрывным трещинам. Пример такой структуры приведен на зарисовках (фиг. 105, 106), из которых видно, что такие

структуры характеризуются резкими изменениями в мощностях, разветвлением и многочисленными апофизами, наличием отдельных небольших обломков вмещающих пород в жилах, характерны извилистыми очертаниями. Зачастую отмечаются отдельные изолированные участки жилы, свидетельствующие о неодинаковом раскрытии трещин.



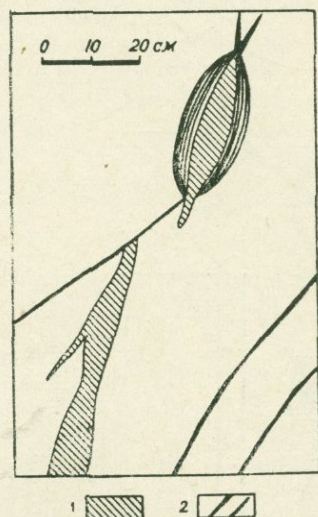
Фиг. 104. Характер смещения вдоль структур кварц-молибденит-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Полевшпатовый прожилок. 3. Кварц-молибденит-халькопиритовый прожилок.



Фиг. 105. Морфологические особенности кварц-молибденит-халькопиритовой жилы, приуроченной к трещинам разрыва. 1. Кварц-молибденит-халькопиритовая жила. 2. Рудоносные прожилки.

Следует отметить, что как и в кварц-молибденитовых жилах, здесь также отмечаются дугообразные прожилки, окаймляющие в обоих контактах отдельные интервалы мощного прожилка (фиг. 106).

Жилы кварц-молибденит-халькопиритовой стадии, в отличие от кварц-молибденитовой, имеют сравнительно небольшое распространение и характеризуются небольшими размерами и мощностью. По протяженности последние прослежены на 25—40 м.



Фиг. 106. Деталь из зарисовки фиг. 105. 1. Молибденит-халькопиритовая жила. 2. Рудоносные прожилки.

Из приведенной зарисовки (фиг. 107) жилы кварц-молибденит-халькопиритовой стадии видно, что она характерна весьма извилистыми очертаниями линии контакта. Сопровождается небольшими прожилками, изолированными от основной жилы, небольшими по мощности и короткими апофизами, небольшими затеками во вмещающие породы.

Рудные минералы в кварцевой жиле распределены незакономерно в виде отдельных скоплений молибденита и халькопирита либо обоих вместе.

Таким образом, как и для прожилков, жилам присущи черты разрывной трещины.

Резюмируя сказанное в отношении тектонических условий формирования кварц-молибденит-халькопиритовой стадии минерализации, следует отметить, что:

1. структуры этой стадии имеют два основных направления: северо-западное простирание с падением на СВ; северо-восточное простирание с падением на СЗ.

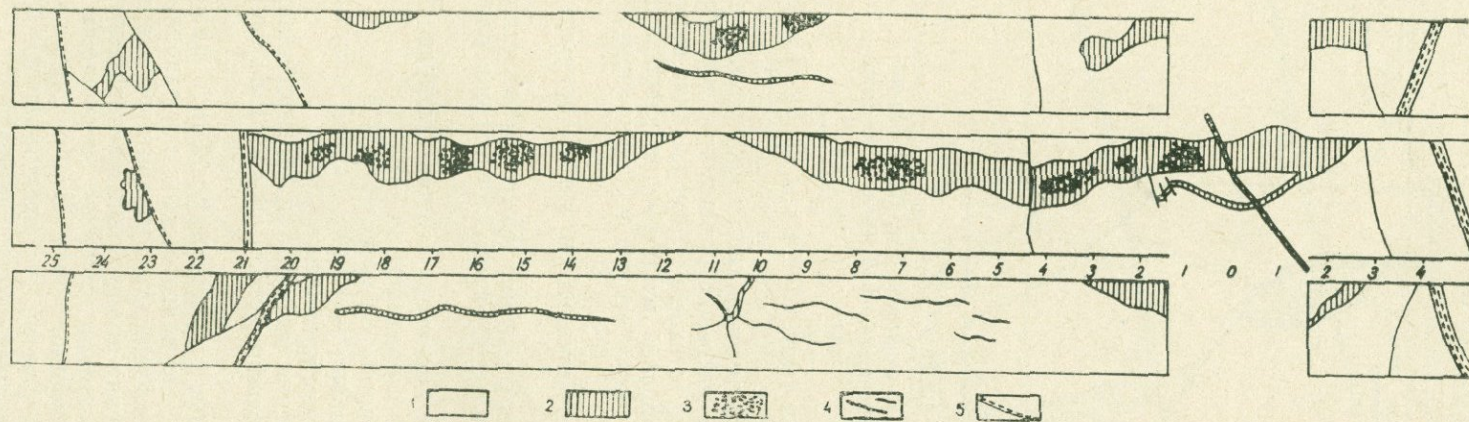
Более четкий и значительный максимум первой системы свидетельствует о большом ее площадном проявлении.

2. Структуры до заполнения продуктами гидротермальной деятельности представляли собой трещины скола, при этом в основном сбросы и, реже, надвиги.

3. Впоследствии указанные структуры проявились и как разрывы, в результате чего были полностью подготовлены для заполнения.

4. Структуры кварц-молибденит-халькопиритовой стадии наследовали два основных направления кварц-молибденитовой стадии.

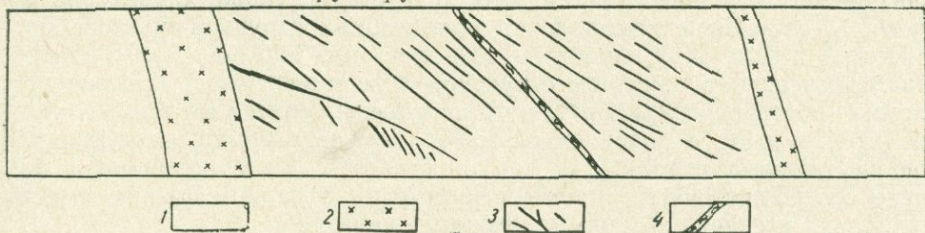
Кварц-халькопиритовая стадия имеет большое площадное распространение в пределах всего рудного поля. Наибольшим развитием она пользуется на Центральном участке, где представлена в виде прожилков, вкрапленности и сравнительно небольших жил.



Фиг. 107 Структура и морфология кварц-молибденит-халькопиритовой жилы. 1 Слабо измененные монзониты. 2 Кварц-молибденит-халькопиритовая жила. 3 Участки развития молибденита. 4 Участки развития халькопирита. 5 Тонкие молибденитовые и халькопиритовые прожилки. 6 Тектонические нарушения.

Наибольшее развитие локализирующих структур кварц-халькопиритовой стадии отмечается на восточном фланге Центрального участка. Здесь, помимо общего штокверка, на его периферии отмечаются отдельные изолированные прожилковые зоны, развивающиеся в благоприятной геологической обстановке.

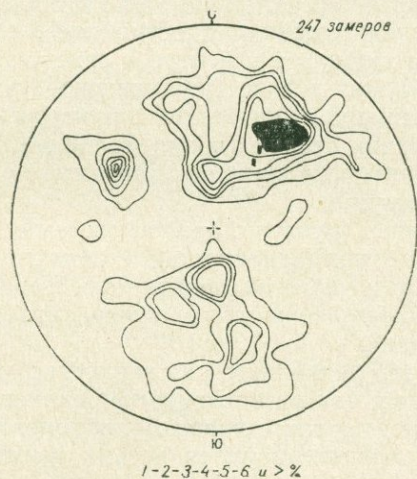
Прекрасным примером развития такой сравнительно небольшой зоны штокверка является район штольни 6, где прожилкование развивается в монцонитах, в промежутках между дайками порфиров, и полностью отсутствует в породах последних (фиг. 108). В этой зоне отмечается несколько систем рудоносных прожилков, взаимно пересекающихся и смещающих друг друга.



Фиг. 108. Кварц-молибденитовая жила между дайками. 1. Монцониты. 2. Дайки гранодиорит-порфира. 3. Кварц-молибденитовая жила. 4. Тектоническое нарушение.

Помимо этого, здесь же отмечаются отдельные изолированные прожилковые зоны, сопровождающие сравнительно небольшие жилы. При этом прожилковые зоны располагаются либо висячем контакте жилы, либо в лежачем.

На основе многочисленных замеров элементов залегания составлена диаграмма ориентировки кварц-халькопиритовых прожилков (фиг. 109).



Фиг. 109. Диаграмма элементов залегания кварц-халькопиритовых прожилков.

Как видно из диаграммы, для кварц-халькопиритовой стадии характерны 6 отчетливо выраженных максимумов:

- северо-западного простирания, $290-340^\circ$, с падением на северо-восток, $\angle 40-50^\circ$;
- северо-восточного простирания, 40° , с падением на северо-запад, $\angle 50^\circ$;
- широтного простирания с падением на север, $\angle 25-30^\circ$;
- широтного простирания с падением на юг, $\angle 35-40^\circ$;
- северо-восточного простирания, $60-70^\circ$, с падением на ЮВ, $\angle 75-80^\circ$;

северо-западного простирания, $300-320^\circ$, с падением на ЮЗ, $\angle 35-40^\circ$.

Наиболее четко выраженным является максимум северо-западного простирания, имеющий вытянутое очертание и сливающийся с весьма расплывчатым максимумом, соответствующим близширотному простиранию с падением на север.

В отличие от диаграмм ориентировки прожилков предшествующих стадий, для кварц-халькопиритовой стадии намечается обособление северо-восточного максимума от северо-западной системы, что свидетельствует о значительном развитии северо-восточной системы.

Для кварц-халькопиритовой стадии намечается пространственное обособление отдельных систем. Для этой стадии также характерно постепенное изменение направления простираний структур по мере приближения к зоне Дебаклинского разлома; на востоке Центрального участка развиты в основном структуры северо-восточного простирания, которые постепенно приобретают широтное, а затем уже северо-западное простирание, с падением на северо-восток. Однако, в отличие от предшествующих стадий, для данной стадии характерно широкое развитие северо-восточной системы структур на западном фланге месторождения, имеющих обычно наложенный характер.

На юге и юго-востоке Центрального участка развиты в основном близширотные системы с падением на юг—юго-запад и юго-восток. Последняя система в основном локализована в крайней юго-восточной части Центрального участка.

Представляют большой интерес тектонические условия формирования указанных систем, локализующих структуры кварц-халькопиритовой стадии.

I система объединяет локализующие структуры, имеющие наибольшее развитие в пределах Центрального участка и которые, как было описано ранее, постепенно меняют простирание с северо-восточного, на восточном фланге, на широтное в центре и северо-западное—на западе, т. е. по мере приближения к зоне Дебаклинского разлома закономерно изменяют свое простирание. Указанные структуры являются унаследованными от более ранних стадий (кварц-молибденитовая, кварц-молибденит-халькопиритовая), поскольку на диаграммах отмечаются развития одних и тех же максимумов.

Надо отметить, что структуры данной системы образуют отдельные зоны согласно с общей направленностью структур, характеризующиеся значительной густотой и частотой проявлений. Такие зоны повышенной трещиноватости обычно развиваются вдоль сравнительно крупных структур более ранних стадий.

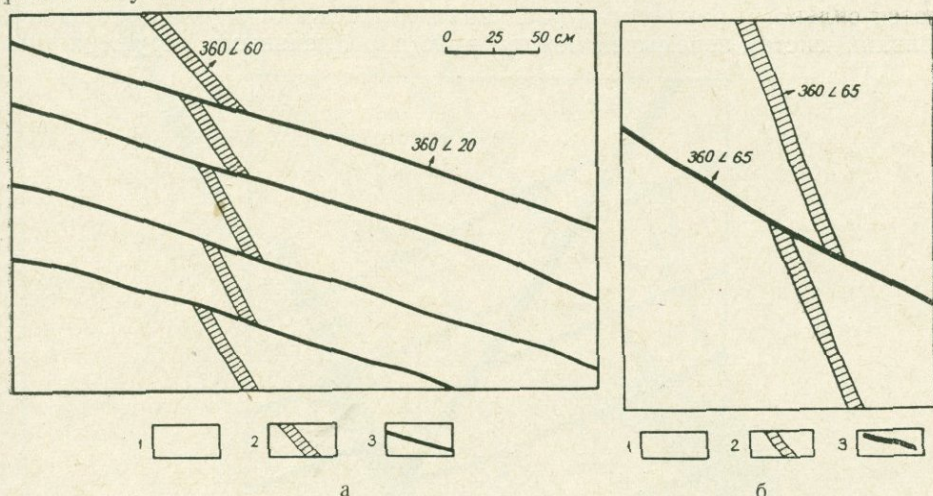
Наиболее четко это проявляется на зарисовке вдоль контакта жилы VI (фиг. 74), где видно, как интенсивное прожилкование медной стадии развивается в лежащем контакте кварц-молибденитовой жилы. Как правило, такие участки характеризуются весьма высокими содержаниями меди.

Указанная система структур до локализации в них продуктов гидротермальной деятельности образовалась в результате сколовых нарушений.

Рассмотрим несколько случаев проявления тектонических подвижек вдоль указанных структур.

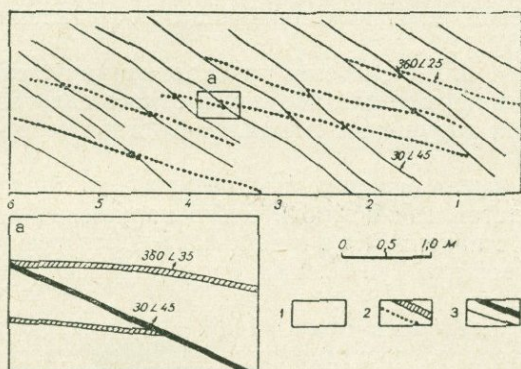
На фиг. 110 а, б приведены зарисовки взаимоотношений структур кварц-молибденитовой стадии со структурами кварц-халькопиритовой стадии. Как видно, в обоих случаях структуры кварц-халькопиритовой стадии образовались в результате сбросовых подвижек и кварц-молибденитовые прожилки смещены по ним на амплитуду до 15—20 см. По-

мимо сбросовых движений вдоль описываемых структур, имели место также и сдвиговые подвижки, отмеченные в различных пунктах Центрального участка.



Фиг. 110 (а и б). Характер тектонических подвижек вдоль нарушений кварц-халькопиритовой стадии I системы. 1. Сильно измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовый прожилок. 3. Кварц-халькопиритовый прожилок.

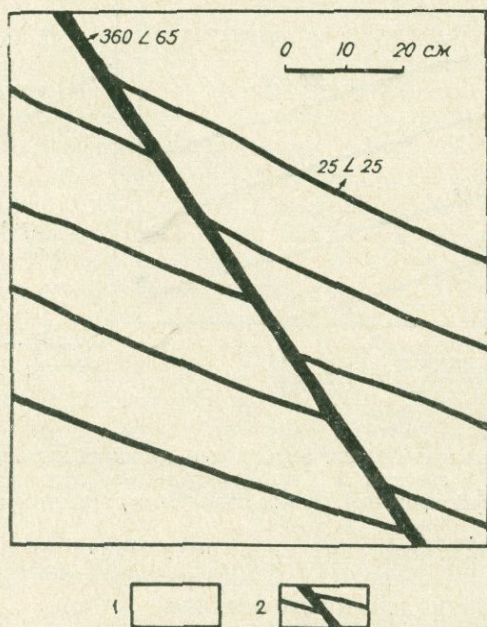
На фиг. 111 приведена зарисовка, показывающая взаимоотношение двух прожилковых зон с различным минеральным составом. На прожилковую зону кварц-молибденитового состава с Аз. пад. С— 360° , $\angle 25^\circ$, накладывается прожилковая зона кварц-халькопиритового состава с Аз. падения СВ— 30° , $\angle 45^\circ$. Кварц-халькопиритовые прожилки пересекают и во многих местах смещают кварц-молибденитовые прожилки.



Фиг. 111. Характер тектонических подвижек вдоль нарушений кварц-халькопиритовой стадии I системы. 1. Сильно измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовые прожилки. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки.

Смещения при этом носят характер сдвига, с движением висячего блока нарушения в северо-западном направлении. Амплитуда смещения здесь обычно незначительна и достигает 15 см. Надо полагать, что здесь имеют место случаи не чистого сброса или сдвига, а сбросо-сдвига с различной величиной горизонтальной и вертикальной составляющих. Об этом свидетельствует сочетание оперяющих трещин с основным нарушением, отмеченное во многих нарушениях, несущих медное оруденение. Последнее представлено на зарисовке (фиг. 112).

Помимо сколовых нарушений, в описанной системе трещин можно отметить также трещины разрывного типа. Последние имеют весьма неравномерное развитие и ограниченное распространение, характеризуются сильно выраженными раздувами и пережимами, сочетанием нескольких систем перемычек между грубо параллельными нарушениями.



Фиг. 112. Сочетание оперяющих трещин с основной структурой I системы. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-халькопиритовые прожилки.

наличием ответвлений, резко выклинивающихся с удалением от основной трещины (фиг. 113).

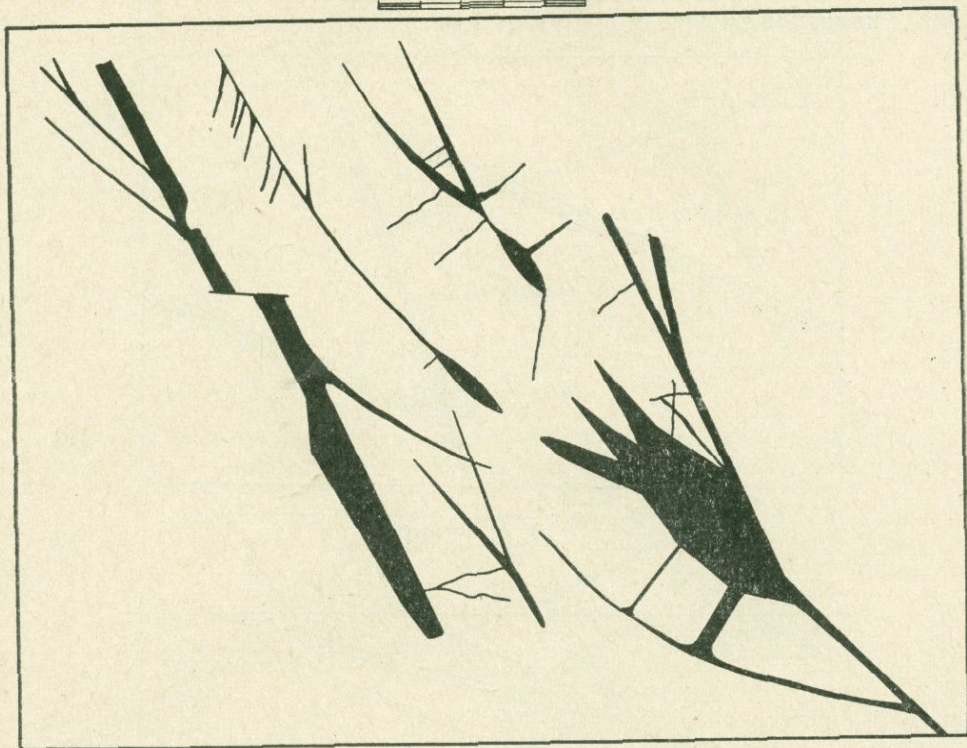
Таким образом, для I системы рудоносных нарушений кварц-халькопиритовой стадии характерны подвижки сбросо-сдвигового характера, причем висячий бок нарушения смещался вниз и в северо-западном направлении.

II система имеет ограниченное развитие на западе Центрального участка и представлена исключительно нарушениями северо-восточного простирания с падением на северо-запад. Эти трещины повсеместно наложены на трещины I системы и вдоль них всюду отмечаются тектонические подвижки.

Как видно из зарисовки (фиг. 114а), кварц-халькопиритовый прожилок северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом 75° пересекает и смещает кварц-молибденит-халькопиритовый прожилок. Амплитуда смещения достигает 12 см.

На другом участке, в районе штольни 23, отмечается аналогичное взаимоотношение трещин (фиг. 114б). Нарушения северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом $45-50^\circ$ смещают нарушения северо-западного простирания с падением на северо-восток. Здесь также отмечается надвиговая природа смещения, а амплитуда смещения достигает 20 см. Как видно из зарисовки, обе системы трещин заполнены кварц-халькопиритовыми прожилками. Аналогичного типа северо-восточные нарушения отмечаются во многих пунктах Центрального участка. Как видно из зарисовок (фиг. 115), амплитуды смещения при этом обычно незначительны и не превышают 25—30 см.

см 20 0 20 40 60 80 см



Фиг. 113. Морфологические особенности разрывных структур кварц-халькопиритовой стадии.

На западе Центрального участка отмечается также аналогичное взаимоотношение между ранними нарушениями северо-западного простирания с падением на северо-восток и северо-восточного простирания с падением на северо-запад (фиг. 116). Амплитуда смещения достигает 5 см.

Здесь также отмечается заполнение указанных двух систем трещин кварц-халькопиритовыми прожилками.

Очевидно, что вышеотмеченные подвижки вдоль северо-восточных трещин имели сдвиго-взбросовый характер с различной величиной вертикальной и горизонтальной составляющих, причем в одних случаях проявлялась в большей степени вертикальная составляющая, в других — горизонтальная (фиг. 117).

III система нарушений кварц-халькопиритовой стадии имеет в основном широтное простирание с незначительным отклонением либо на северо-восток, либо на северо-запад с падением в южные румбы. Указанная система образует на диаграмме четко выраженный максимум и в основном развита на юге Центрального участка, хотя отдельные нарушения отмечаются и на севере.

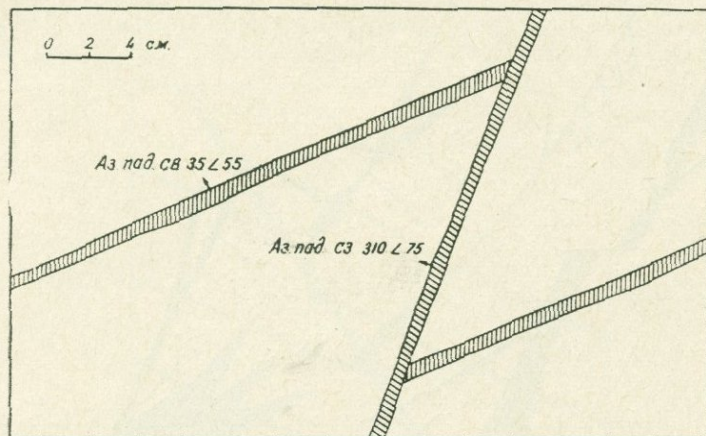
Наиболее широко развиты они в районе штолен 19, 21, 23, а также штолен 1 и 7.

Для указанной системы характерны прожилки и незначительные по мощности, но сравнительно выдержанные по простиранию жилы.

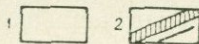
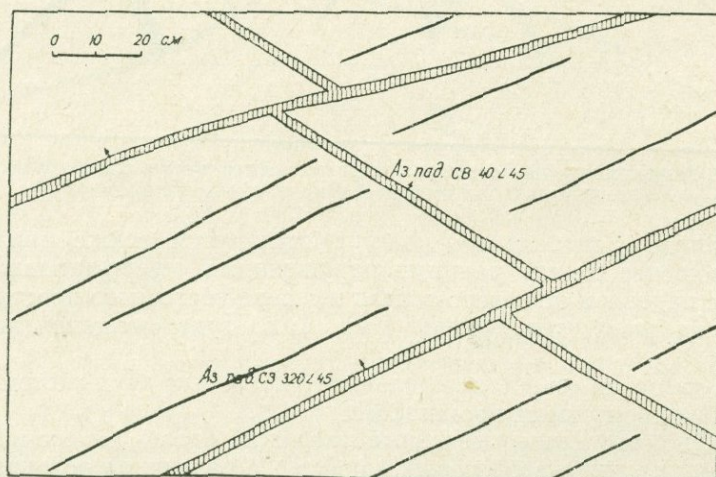
На приведенных ниже зарисовках показано взаимоотношение этих нарушений с другими нарушениями.

На зарисовке стенки карьера (фиг. 118) отчетливо видно, как пологие нарушения с падением на север ступенчато сброшены рядом парал-

лельных нарушений, падающих на юг с довольно крутыми углами падения. Амплитуда смещения достигает 1 м.



а

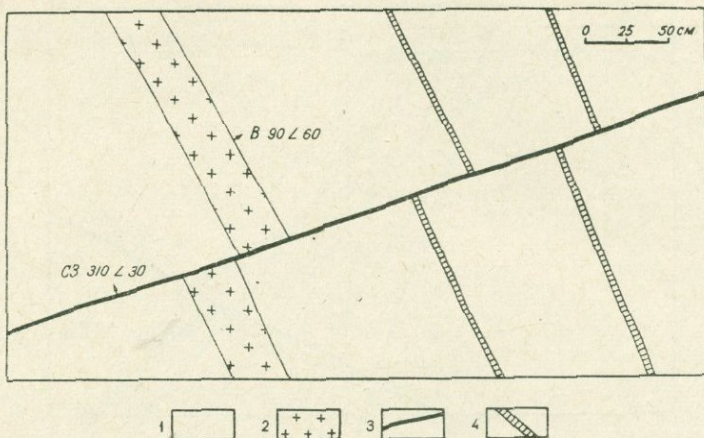


б

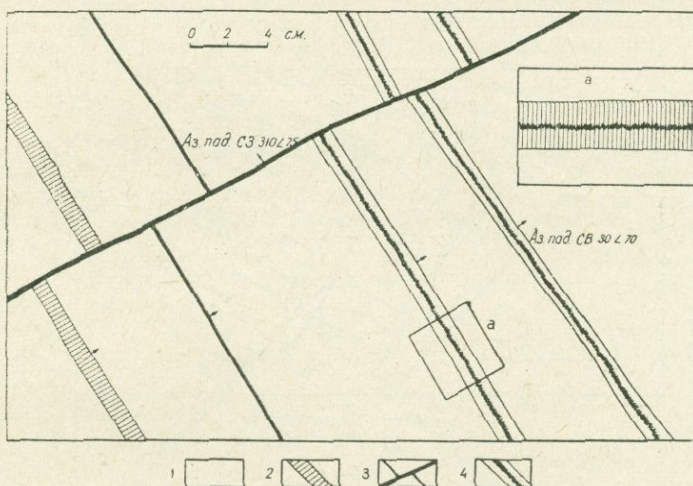
Фиг. 114 (а и б). Характер подвижек вдоль структур II системы кварц-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монциты. 2. Кварц-халькопиритовый прожилок. 3. Кварц-халькопирит-молибденитовый прожилок.

На другой зарисовке стенки штольни 32 (фиг. 119) показано аналогичное взаимоотношение между нарушениями кварц-молибденитовой стадии широтного простирания с пологим падением на север под углом $45-50^\circ$ и нарушениями кварц-халькопиритовой стадии широтного простирания с падением на юг. Вдоль нарушений кварц-халькопиритовой стадии происходят ступенчатые сбросовые подвижки с небольшой амплитудой смещения (5—10 см).

Аналогичное взаимоотношение между кварц-молибденитовыми и кварц-халькопиритовыми прожилками отмечается в штреке 2 штолен



Фиг. 115. Характер подвижек вдоль структур II системы кварц-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Микромонзониты. 3. Кварц-халькопиритовый прожилок. 4. Кварц-молибденитовые прожилки.



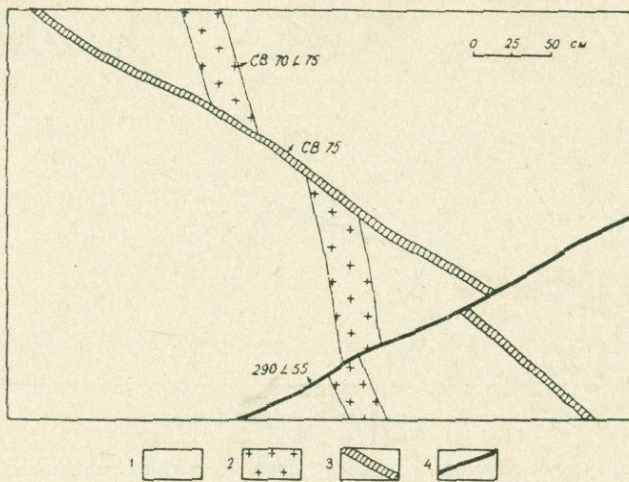
Фиг. 116. Характер подвижек вдоль структур II системы кварц-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовый прожилок. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки сплошные. 4. Кварц-халькопиритовые прожилки с микродрозовой структурой.

1—2, где установлен сбросо-сдвиговый характер подвижек с амплитудой смещения по вертикали 50 см и по горизонтали—80 см (фиг. 120).

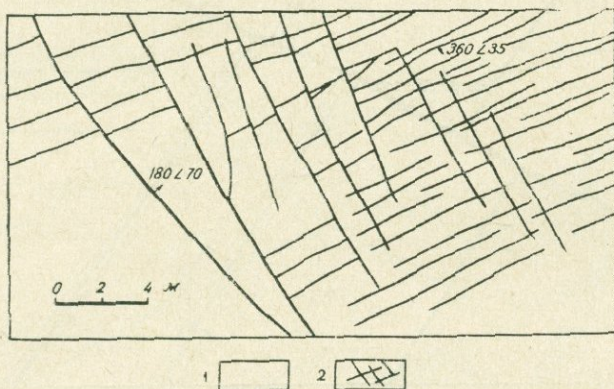
Подобный характер подвижек вдоль нарушений указанной системы отмечается на многих участках месторождения.

Таким образом, подвижки вдоль нарушений III системы кварц-халькопиритовой стадии характеризуются сбросовыми и сбросо-сдвиговыми перемещениями со сравнительно небольшими амплитудами (до 1 м).

IV система рудоносных нарушений кварц-халькопиритовой стадии имеет ограниченное распространение и представлена в виде небольшой рудоносной зоны, состоящей из серии параллельных прожилков. Проявляется указанная система локально в южной части Центрального участка, в районе устья штолен 19 и 21. Мощность рудоносной зоны достигает 75 м. Характерно, что указанная система развита в промежутке между двумя параллельными дайками гранодиорит-порфиров северо-западного простирания.



Фиг. 117. Характер подвижек вдоль структур II системы кварц-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монзониты 2. Микромонзониты. 3. Кварц-молибденитовый прожилок. 4. Кварц-халькопиритовый прожилок.



Фиг. 118. Взаимоотношение структур двух систем кварц-халькопиритовой стадии. а) пологое падение на север, б) крутое падение на юг. 1. Интенсивно измененные монзониты. 2. Кварц-халькопиритовые прожилки.

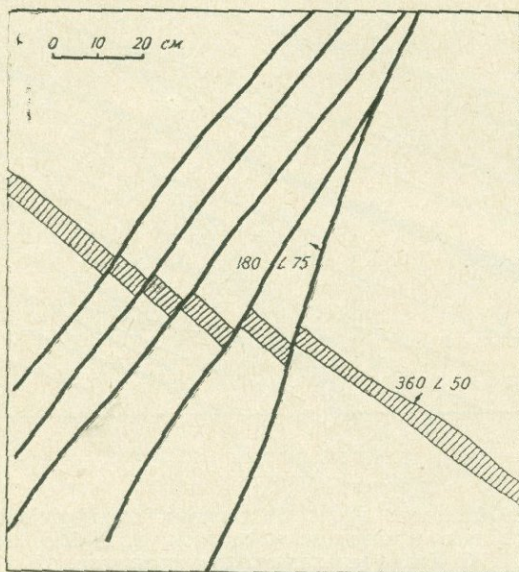
Система имеет, как правило, северо-западное простирание с падением на юго-запад, при пологих углах падения 30° . На диаграмме простираний прожилков кварц-халькопиритовой стадии (фиг. 109) система представлена нечетко выраженными максимумами.

Нарушения указанной системы характеризуются прожилками небольшой мощности — до 15 см, в основном же это тонкие прожилки мощностью до 1,0 см.

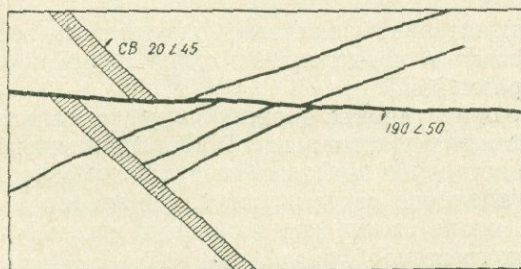
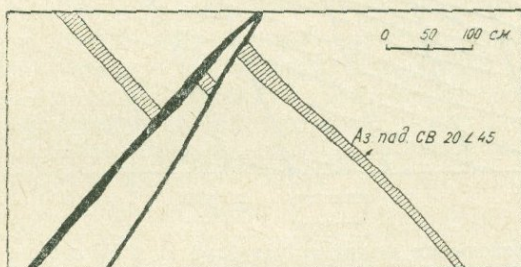
Для указанной системы характерны скалывающие трещины, со специфическим характером тектонических подвижек.

Из зарисовки (фиг. 121) видно, что по характеру движения указанные нарушения соответствуют надвигам, при сравнительно небольшой амплитуде смещения, установленного на основе смещения микромонзонитов. Наибольшая амплитуда достигает 0,5 м.

На основе пересечения нарушений указанной стадии удастся установить относительное время их формирования. На зарисовке (фиг. 122) устанавливается более раннее время формирования данной системы по отношению к северо-восточным. Последние смещают их.



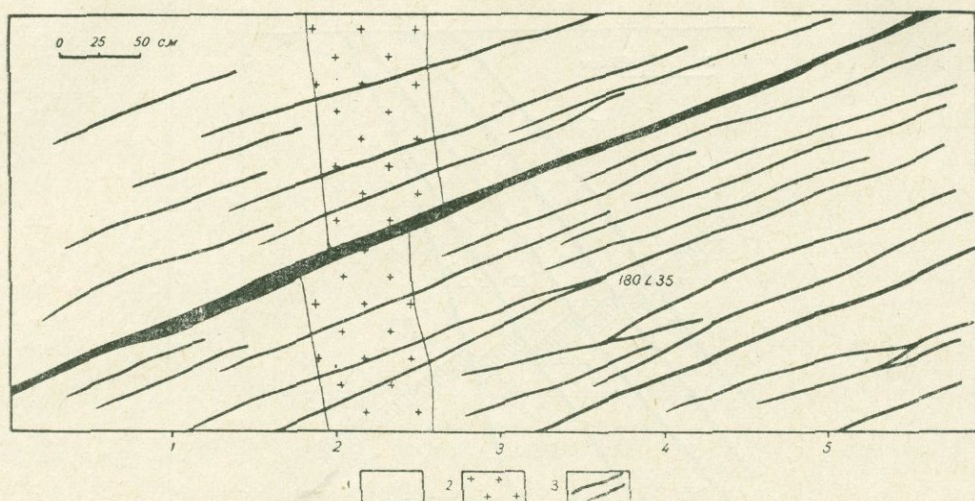
Фиг. 119. Взаимоотношение и характер подвижек структур кварц-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовый прожилок. 3. Кварц-халькопиритовый прожилок.



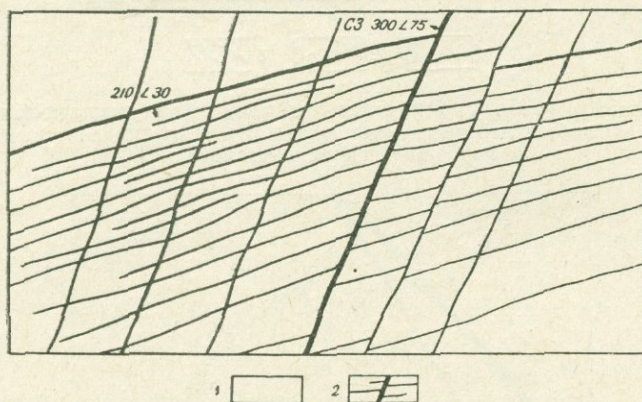
Фиг. 120. Сбросо-сдвиговый характер подвижек вдоль структур III системы кварц-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовые прожилки. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки.

Таким образом, для IV системы трещин кварц-халькопиритовой стадии характерны надвиговые подвижки (фиг. 123).

V система рудоносных нарушений кварц-халькопиритовой стадии



Фиг. 121. Характер подвижек вдоль IV системы структур кварц-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Дайка микромонзонитов. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки.



Фиг. 122. Взаимоотношения между структурами II и IV систем. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-халькопиритовые прожилки.

имеет также исключительно локальное развитие на восточном фланге Центрального участка и представлена отдельными прожилковыми зонами небольших размеров.

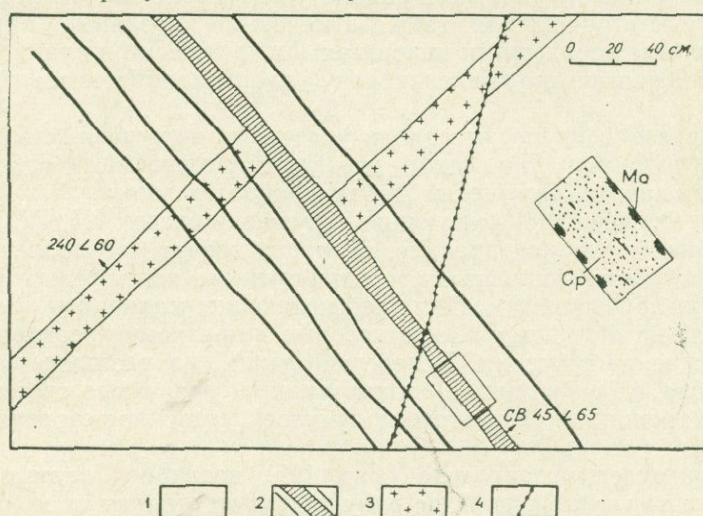
На диаграмме ориентировки прожилков кварц-халькопиритовой стадии указанная система представлена слабовыраженным максимумом. Она имеет северо-восточное простирание с падением на юго-восток при падении до 50° . Указанная система особого значения в строении штокерка не имеет и является производной двух систем, проявившихся в отличных условиях трещинообразования.

VI система является также мало распространенной, но она имеет большое значение в деле расшифровки тектонических условий формирования месторождения.

К указанной системе относятся нарушения северо-западного простирания, $320-340^\circ$, с падением на северо-восток и юго-запад при довольно крутых углах падения.

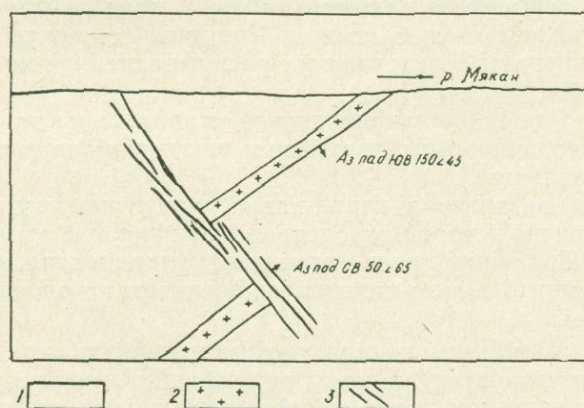
На диаграмме простираний нарушений кварц-халькопиритовой стадии данная система отдельного максимума не образует и сливается с

системой I, однако она обособляется от остальных систем пространственно, развита исключительно на западе—в приразломной полосе месторождения. Образует отдельные сравнительно небольшие жилы, парал-



Фиг. 123. Характер подвижек вдоль структур IV системы кварц-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-молибденит-халькопиритовые прожилки. 3. Микромонзониты. 4. Кварц-халькопиритовые прожилки.

лельные разлому, либо серию параллельных рудоносных нарушений, протягивающихся параллельно зоне дробления Дебаклинского разлома. Указанная система хорошо наблюдается в приразломной полосе на участке Мякан и отсюда разряженной зоной протягивается вдоль разлома до Центрального участка, где вскрывается в уступах карьера. Прекрасный пример такой структуры отмечается на участке Мякан (фиг. 124), где отчетливо видно, как зона рудоносных трещин, парал-



Фиг. 124. Характер подвижек вдоль структур VI системы кварц-халькопиритовой стадии. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Микромонзониты. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки и жилы.

лельных основному нарушению, смещает на амплитуду до 8 м в горизонтальной плоскости маломощную дайку микромонзонита. При этом движение всяческого блока нарушения происходило в северо-западном направлении.

Аналогичные трещины, выполненные мощными (до 1 м) кварцевы-

ми жилами, отмечены также в штольнях у Мякан. Они параллельны Дебаклинскому разлому.

На Центральном участке в районе устья штольни 7, т. е. на западном фланге месторождения, также отмечаются указанные нарушения, представленные небольшими кварц-халькопиритовыми жилами, прожилками, смещающими прожилковую зону кварц-молибденитовой стадии (фиг. 112).

Из зарисовки видно, что вдоль указанных нарушений происходили сбросовые подвижки. Последние, очевидно, представляют собой оперяющие швы главных нарушений Дебаклинского разлома.

Второстепенные, локализирующие нарушения систем III, IV, V проявляются локально и, как правило, пространственно обособлены, что обусловлено неоднородностью строения рудного поля. Многочисленные гранодиорит-порфировые дайки, пересекающие монзониты, разбивают рудное поле на отдельные блоки, которые по-разному реагировали на тектонические напряжения. Вследствие этого, на различных участках рудного поля, в различных ее блоках развиты различные системы локализирующих трещин. В результате получилось мозаичное строение рудного поля.

На прилагаемой зарисовке (фиг. 125) наглядно иллюстрируется разносистемность нарушений по одну и другую сторону от мощной дайки гранодиорит-порфира. Аналогичное явление наблюдается в блоке между двумя дайками (северо-восточный участок, фиг. 108), где рудоносные трещины развиты только в междайковом пространстве и за дайки не выходят.

Резюмируя приведенные данные по анализу тектонических условий формирования кварц-халькопиритовой стадии, следует отметить следующее.

1. Тектонические условия локализации кварц-халькопиритовой стадии, в сравнении с предшествующими, в значительной мере осложнены. Имело место оживление древних нарушений, главным образом системы I, которое в основном выражается в повторном приоткрывании тех же направлений, которые были заложены в кварц-молибденитовую и кварц-молибденит-халькопиритовую стадии. Частично подвижки происходили по старым нарушениям, в основном же раскрывались новые трещины тех же направлений.

2. Система I кварц-халькопиритовой стадии характеризуется сбросо-сдвиговыми подвижками с движением всякого бока вниз и в северо-западном направлении.

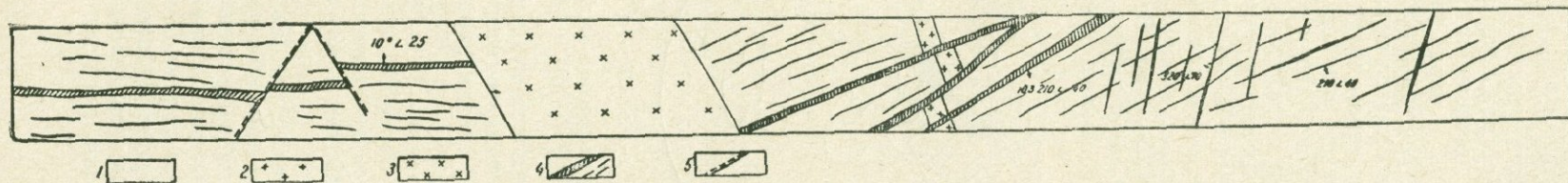
3. Большое развитие в кварц-халькопиритовую стадию получила система II, развитие которой обусловлено подвижками вдоль Дебаклинского разлома. Подвижки вдоль указанных трещин в основном представляли взбросо-сдвиги, сдвига-надвиги и повсеместно наложены на нарушения I системы.

4. Остальные системы локализирующих трещин кварц-халькопиритовой стадии носят характер сколовых нарушений и имеют локальное развитие, обусловленное местными мелкоамплитудными подвижками.

Этому обстоятельству в большой мере способствовала неоднородность строения рудного поля.

Исключение составляют нарушения, развитые в приразломной полосе Дебаклинского разлома, представляющие оперение, параллельное основным нарушениям, вдоль которых происходили движения блоков.

5. В отличие от ранее образованных стадий, локализирующие трещины кварц-халькопиритовой стадии, после их формирования, не испытали такого значительного раскрытия, которое отмечалось для кварц-молибденитовой и кварц-молибденит-халькопиритовой стадий.



Фиг. 125. Взаимоотношение даек и рудных трещин.

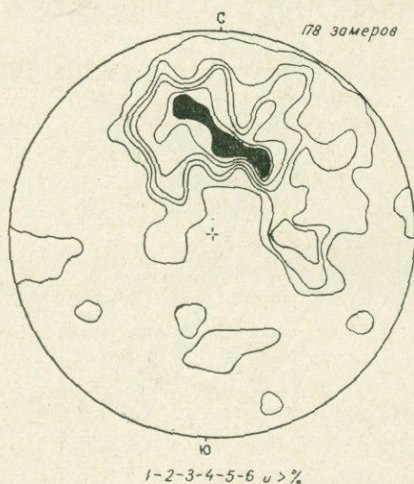
1. Монзониты.
2. Микромонзониты.
3. Дайка гранодиорит-порфира.
4. Рудоносные трещины.
5. Тектонические нарушения.

Кварц-пиритовая стадия является одной из главных стадий минерализации, хотя и не пользуется большой площадной распространенностью. Отмечается почти на всех участках рудного поля, но преимущественно развита на востоке Центрального участка.

Характерными формами проявления кварц-пиритовой стадии являются жилы, прожилковые зоны и вкрапленная минерализация. Жилы кварц-пиритового состава на Центральном участке имеют сравнительно небольшое развитие и размеры как по мощности, так и по протяжению. Наиболее значительные по размерам кварц-пиритовые жилы отмечаются на северо-восточном и Аткизском участках.

Прожилковые зоны имеют небольшое развитие и представлены серией обычно параллельных и кулисообразно расположенных кварц-пиритовых прожилков, прослеживающихся на небольшое расстояние.

Вкрапленная минерализация обычно подчинена либо отдельным прожилкам и жилам, либо отдельным сравнительно крупным тектоническим нарушениям, вдоль которых развивается в виде ореола сравнительно небольшой мощности (2,5—3 м). Встречается также и вкрапленная минерализация без какой-либо структурной связи с тектоническими нарушениями, имеющая неправильные очертания.



Фиг. 126. Диаграмма ориентировки локализирующих структур кварц-пиритовой стадии.

Многочисленные замеры локализирующих нарушений кварц-пиритовой стадии сведены в круговую диаграмму (фиг. 126), из которой явствует, что для кварц-пиритовой стадии характерны три основные системы:

северо-западного простирания— $310-320^\circ$, с падением на северо-восток, $\angle 30-40^\circ$;

широтного простирания с падением на север, $\angle 45-50^\circ$;

северо-восточного простирания— $45-50^\circ$, с падением на СЗ, $\angle 50-60^\circ$.

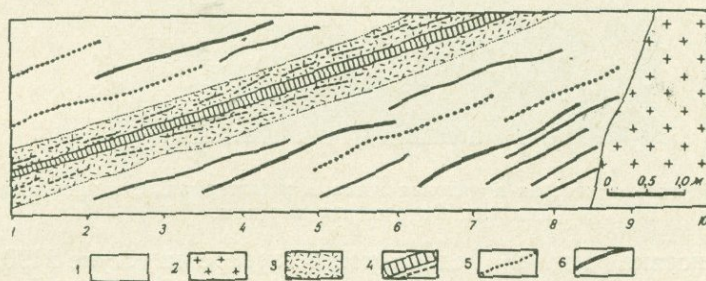
Эти максимумы на диаграмме как бы сливаются в единый, сильно растянутый максимум, причем один максимум является продолжением другого. Отмечаются также слабовыраженные максимумы, соответствующие северо-восточному и меридиональному простиранию с юго-восточным и восточным падениями под углами $50-55^\circ$ и 45° .

По мере приближения к зоне Дебаклинского разлома отмечается закономерное изменение элементов залегания локализирующих нарушений как кварц-пиритовой стадии, так и ранее описанных стадий, а там,

где рудоносные трещины предшествующих стадий имеют широтное простирание и падение на север, те же элементы залегания характерны и для кварц-пиритовых прожилков. В местах, где для этих стадий характерно северо-западное простирание с падением на северо-восток, аналогичные элементы залегания характерны и для нарушения кварц-пиритовой стадии.

Как исключение, на некоторых участках наблюдается некоторое отклонение в простираниях этих стадий минерализаций, а также наличие двух систем рудоносных трещин. Более слабо, нежели две первые системы для кварц-пиритовой стадии, на месторождении проявились нарушения северо-восточного простирания с падением на северо-запад. Они развиты в основном в восточной части рудного поля.

На фиг. 127 показан участок рудного поля с развитием рудоносных нарушений главных стадий минерализации, имеющих одинаковые элементы залегания.



Фиг. 127. Параллельная система рудоносных структур различных стадий в пределах единой рудной зоны. 1. Монцитоны. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Гидротермально измененный монцитонит. 4. Кварц-пиритовые прожилки. 5. Кварц-молибденитовые прожилки. 6. Кварц-халькопирит-молибденитовые прожилки.

В морфологическом отношении рудные тела кварц-пиритовой стадии (жилы и прожилки) характеризуются прямолинейными контактами, наличием во многих случаях продуктов дробления, указывающих на наличие подвижек вдоль локализирующих трещин.

Все вышеописанные характерные черты свойственны для сколовых структур. Однако следует отметить, что в некоторых случаях пересечение кварц-пиритовыми прожилками более ранних рудоносных нарушений не сопровождается смещениями. Значительного раскрытия полости в этом случае обычно не наблюдается, а более характерно интенсивное метасоматическое развитие минерализации во вмещающих породах в виде прожилков и даже сравнительно крупных жил (фиг. 128). Наиболее интенсивно метасоматические процессы проявляются вдоль крупных сколовых нарушений, с сравнительно мощными зонами продуктов дробления.

На основе статистического изучения элементов залегания трещин кварц-пиритовой стадии и изучения возрастных взаимоотношений их друг с другом для кварц-пиритовой стадии выделяются следующие системы рудоносных трещин.

I система объединяет нарушения, развитые в основном в северной части Центрального участка. Элементы залегания этих трещин закономерно меняются с северо-восточного на широтное и северо-западное по мере их приближения к полосе зоны дробления Дебаклинского разлома.

Нарушения указанной системы являются унаследованными от ранее образованных предшествующих стадий.

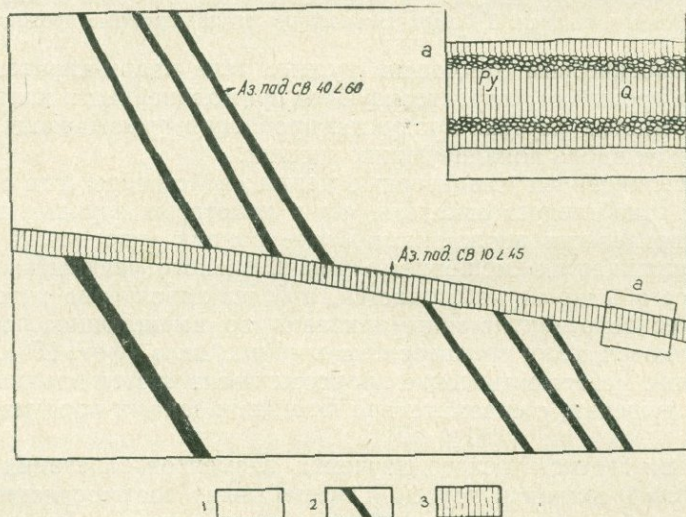
Для нарушений этой системы характерны, в основном, сколовые подвижки.

Представляет интерес выяснение характера подвижек вдоль нарушений кварц-пиритовой стадии в момент, предшествующий локализации оруденения.



Фиг. 128. Метасоматическая пиритовая жила в гидротермально-измененных монзонитах. Фото стенки штольни.

На зарисовке (фиг. 129), сделанной в карьере на уступе 2190, видны взаимоотношения между нарушениями кварц-молибденитовой и кварц-пиритовой стадий. Нарушения кварц-пиритовой стадии характерны своими сдвиговыми перемещениями с амплитудой смещения в горизон-

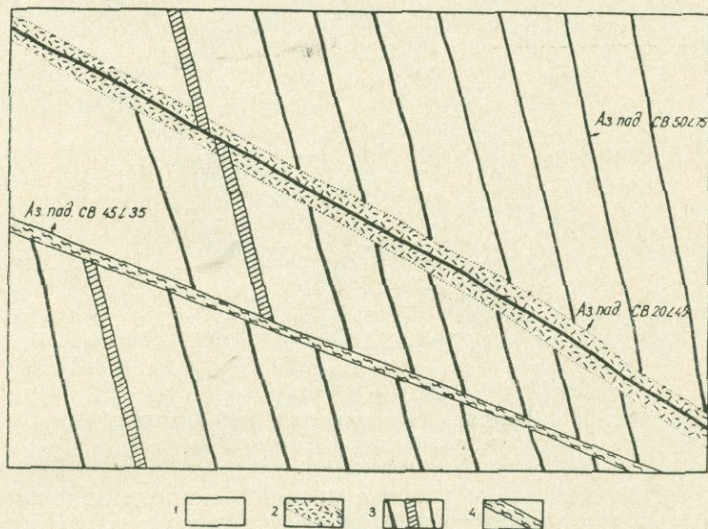


Фиг. 129. Характер перемещения вдоль прожилка кварц-пиритовой стадии. 1. Сильно измененные (каолинизированные) монзониты. 2. Кварц-молибденитовые жилы и прожилки. 3. Кварц-пиритовая жила.

тальной плоскости до 1 м. На зарисовке (фиг. 130) отмечается уже надвиговый характер подвижек вдоль кварц-пиритового прожилка, с незначительной амплитудой смещения до 50 см.

Трещины кварц-пиритовой стадии формируются также вдоль сравнительно крупных нарушений ранних стадий—кварц-молибденитовых

жил. Обычно вдоль таких жил происходят сколовые подвижки, приводящие к образованию довольно мощной (до 2 м) полосы дробления, которая затем подвергается интенсивной пиритизации. Одновременно в жиле развивается сплошное пиритовое оруденение в виде отдельных гнезд, линзовидных участков, небольших жил и прожилков. Для установления характера движения блоков вдоль крупных кварц-молибденитовых жил в кварц-пиритовую стадию были произведены замеры ориентировки кварца в висячем контакте жилы VI в штольне 36.



Фиг. 130. Характер смещения кварц-молибденитовых прожилков вдоль кварц-пиритовых прожилков. 1. Сильно измененные мслониты. 2. Кварц-пиритовый прожилок. 3. Кварц-молибденитовые жилы и прожилки. 4. Тектонические нарушения.

Непосредственно на отпариванной поверхности висячего контакта жилы отмечаются борозды скольжения, которые показывают движение висячего блока вниз и в северо-западном направлении.

С висячего контакта жилы, примыкающего к интенсивно пиритизированной и серицитизированной глинке трения, был взят ориентированный образец, который был подвергнут микроструктурному исследованию—составлена диаграмма ориентировки кварца.

Как видно из диаграммы (фиг. 131), кварц образует ряд максимумов, располагающихся в пределах определенного пояса, который имеет простираение, совпадающее с простираением плоскости жилы. Указанные максимумы, очевидно, образованы в результате подвижек по плоскости жилы. Один из этих максимумов I системы и отражает подвижки по плоскости жилы в период времени, непосредственно предшествующего локализации кварц-пиритовой стадии и совпадает с направлением ориентировки борозд на плоскости жилы.

Таким образом, в кварц-пиритовую стадию вдоль нарушений I системы происходили как сбросо-сдвиги, так и взбросы, взбросо-сдвиги.

II система трещин характерна северо-восточным простираением с падением на северо-запад и имеет наложенный характер по отношению к ранее описанной системе. II система трещин развита как на западе, так и на востоке и отличается постепенным увеличением ее роли по мере удаления от полосы Дебаклинского разлома: если на западе структуры представлены одиночными небольшими прожилками, то на востоке они образуют параллельные прожилковые зоны. Одновременно отмечается также укрупнение прожилков с запада на восток.

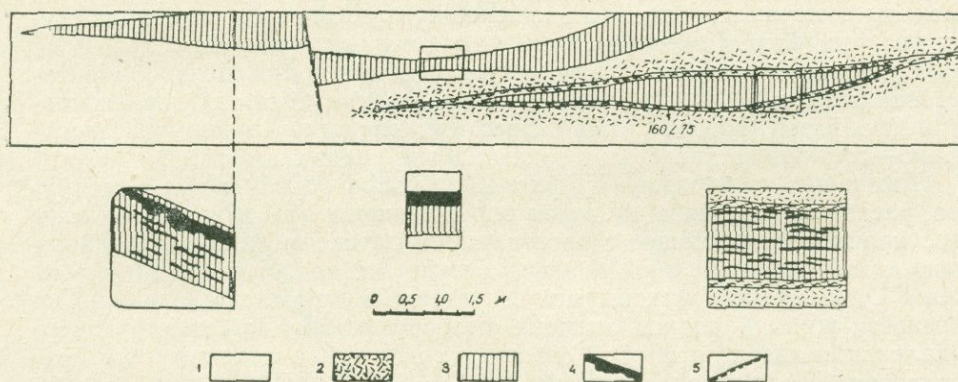
Указанная система трещин переходит на северо-восточный участок и затем на Аткизское месторождение.

В восточной части Центрального участка северо-восточные структуры представлены сравнительно небольшими кварц-пиритовыми прожил-



Фиг. 131. Диаграмма ориентировки осей кварца в кварц-молибденитовой жиле.

ками, а на северо-восточном участке последние представлены сравнительно мощными кварц-пиритовыми жилами, приуроченными к крупным сколовым нарушениям. Пример такой структуры представлен на зарисовке кварц-пиритовой жилы в штольне 1, штрек 1 (фиг. 132). Жилы характерны отчетливыми и резкими контактами с вмещающими породами, с повсеместным наличием продуктов дробления вдоль контакта.

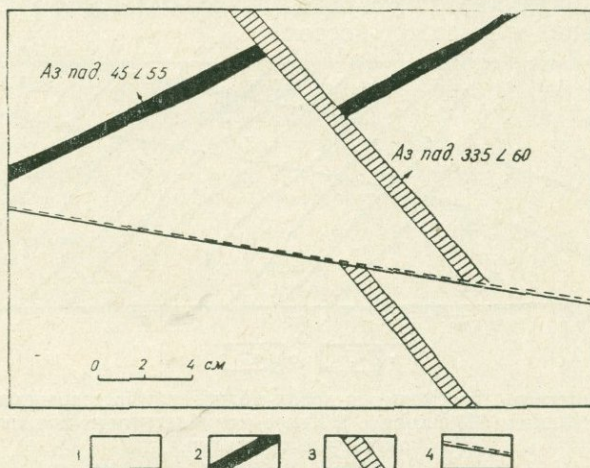


Фиг. 132. Кварц-пиритовая жила. 1. Монзониты. 2. Монзониты серицитизированные. 3. Кварц-пиритовая жила. 4. Участок с массивным пиритовым оруденением. 5. Тектонические нарушения.

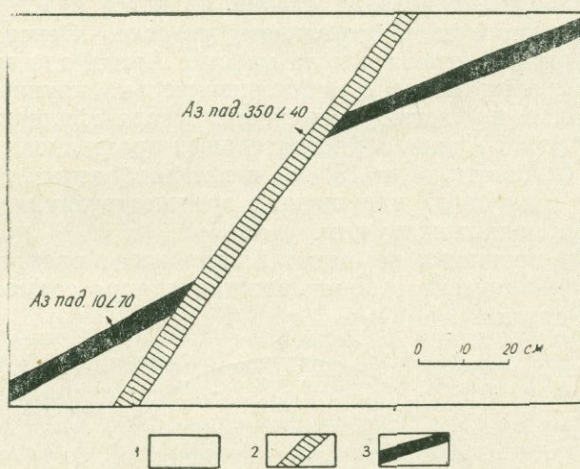
По протяжению характерны плавные изменения простирания жилы. Как видно из другой зарисовки (фиг. 133), для кварц-пиритовых прожилков северо-восточного простирания характерно сбросовое перемещение с амплитудой смещения по вертикали до 20 см. Аналогичное сбросовое перемещение устанавливается также и на зарисовке (фиг.

134), где, по-видимому, проявились не чисто сбросовые подвижки, а сбросо-сдвиги.

III система рудоносных нарушений кварц-пиритовой стадии имеет северо-восточное простирание с юго-восточным падением. Она имеет подчиненное значение и распространена на восточном фланге место-



Фиг. 133. Характер перемещения вдоль кварц-пиритового прожилка северо-восточного простирания. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовые прожилки. 3. Кварц-пиритовые прожилки. 4. Тектоническое нарушение.



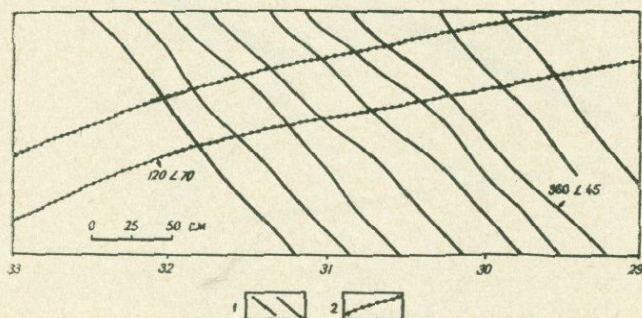
Фиг. 134. Характер перемещения вдоль кварц-пиритового прожилка северо-восточного простирания. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-пиритовый прожилок. 3. Кварц-молибденитовый прожилок.

рождения. Характеризуется прожилками, имеющими небольшие мощности, не сопровождаемые перемещениями вдоль нарушений (фиг. 135).

Тектонические условия локализации кварц-пиритовой стадии на Центральном участке во многом сходны с условиями локализации предшествующих стадий. Это выражается в образовании прожилковых систем одинаковых направлений.

Однако, в отличие от кварц-халькопиритовой, в кварц-пиритовую стадию образуется значительно меньшее количество систем рудоносных трещин и меньшая их густота, что, очевидно, связано со значительным уменьшением тектонической активности.

В кварц-пиритовую стадию формируются в основном две системы рудоносных трещин. I система северо-западного простирания с падением на северо-восток характеризуется сбросо-сдвиговыми подвижками с движением висячего блока вниз и на северо-запад и II система—северо-восточного простирания с падением на северо-запад. Подвижки вдоль этих трещин также характеризуются сбросо-сдвигами с движением висячего блока вниз и на северо-восток.



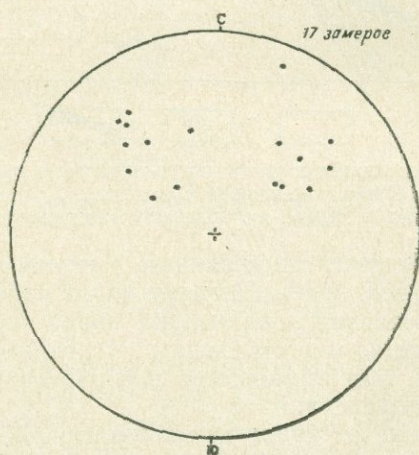
Фиг. 135. Пересечение без смещения кварц-молибденитовых прожилков кварц-пиритовыми прожилками III системы. 1. Кварц-молибденитовые прожилки. 2. Кварц-пиритовые прожилки.

С запада на восток отмечается укрупнение структур II системы, которые на востоке представлены крупными, 1—1,5 м мощности, кварц-пиритовыми жилами.

Кварц-сфалерит-галенитовая стадия является одной из мало распространенных стадий на Центральном участке. Основное развитие структур этой стадии отмечается на участке Аткиз, где минерализация данной стадии представлена в виде сравнительно крупных жил.

На Центральном участке оруденение кварц-сфалерит-галенитовой стадии представлено в виде самостоятельных прожилков, отдельных небольших жил (мощностью до 15 см) и гнездообразных выделений, локализующихся в крупных нарушениях предшествующих стадий вследствие повторных подвижек по ним.

Рудоносные прожилки не имеют площадного распространения, а встречаются спорадически в зонах прожилкования совместно со структурами других стадий.



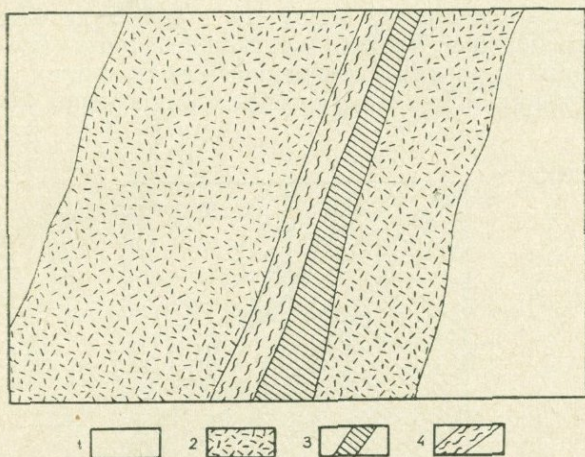
Фиг. 136. Точечная диаграмма залегания прожилков кварц-сфалерит-галенитовой стадии.

Замеры элементов залегания рудоносных трещин кварц-сфалерит-галенитовой стадии сведены в точечную диаграмму (фиг. 136), на которой ясно выделяются два основных направления:

1. северо-западного простирания, с падением на северо-восток $\angle 50-60^\circ$;
2. северо-восточного простирания с падением на северо-запад $\angle 50-60^\circ$.

I система нарушений в основном развита в западной части рудного поля и совпадает с общим направлением штокверка в этой части Центрального участка. Она, очевидно, наследует направление древних трещин и обычно характерна сколовыми подвижками.

Последнее положение хорошо иллюстрируется зарисовкой (фиг. 137), где небольшая кварц-сфалерит-галенитовая жила I системы приурочена к сколовому нарушению и развивается в лежащем боку нарушения.



Фиг. 137. Развитие кварц-сфалеритовой жилы в лежащем боку тектонического нарушения. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Интенсивно измененные монзониты. 3. Кварц-сфалеритовая жила. 4. Тектоническое нарушение.

В лежащем и всiachем боках жилы развивается сравнительно мощное гидротермальное изменение, выраженное серицитизацией.

II система трещин кварц-сфалеритовой стадии северо-восточного простирания развита в основном в восточной части Центрального участка. В отличие от трещин северо-западной части она характеризуется чертами разрывных нарушений, не сопровождающихся перемещениями и имеющих наложенный характер по отношению к ранее образованным нарушениям.

Так, в стволе штольни 36 серия кварц-сфалерит-галенитовых прожилков северо-восточного простирания пересекает систему параллельных кварц-молибденитовых и кварц-халькопиритовых прожилков широтного простирания, с падением на север. Это свидетельствует о некотором отклонении направления нарушения для кварц-сфалерит-галенитовых прожилков от общего направления штокверка.

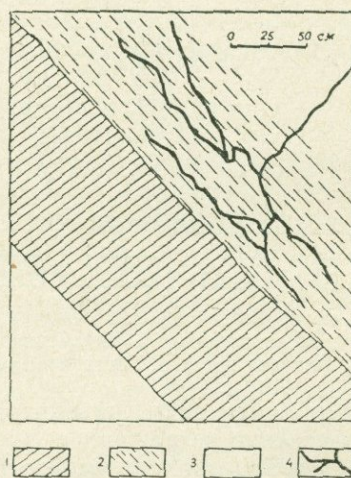
Как было отмечено ранее, значительная часть полиметаллической минерализации локализуется в крупных структурных элементах более ранних стадий. Наиболее типичным примером является жила VI. Здесь полиметаллическая минерализация образует небольшие жиллообразные, гнездообразные и линзообразные участки, локализованные в пределах самой жилы.

На восточном фланге жилы VI, в ее наиболее мощной части, полиметаллическая минерализация представлена небольшими прожилочками и гнездообразными выделениями размером до 2—3 см в поперечнике. С продвижением на запад участки полиметаллической минерализации приобретают форму сравнительно крупных гнезд, линз и карманов с неправильным очертанием, размерами до 50—60 см. Далее на запад последние уже приобретают жилообразную форму. Мощность такой «жилы»—20—30 см, а длина—5—6 м.

На западном фланге «жила» имеет пирит-полиметаллический состав с характерным полосчатым строением (чередующиеся полосы пирита и сфалерита).

Такое постепенное изменение форм и размеров полиметаллической минерализации в пределах жилы связано с различной степенью раскрытия полостей. Очевидно, на западе дробление жилы б и раскрытие ее было более значительным, нежели на востоке.

Полиметаллические прожилки встречаются и непосредственно в контакте жилы с вмещающими породами, в полосе интенсивно измененных пород. Это большей частью маломощные прожилки с неправильными очертаниями, с резкими изменениями простираения, наличием многочисленных апофиз, весьма характерных для трещин разрыва (фиг. 138).



Фиг. 138. Развитие кварц-сфалерит-галенитового прожилка в висячем боку кварц-молибденитовой жилы. 1. Кварц-молибденитовая жила. 2. Интенсивно измененная серицитизированная порода с вкрапленностью и тонкими прожилками пирита. 3. Слабо измененные монзониты. 4. Кварц-сфалерит-галенитовые прожилки.

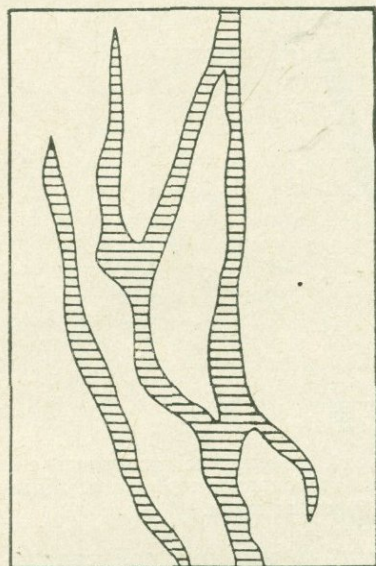
Таким образом, кварц-сфалерит-галенитовая стадия характеризуется значительным ослаблением тектонической деятельности, что выражается в образовании ограниченного числа рудоносных систем. Последние в основном наследуют и развиваются по древним структурам, по которым происходят сколовые движения и образуются разрывы.

Кварц-карбонатная стадия имеет широкое развитие в пределах всего рудного поля и отмечается почти на всех его участках. Она обычно проявляется в виде крупных кварц-карбонатных жил, мощностью до 1,5—2,0 м, прожилков и прожилковых зон, представляющих серию сравнительно маломощных параллельных прожилков, часто имеющих кулисообразное расположение, а также в виде метасоматической карбона-

тизации, обычно развивающейся в тесной связи с прожилками и жилами. Отмечается развитие карбонатной стадии в виде брекчий в кварц-молибденитовых жилах, где обломки кварцевой жилы с сульфидами цементируются карбонатом.

Такие брекчиевые структуры обусловлены повторным раскрытием полостей вдоль кварц-молибденитовой жилы и связанным с ним дроблением жильного материала.

Структуры локализации кварц-карбонатной стадии по своим морфологическим особенностям имеют характерные черты типичных сколовых нарушений. Как правило, в зальбандах карбонатных жил отмечается карбонатизированная глинка трения с характерной ленточной текстурой. В меньшей степени наблюдаются и трещины разрыва с извилистым очертанием и с чередующимися пережимами и раздувами (фиг. 139).

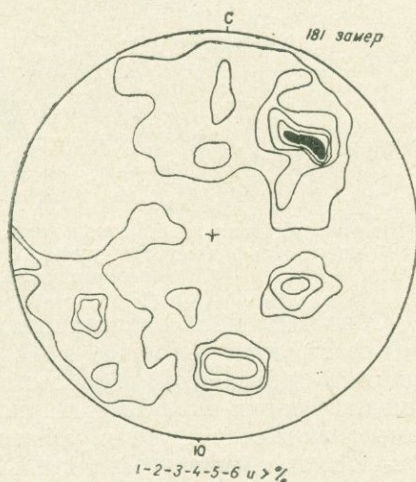


Фиг. 139. Морфология карбонатных прожилков, приуроченных к трещинам разрыва.

1. Слабо измененные монзониты.
2. Карбонатные прожилки.

с извилистым очертанием и с чередующимися пережимами и раздувами (фиг. 139).

На основе многочисленных замеров элементов залегания кварц-карбонатных прожилков и жил составлена диаграмма элементов их залегания (фиг. 140).



Фиг. 140. Диаграмма ориентировки структур кварц-карбонатной стадии.

Как видно из диаграммы, для кварц-карбонатной стадии характерны следующие системы локализирующих нарушений:

1. северо-западного простирания— $310-320^\circ$, с падением на северо-восток, $\angle 50-60^\circ$;
2. северо-западного простирания— $310-320^\circ$, с падением на юго-запад под углом 75° ;
3. северо-восточного простирания— 70° , с падением на юго-восток, $\angle 60-65^\circ$;
4. северо-восточного простирания— $45-50^\circ$, с падением на юго-восток, $\angle 50^\circ$.

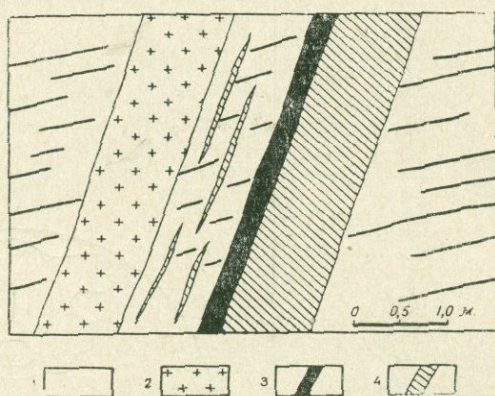
Наиболее характерной системой трещин кварц-карбонатной стадии является I система, образующая наиболее четко выраженный максимум. Она в основном развита на севере Центрального участка. Менее четко выраженный максимум образует II система, которая также развита на Центральном участке, но в южной его части.

Остальные две системы имеют сравнительно небольшое распространение, характерны небольшими размерами структур и развиты в восточной части Центрального участка.

I система локализирующих нарушений характеризуется значительными мощностями, достигающими 2 м, и значительным протяжением—60—70 м.

Структуры этой системы имеют типичные черты сколовых нарушений, сопровождающиеся продуктами дробления. Обычно крупные структуры приурочиваются к структурным элементам ранних образований—зальбандам кварц-сульфидных жил и даек порфиров, а связи с повторными подвижками вдоль последних.

Вдоль указанных карбонатных жил висячем боку очень часто отмечаются параллельно главной жиле мелкие прожилки либо вытянутые линзовидные тела, также сложенные карбонатом (фиг. 141).



Фиг. 141. Мощная карбонатная жила. 1. Слабо измененные монзониты с системой кварц-сульфидных прожилков. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Жила черного кварца. 4. Карбонатная жила.

Сопоставление локализирующих структур карбонатной стадии I системы со структурами более ранних стадий показало, что вдоль структур I системы происходили взбросовые подвижки, в результате чего висячий блок нарушения оказывался приподнятым (фиг. 142). Структуры I системы отличаются крутыми углами падения. Амплитуда смещения вдоль сместителей обычно незначительная—15—20 см в вертикальной плоскости.

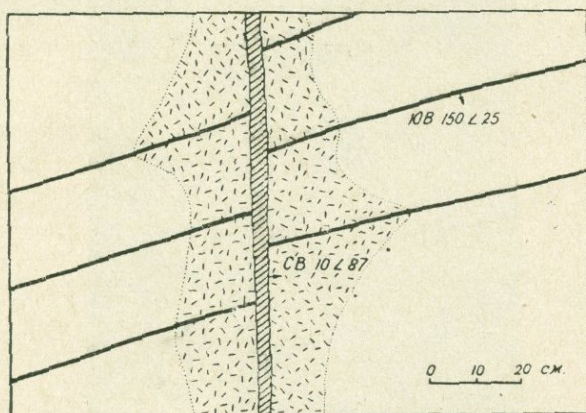
Структуры II системы получили развитие в основном на юге Центрального участка и в отличие от структур I системы характерны мелкими формами—маломощными прожилками, несущими тем не менее ясные черты сколовых нарушений (наличие продуктов дробления, перемещения вдоль нарушений). Вдоль структур указанной системы происходят сбросовые перемещения (фиг. 143), причем, как правило, такие перемещения сопровождаются небольшими амплитудами, достигающими лишь 0,5 м по вертикали.

Аналогичного типа перемещения кварц-молибденитовой жилы вдоль структур II системы представлены на фото стенки штольни 36, где ясно видно опускание висячего бока (фиг. 144).

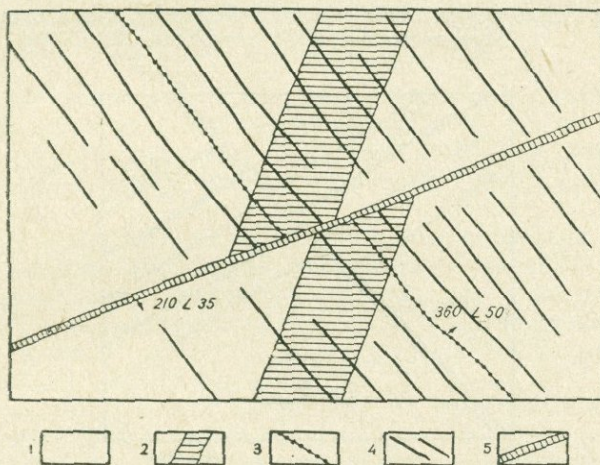
В штольнях 1—2, в штреке 7, удалось установить взаимоотношение карбонатного прожилка с прожилками других стадий в вертикальной и горизонтальной плоскостях.

На зарисовке (фиг. 145) смещение рудоносных прожилков происходит как в вертикальной, так и горизонтальной плоскостях, что свидетельствует о сдвиго-сбросовой природе нарушения. При этом висячий

блок нарушения двигался вниз и в северо-западном направлении с амплитудой смещения в вертикальной плоскости равной 15 см, а в горизонтальной—только 5 см.



Фиг. 142. Взбросовые подвижки вдоль структур I системы. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Интенсивно измененные каолинизированные монзониты. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки. 4. Карбонатный прожилок.



Фиг. 143. Сбросовые перемещения вдоль структур II системы. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Дайка аплита. 3. Кварц-молибденитовый прожилок. 4. Кварц-халькопиритовый прожилок. 5. Карбонатный прожилок.

III система структур карбонатной стадии, имеющая северо-восточное простирание, с падением на юго-восток имеет сравнительно небольшое развитие в рудном поле и в основном развита в восточной части Центрального участка.

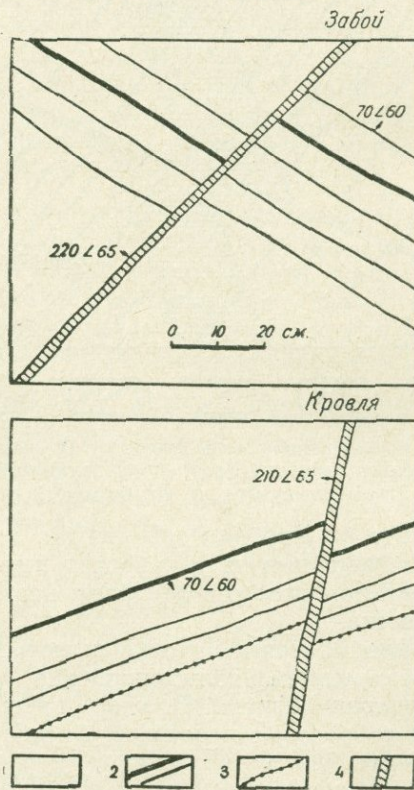
Нарушения указанной системы также имеют сколовую природу и характеризуются перемещением вдоль нарушения.

Как видно из зарисовки (фиг. 146), вдоль трещин III системы происходили в основном взбросовые подвижки с незначительной амплитудой смещения—до 20 см.

Таким образом, в карбонатную стадию, тектонические подвижки происходили в основном по трем системам структур, из коих I система наследует направления древних структур, вдоль которых она часто развивается. Две другие структуры являются более молодыми.



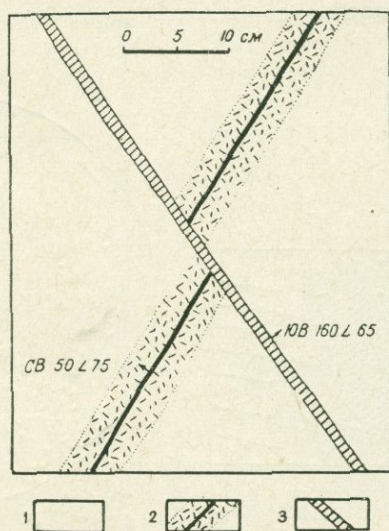
Фиг. 144. Сбросовые перемещения кварц-молибденовой жилы вдоль карбонатного прожилка. Фото стенки шт. 36.



Фиг. 145. Характер перемещения вдоль карбонатных прожилков III системы.
 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-молибденитовые прожилки. 3. Кварц-пиритовые прожилки. 4. Карбонатный прожилок.

Подвижки по характеру смещения—взбросы, сбросо-сдвиги и, возможно, взбросо-сдвиги, с небольшими амплитудами смещения.

Халцедоновая стадия имеет небольшое развитие в пределах Центрального участка и образует отдельные мелкие прожилки мощностью



Фиг. 146. Характер перемещения вдоль карбонатных прожилков III системы. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-пиритовый прожилок с ореолом серицитизации. 3. Карбонатный прожилок.

до 10 см и протяжением 5—6 см. Более широкое развитие халцедоновых жил отмечается на северо-восточном участке и восточнее всей полосы промышленного оруденения. На участках Ширин, Аткиз, Шлоркут они образуют жилы северо-восточного простирания, достигающие мощности 0,5—1,0 м.

На Центральном же участке халцедоновые прожилки, как правило, маломощны. Помимо прожилков, отмечаются отдельные гнезда и участки метасоматического замещения. Последние в основном развиты вдоль мощной гранодиорит-порфировой дайки, именуемой «Центральной дайкой». В пределах Центрального участка эта дайка подвержена интенсивному окварцеванию.

На нижних горизонтах штолен 1—2, 32, 36 степень изменения падает. В штольнях 1—2 в зальбанде дайки отмечается линзообразный участок-халцедона, а сама дайка подвергается интенсивному окварцеванию (фиг. 147).

Для Центрального участка составлена точечная диаграмма (фиг. 148) элементов залегания халцедоновых прожилков. Из диаграммы видно, что преобладающее большинство халцедоновых прожилков имеет северо-западное простирание с падением на юго-запад под углом 70—75°. При этом вытянутое очертание скопления точек свидетельствует о колебании азимута простирания прожилков от СЗ—300° до СЗ—330°.

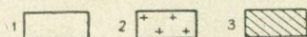
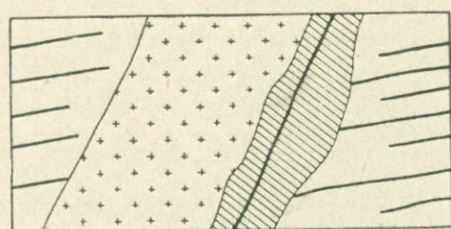
Как единичные, отмечаются прожилки северо-западного простирания, с падением на северо-восток, и северо-восточного простирания, с падением на юго-восток.

Изучение структур халцедоновой стадии показывает их сбросовую природу смещения.

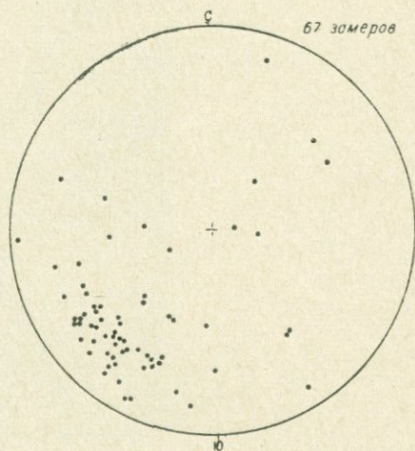
На зарисовках (фиг. 149, 150) приводятся примеры взаимоотношений халцедоновой прожилка с пиритовой жилой и халькопиритовыми прожилками, отчетливо показывающими небольшую (20—30 см) амплитуду смещения вдоль трещин халцедоновой стадии.

Таким образом, в халцедоновую стадию происходит значительное изменение тектонической обстановки, по сравнению с предыдущими стадиями.

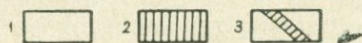
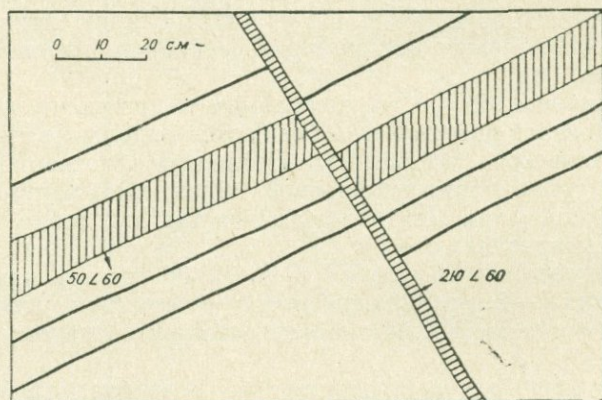
Ангидрит-гипсовая стадия является наиболее поздней стадией гидротермальной деятельности в пределах рудного поля Каджаранского месторождения.



Фиг. 147. Развитие халцедона в контакте дайки гранодиорит-порфира. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Участок развития халцедона.



Фиг. 148. Точечная диаграмма элементов залегания халцедоновых прожилков.



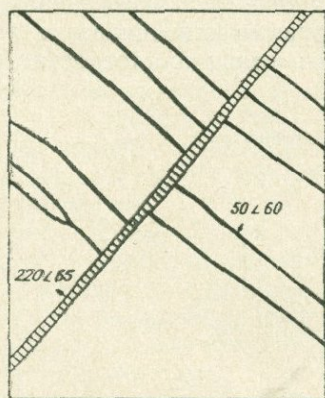
Фиг. 149. Взаимоотношения пиритовых прожилков с халцедоновыми. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварц-пиритовая жила и прожилки. 3. Халцедоновый прожилок.

Отмечается локальное развитие указанной стадии в пределах лишь Центрального участка, на западном его фланге.

Указанная ангидрит-гипсовая минерализация отмечается почти на всех горизонтах вплоть до самого нижнего горизонта штольни 38 и представляет собой трубообразное тело эллиптического сечения с погружением на северо-восток, совпадающим с падением плоскости Дебаклинского разлома. Длинная, т. е. вытянутая, ось эллипса имеет 150, а короткая—75 м.

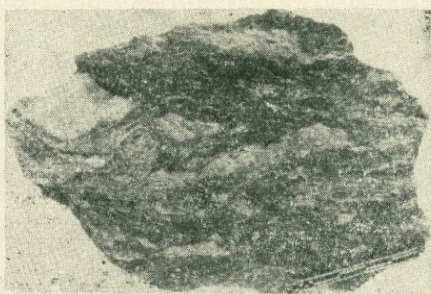
Контакты огипсованной зоны с вмещающими монцонитами на юге тектонические, а на севере постепенные, без видимых четких границ.

В пределах отмеченного тела ангидрит-гипсовая минерализация образует небольшие жилы мощностью до 0,5 м и протяженностью 5—6 м.



Фиг. 150. Характер смещения кварц-халькопиритовых прожилков вдоль халцедонового. 1. Слабо измененные монцониты. 2. Халцедоновый прожилок. 3. Кварц-халькопиритовые прожилки.

Зальбанды ангидритовых жил с вмещающими породами четкие, с извилистыми очертаниями, с наличием раздувов и пережимов, свидетельствующих о разрывной природе локализирующих трещин.



Фиг. 151. Милонит.

В большинстве случаев отмечается развитие гипса и ангидрита вдоль кварц-молибденитовых жил и прожилков и вдоль рудных тел других стадий минерализации.

Пострудный этап развития рудного поля

Пострудный этап развития рудного поля охватывает значительный промежуток времени, следующий после завершения формирования месторождения вплоть до настоящего времени. В течение этого времени происходили активные тектонические подвижки, проявившиеся как вдоль основной тектонической структуры—Дебаклинского разлома, так и вдоль других структур (даек, кварц-сульфидных жил и прожилков, кварц-карбонатных жил и др.).

Наиболее крупные тектонические подвижки происходили вдоль Дебаклинского разлома, где отмечается мощная пострудная черная глина, непосредственно контактирующая с гидротермально измененной глиной. В пострудной глине отмечаются растасканные обломки кварцевых и карбонатных жил.

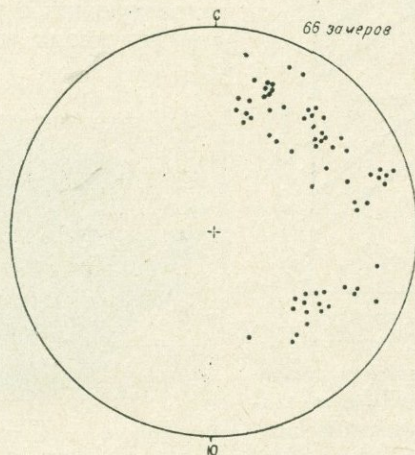
Наряду с черной глиной здесь отмечается 30—40 см полоса типичных милонитов с интенсивной перемятостью развальцованного материала, значительной уплотненностью его и характерной плейчатой текстурой (фиг. 151).

На основе замеров в зоне Дебаклинского разлома составлена точечная диаграмма элементов залегания пострудных нарушений (фиг. 152). Как видно из диаграммы, для пострудных нарушений в полосе Дебаклинского разлома характерны две системы:

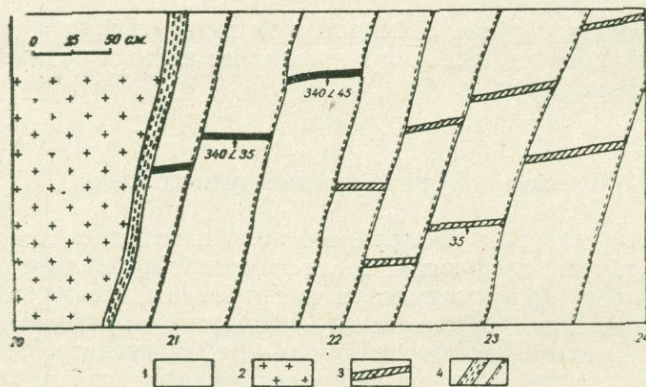
северо-западного простирания—300—330°, с падением на северо-восток, $\angle 50—60^\circ$;

северо-восточного простирания—20—60°, с падением на юго-восток, $\angle 50—60^\circ$.

Первая система нарушений параллельна зоне дробления Дебаклинского разлома и образует сравнительно крупные тектонические нарушения, кулисообразно расположенные вдоль главной плоскости разлома.



Фиг. 152. Точечная диаграмма элементов залегания пострудных тектонических нарушений в полосе Дебаклинского разлома.



Фиг. 153. Характер пострудных подвижек вдоль контакта дайки гранодиорит-порфира. 1. Свежие монзониты. 2. Дайка гранодиорит-порфира. 3. Кварц сульфидные прожилки. 4. Тектонические нарушения.

Частота и величина сбросовых плоскостей возрастает по мере приближения к главной плоскости разлома.

Среди указанных систем по характеру смещения отмечаются как сдвиги, так и сбросы.

На плоскостях скольжения одних нарушений отмечаются вертикальные борозды, на других борозды косо ориентированы, что свидетельствует о сбросо-сдвиге.

Амплитуда смещения даек вдоль сдвиговых северо-западных нарушений в горизонтальной плоскости достигает 20—30 м.

Вторая система тектонических нарушений косо ориентирована по отношению к простиранию Дебаклинского разлома и является трещинами

оперения, образовавшимися в результате сдвиговых подвижек. На зеркалах скольжения указанных нарушений отмечаются борозды, свидетельствующие о движениях как по вертикальной, так и горизонтальной плоскостям. Вдоль указанных нарушений отмечается смещение даек, кварц-сульфидных жил и прожилков.

На основе смещения даек и кварц-сульфидных жил устанавливается сдвиго-сбросовая природа этих нарушений, причем всякий блок двигался в северо-восточном направлении снизу вверх. Максимальная амплитуда смещения до 10—15 м.

На основе срезания указанных нарушений сбросовыми нарушениями северо-западного простирания устанавливается более молодой возраст последних.

Более сложно протекали пострудные подвижки на Центральном участке, в пределах развития штокверка.

Несмотря на сравнительно интенсивное проявление пострудной тектоники, выразившееся в образовании местами довольно крупных нарушений, последние совершенно не влияют на размещение оруденения в пределах штокверка.

В целях изучения пострудных нарушений на каждом горизонте, в штольнях были произведены замеры элементов залегания тектонических нарушений и составлены круговые диаграммы.

Из диаграммы видно, что наиболее распространенными системами трещин для Центрального участка являются:

северо-западного простирания, с падением на северо-восток, $\angle 40-60^\circ$;

северо-западного простирания, с падением на юго-запад, $\angle 50-60^\circ$;

северо-восточного простирания, с падением на северо-запад, $\angle 70^\circ$;

северо-восточного простирания, с падением на юго-восток, $\angle 60^\circ$.

При этом следует отметить, что нарушения северо-восточного простирания более широко развиты на западе, а нарушения северо-западного простирания на востоке.

Вблизи крупных структурных элементов—даек, кварц-сульфидных жил и четко выраженных прожилковых зон—пострудные нарушения, как правило, приспосабливаются к контактовым плоскостям последних. На зарисовке (фиг. 153) видно, как вдоль контакта дайки следует система параллельных ступенчатых сбросов с амплитудой смещения до 30 см.

Однако, помимо сбросовых нарушений, обновляющих старые структуры, отмечаются также нарушения, прослеживающиеся поперек общей вытянутости структурных элементов штокверка. Такие нарушения, как правило, сдвигают крупные жилы и дайки на амплитуду до 5—10 м.

Таким образом, в пострудный этап развития рудного поля происходили в основном подвижки двух типов:

сдвиго-сбросы или сдвиги, обусловленные подвижками вдоль Дебаклинского разлома и

сбросовые подвижки, которые имеют различную ориентировку на различных участках рудного поля, но образованы в результате общего расслабления рудного поля—гравитационные сбросы.

Анализ условий формирования рудоносных структур

Изучение тектонической обстановки формирования отдельных этапов гидротермальной деятельности, стадий минерализации и закономерности пространственного размещения локализирующих нарушений показало, что последние по условиям образования могут быть подразделены на три группы:

нарушения, имеющие широкое развитие в пределах всего региона, образованные в результате региональной тектоники;

нарушения, представляющие собой оперяющую систему трещин Дебаклинского разлома, образовавшиеся в результате движения блоков вдоль нарушения;

нарушения, образовавшиеся в результате мощного импульса бокового сжатия, обусловившего общее раздробление пород и образование единой системы трещиноватости.

Нарушения I группы имеют широкое и повсеместное развитие во всех типах пород как во вмещающей вулканогенно-осадочной толще, так и в интрузивах (порфириновые граниты, гранодиориты и монзониты). Указанные трещины имеют, как правило:

северо-западное простирание с падением на СВ и

северо-восточное простирание с падением на СЗ.

Нарушения II группы, образованные в результате тектонических подвижек вдоль разлома, развиты, главным образом, в непосредственной близости от приразломной полосы. Такие трещины, как правило, параллельны основной контролирующей структуре и характеризуются кулисообразным расположением друг к другу. Они образуют сравнительно крупные сколовые нарушения, в которых локализованы кварц-сульфидные жилы. Помимо нарушений, параллельных зоне Дебаклинского разлома, непосредственно в полосе, примыкающей к разломной зоне, отмечается наличие также трещин, ориентированных косо по отношению к разлому.

Нарушения III группы имеют большое развитие в пределах Центрального участка и несут в себе основную массу родоносных прожилков. Указанные трещины возникли в результате мощного импульса сжимающих усилий, ориентированных в северо-восток—юго-западном направлении и образуют систему трещин, которая закономерно меняет элементы залегания по мере приближения к полосе Дебаклинского разлома. На востоке эти трещины, как правило, имеют северо-восточное простирание с падением на северо-запад. Далее на запад они приобретают широтное простирание, с падением на север, и затем уже в западной части Центрального участка они имеют северо-западное простирание, с падением на северо-восток.

С приближением к полосе Дебаклинского разлома вся указанная система рудоносных трещин резко погасает.

Характерной особенностью трещин этой группы является значительное изменение их направления в различных блоках пород, в случае, когда эти блоки ограничены дайками порфира.

Изучение морфологических особенностей рудоносных трещин различных стадий минерализации и взаимоотношений их друг с другом показало, что рудоносные структуры (прожилки и жилы) претерпели довольно длительную и сложную историю развития. В наиболее ранние периоды формирования месторождения происходило зарождение главной системы трещин.

После зарождения основной системы рудоносных трещин Центрального участка происходит осложнение образовавшейся системы. Вдоль указанных нарушений происходят мелкоамплитудные, различные по типу подвижки—сбросы, сбросо-сдвиги, сдвиго-надвиги и прочие. В основном, очевидно, обусловленные перемещением сравнительно небольших блоков.

В период формирования различных стадий подвижки носили разный характер и образовывались новые системы трещин. Даже в пределах одной и той же стадии отмечается несколько систем рудоносных нару-

шений, наложенных друг на друга в результате подвижек и перемещений.

Несмотря на то, что в каждой стадии минерализации появляются новые системы трещин, главная система локализирующих структур для всех стадий остается постоянной. Эта система, имеющая дугообразное очертание, в пределах Центрального участка представлена на диаграммах элементов залегания рудоносных нарушений различных стадий минерализации.

Таким образом, в пределах рудного поля отмечаются участки с развитием многосистемных нарушений, заполненных продуктами одной стадии минерализации, и участки развития одной системы локализирующих трещин, заполненных продуктами разных стадий минерализации.

Наконец, в заключительную стадию развития нарушений происходит раскрытие и локализация в них продуктов гидротермальной деятельности. Раскрытие, очевидно, обусловлено периодическим расслаблением и растяжением, последовавшим после определенного периода сжатия, с которым связаны активные тектонические подвижки.

В целях изучения характера и механизма раскрывания рудоносных структур были произведены массовые замеры мощностей рудоносных прожилков.

С этой целью было выбрано одно сечение, наиболее глубоко разведанное горными выработками.

Указанное сечение проходит по створу штолен 18—19 и охватывает 5 разведочных горизонтов: горизонт штолен 18—19, отметка 2175 м, горизонт штолен 1—2, отметка—2125, горизонт штольни 32—2075, горизонт штольни 36—2025 и горизонт штольни 36 бис—отметка 2000. Во всех указанных штольнях были произведены упомянутые массовые замеры мощностей рудоносных прожилков.

На основе указанных замеров высчитаны средние мощности прожилков для каждого горизонта и составлена кривая изменения средних мощностей прожилков с глубиной, а также показаны количественные соотношения (в %) прожилков различных мощностей для различных горизонтов.

Как видно из графика (фиг. 154), с глубиной происходит закономерное увеличение средних мощностей прожилков. Так, если на верхнем горизонте средняя мощность прожилка равна 0,4 см, то на самом нижнем горизонте она достигает 2,1 см, т. е. происходит пятикратное увеличение мощности.

Следует отметить, что наряду с таким закономерным увеличением мощности прожилков происходит такое же закономерное уменьшение количества прожилков. Это видно из количества замеренных прожилков на различных горизонтах, поскольку замеры мощностей производились непрерывно (без пропусков) по всей длине штольни. Несмотря на то, что протяженность верхних штолен гораздо меньше нижних штолен, на верхних горизонтах зарегистрировано больше прожилков, нежели на нижних.

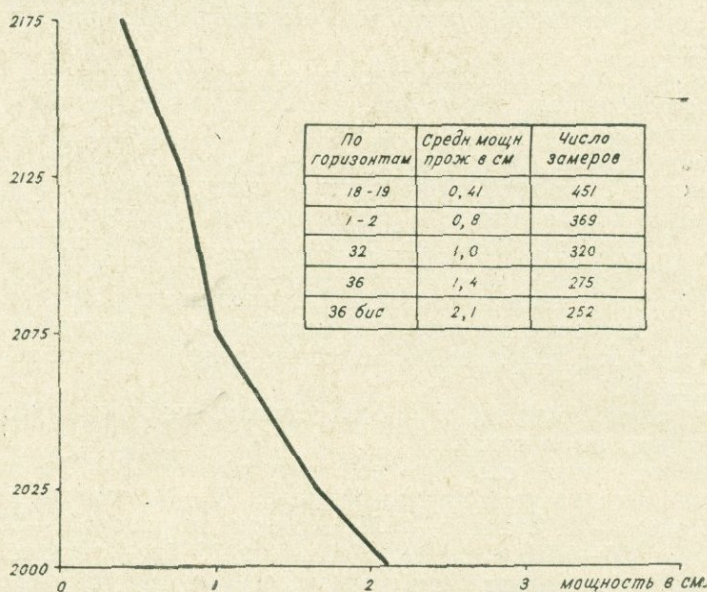
Помимо определений средней мощности прожилков по горизонтам, на основе замеров мощностей были построены также кривые, показывающие количественные соотношения (в процентах прожилков) различных мощностей по горизонтам.

Кривые на фиг. 155 показывают, что наибольшее (в процентном отношении) количество маломощных прожилков (0,1—0,3 см) приходится на верхние горизонты.

С глубиной количество маломощных прожилков уменьшается с соответствующим увеличением количества более мощных, а максималь-

ное количество (в %) мощных прожилков сосредоточено на нижнем горизонте.

Таким образом, по мере увеличения глубины происходит значительное увеличение мощности структур и такое же уменьшение количества рудоносных структур, что, очевидно, приводит к качественному изменению характера оруденения.



Фиг. 154. Кривая изменения средней мощности прожилков с глубиной.

На верхних горизонтах, вследствие интенсивности прожилкования, оруденение более равномерное и в общем интенсивное. С глубиной, вследствие уменьшения количества прожилков, интенсивность оруденения падает и, помимо того, отмечается значительная неравномерность распределения оруденения и увеличение мощности слабо минерализованных интервалов.

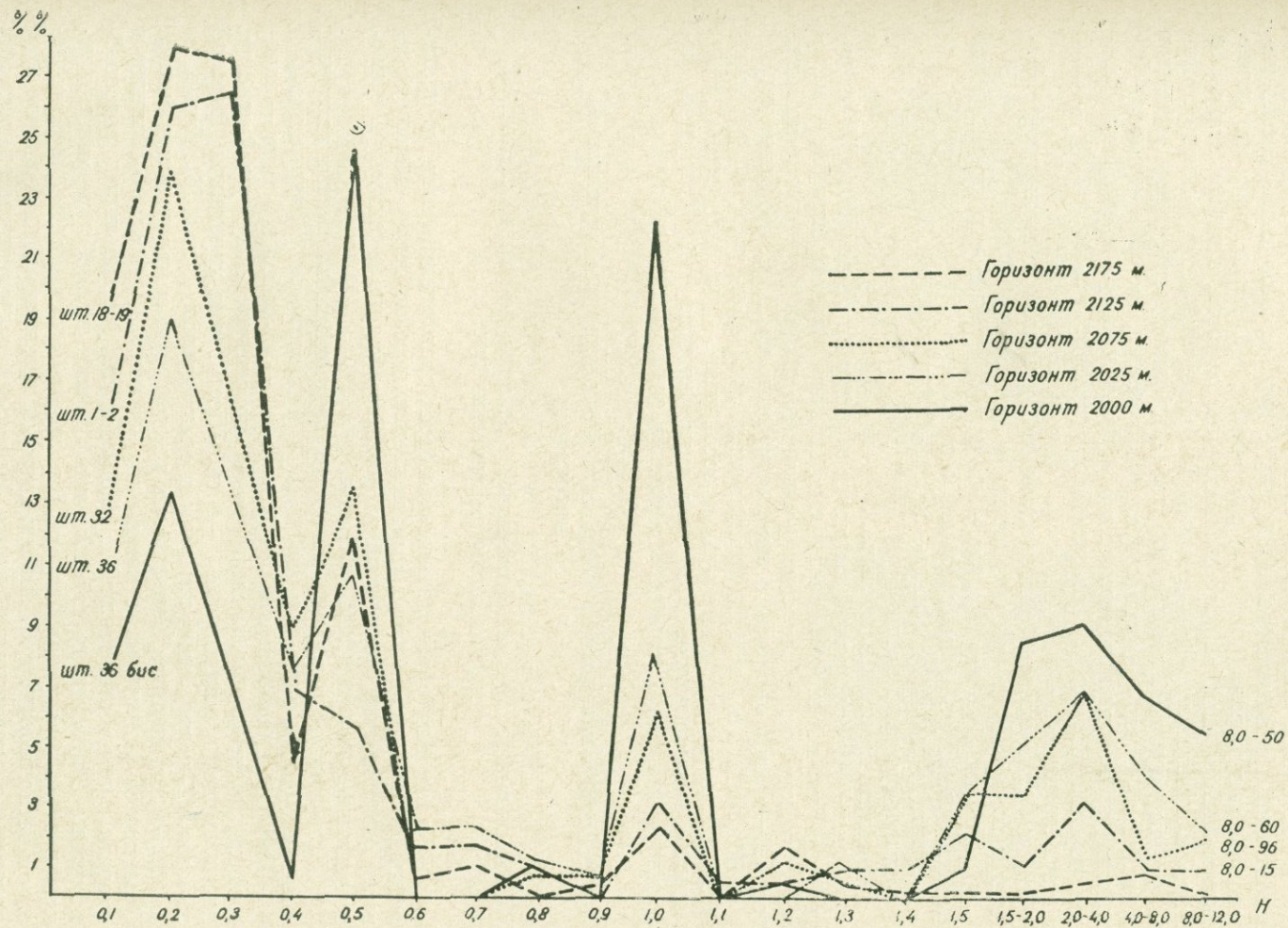
Все вышеописанное свидетельствует об эшелонированности оруденения. На верхних горизонтах преобладает прожилково-вкрапленный тип минерализации при активном участии метасоматических процессов. На нижних горизонтах преобладает жильный тип, при отсутствии метасоматических процессов и вкрапленной минерализации.

Последнее обусловлено различной степенью растяжения и раскрытия трещин с глубиной.

СТРОЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД

Изучение минерального состава руд Каджаранского месторождения проводилось совместно с изучением геологического строения месторождения.

Первое изучение минералогии руд Каджаранского месторождения приводится в работе П. М. Замятина и И. Н. Чиркова (1937). Несколько позже руды месторождения описаны в работе С. А. Мовсеяна (1941). Затем более детальные исследования были произведены З. В. Рупасовой (1942), И. Г. Магакьяном (1954), М. П. Исаенко (1949, 1953, 1959), Г. О. Пиджяном (1956), Е. А. Акоюн (1960), А. С. Фарамазяном (1960), Р. Н. Зарьяном (1964).



Фиг. 155. Кривые изменения мощности прожилков на различных горизонтах.

Минералогия зоны окисления долгое время была предметом тщательных исследований Е. А. Аюпян. Ею детально описаны все минералы, последовательность образования и количественные соотношения их в различных типах измененных пород.

В настоящей главе приводится описание минералов, минеральных ассоциаций, их взаимоотношений друг с другом, химический состав минералов, содержание редких и рассеянных элементов в них по ранее выделенным этапам гидротермальной деятельности, а внутри этапов по стадиям минерализации и ассоциациям. Описание вещественного состава руд по периодам минералообразования позволяет более отчетливо представить эволюцию гидротермальной деятельности в пределах отдельных этапов, минералогическую и геохимическую специфику каждой порции раствора, обособившейся в виде самостоятельной стадии минерализации.

Как было отмечено ранее, постмагматическая деятельность в Каджаранском рудном поле проявилась в два этапа.

В ранний этап постмагматической деятельности формируются высокотемпературные минеральные ассоциации:

- магнетит-роговая обманка—биотит-апатитовая;
- кварц-турмалиновая;
- грейзенизированные аплиты.

Указанные ассоциации генетически связаны с монзонитовой интрузией и относятся к двум различным стадиям постмагматических метасоматических процессов: ранней—**щелочной стадии** и сравнительно более поздней—**стадии кислотного выщелачивания**, по Д. С. Коржинскому.

В поздний этап постмагматической деятельности формируются среднетемпературные рудные ассоциации—молибден, медь, полиметаллы и замыкающие этот этап низкотемпературные безрудные ассоциации (карбонат, халцедон, ангидрит, гипс).

Ранний этап постмагматической деятельности монзонитовой интрузии

Высокотемпературная минеральная ассоциация ранней щелочной стадии постмагматических процессов

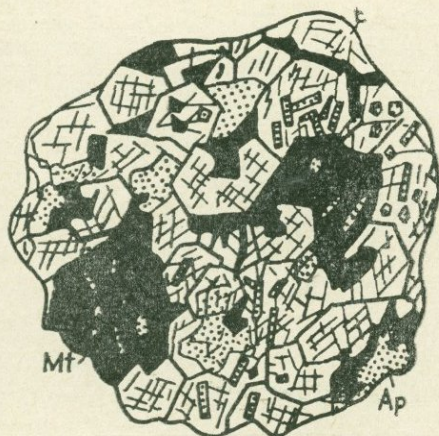
К указанным образованиям относятся сравнительно широко проявленные в пределах рудного поля метасоматические тела с незакономерными очертаниями, сложенные из роговой обманки и биотита и сопровождающиеся магнетитом, апатитом, сфеном.

Для указанной ассоциации весьма характерны пятнистые текстуры, имеющие формы линз, шлиров, полос с неправильными очертаниями.

Наиболее распространенные минералы — амфибол и биотит — зачастую образуют крупнокристаллический либо крупночешуйчатый агрегат, достигающий в поперечнике 3—4 см. Шестоватые кристаллы роговой обманки (2—3 см) тесно сростаются с магнетитом (фиг. 156). При этом магнетит, как правило, цементирует как роговую обманку, так и биотит. Отмечаются значительные изменения количества роговой обманки и биотита в таких образованиях. Наблюдаются участки чисто роговообманковые с небольшим содержанием биотита и, наоборот, участки исключительного развития биотита. В последнем случае очень часто с биотитом тесно ассоциируют апатит, который, как правило, интенсивно прорастает и развивается по биотиту. Небольшие выделения магнетита, как правило, цементируют биотит и апатит (фиг. 156, 157). Сфен в указанных метасоматических образованиях представлен небольшими огранен-

ными кристаллами, изредка достигающими 1 см и располагающимися в промежутках между шестоватыми кристаллами роговой обманки.

Роговая обманка является наиболее распространенным минералом в этих метасоматических образованиях.



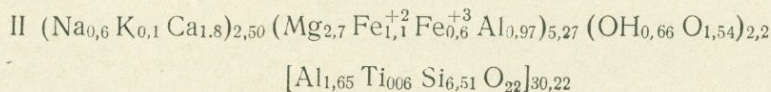
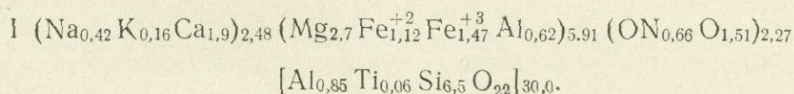
Фиг. 156. Штуфной образец с высокотемпературной биотит-магнетит-апатитовой ассоциацией (зарисовка). Вi—биотит, Мt — магнетит, Аp — апатит.



Фиг. 157. Призматические кристаллы апатита (белое) в биотитизированных монцонитах.

Химические анализы роговых обманок из прожилков и из метасоматических скоплений представлены в табл. 15.

Кристаллохимические формулы этих двух разновидностей роговых обманок имеют следующий вид:



Химический состав роговых обманок и кристаллохимические формулы показали, что оба разновидности роговых обманок относятся к обыкновенной роговой обманке и не имеют существенных отличий от роговых обманок вмещающих пород—монцонитов.

Основное отличие в химическом составе в этих двух роговых обманках сводится к небольшому повышению содержания CaO в метасоматических роговых обманках, что, очевидно, следует объяснить тем, что указанная роговая обманка образовалась за счет плагиоклазов вмещающих пород.

Спектральными анализами установлены в роговых обманках следующие элементы-примеси: Mn—0,3, Ni—0,001, Co—0,003, Ti—1,0, V—0,03, Ga—0,03, Zr—0,001, Cu—0,03, Pb—0,003, Ag—0,0003, Zn—0,03, Sn—0,001, Gd—0,003, Yt—0,003, Sr—0,003, Ba—0,03, Li—0,003, Be—0,003.

Биотит также является одним из основных минералов в этих образованиях и имеет химический состав показанный в табл. 16.

Роговая обманка из прожилка, пересчитанная на 24 кислорода

Анализ 8

Окислы	Весовые %	Молек. колич.	Атомное колич. кислорода	Число атомов кислорода	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	47,84	796	1592	14	796	6,5
TiO ₂	0,57	8	16	0,13	8	0,65
Al ₂ O ₃	4,38	86	258	2,2	172	1,47
Fe ₂ G ₃	6,75	86	258	2,2	172	1,47
FeO	9,90	138	138	1,12	138	1,12
MnO	0,32	4	4	0,03	4	0,03
MgO	14,21	352	352	2,7	352	2,7
CaO	13,67	245	244	1,9	244	1,9
Na ₂ O	0,80	26	26	0,21	52	0,42
K ₂ O	0,48	10	10	0,08	20	0,16
H ₂ O	0,37	44	44	0,33	88	0,66
Σ			2942	24		

Таблица 15а

Роговая обманка из метасоматического скопления

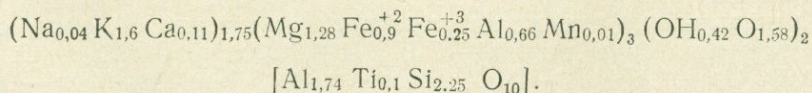
Анализ 9

Окислы	Весовые %	Молек. колич.	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода, пересчитанных на 24	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	49,52	824	1648	13,03	824	6,51
TiO ₂	0,57	8	16	0,12	8	0,06
Al ₂ O ₃	7,85	154	472	3,63	308	2,62
Fe ₂ O ₃	3,05	348	114	0,90	76	0,6
FeO	10,08	141	141	1,10	141	1,10
MnO	0,46	7	7	0,04	7	0,04
MgO	13,55	337	337	2,7	337	2,7
CaO	10,79	228	228	1,80	228	1,70
Na ₂ O	1,20	38	38	0,30	76	0,60
K ₂ O	0,50	10	10	0,05	20	0,10
H ₂ O	0,36	44	44	0,33	88	0,66
Σ			3045	24		

Таблица 16

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	Σ
Содержание	34,10	2,16	15,08	2,60	16,56	1,64	14,33	0,19	0,20	10,22	2,27	0,23	100,60

Пересчет кристаллохимической формулы биотита представлен ниже и имеет следующий вид:



Указанный биотит отличается от биотита монзонита повышенным содержанием калия, малым содержанием натрия, повышенным содержанием глинозема и низким содержанием железа и магния.

В биотите спектральным анализом установлены следующие элементы примеси: Ni—0,003%, Co—0,001—0,003%, Ti—1—3%, V—0,03—0,1%, Gr—0,002%, Cu—0,01—0,03%, Pb—0,01—0,03%, Ga—0,003%, Sr—0,01%, Ba—0,03—0,1%, Li—0,003—0,01%, Be—0,0001—0,0003%, Sc—0,01—0,03%.

Магнетит является одним из главных минералов высокотемпературной ассоциации, образует тесные сростания почти со всеми минералами.

По химическому составу магнетит указанной ассоциации соответствует обыкновенному магнетиту. Здесь отмечаются сравнительно небольшие содержания TiO_2 , которые, очевидно, связаны с ильменитом, присутствующим в тесном сростании с магнетитом и образованным в результате распада.

Отмечается также и повышенное содержание CaO, которое, очевидно, связано с загрязненностью анализируемого материала. Химический состав магнетита приводится в табл. 17.

Таблица 17

Окислы	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Cl	Сумма
Содержания	2,57	26,64	67,40	1,56	2,29	0,27	100,73

Спектральным анализом в магнетите установлены следующие элементы-примеси: Mn—0,1%, Ni—0,003—0,01%, Co≤0,03%, V≤0,1%, Cu—0,1—0,3%, Sb—0,01—0,03%, Zn—0,03%, Ga—0,03%, Ba≥0,01%.

Ильменит присутствует постоянно в руде в тесных зернистых сростаниях с магнетитом. Образует зернистые выделения вытянутого очертания, располагающиеся в промежутках зерен магнетита. Очевидно образован в результате распада магнетита.

Апатит является слабо распространенным минералом, представлен как в виде небольших скоплений совместно с биотитом, магнетитом, так и в виде отдельных небольших призматических кристаллов с хорошей призматической огранкой. Проявляется большей частью совместно с биотитом и интенсивно прорастает его.

Показатель преломления апатит $No' = 1,637$, $Ne' = 1,635$.

Апатит показывает следующий состав элементов-примесей: Mn—0,1, Ni—0,001, Ti—0,3, Mo—0,003, V—0,1, Zr—0,5, Hf—0,1, Cu—0,003, Pb—0,001, Ag—0,0001, Ga—0,001, Yt—0,03, La—0,1, Sr—0,03, Ba—0,003, Li—0,001.

На основе изучения возрастных взаимоотношений между минералами устанавливается следующая последовательность их выделения (схема 1).

Минеральные ассоциации стадии кислотного выщелачивания

Кварц-турмалиновые жилы, турмалиновые прожилки и метасоматическая турмалинизация. Указанные образования имеют подчиненное значение и развиты спорадически вдоль северного контакта монцонитовой интрузии. Турмалинизация территориально находится в тесной связи с аплитами и микромонцонитами, в результате чего широко проявляются метасоматические прожилки, турмалиновые солнца и метасоматические тела с неправильными очертаниями. Кварц-турмалиновые жи-

Схема 1

Последовательность выделения минералов в раннюю щелочную стадию постмагматических образований

Минералы	Последовательность выделения
Роговая обманка	████████████████████
Биотит	████████████████████
Апатит	──────────────────
Магнетит	──────────────────
Ильменит	──────────────────
Сфен	──────────────────

лы характеризуются симметрично-полосчатым строением, где крупные шестоватые кристаллы турмалина растут от зальбандов к середине жилы (фиг. 52).

Размер призматических кристаллов достигает 15 см. Помимо турмалина, отмечаются также магнетит, шеелит, халькопирит, пирит, молибденит, биотит, хлорит, апатит, сфен, циркон.

Магнетит образует изометрические выделения размером 2—5 см, которые в основном заполняют промежутки между шестоватыми кристаллами турмалина. В срединной части жилы, где отсутствует турмалин, не обнаруживается и магнетит, но здесь больше пирита, халькопирита, молибденита.

Шеелит тесно ассоциирует с турмалином. Характерно, что шеелит отмечается в протолочках из турмалинизированных аплитов и монцитов.

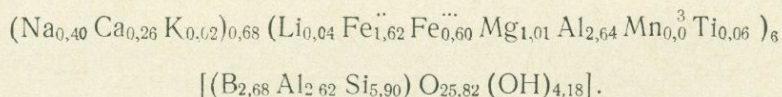
Биотит и хлорит тесно ассоциируют и срastaются с турмалином. Совместно с ними в тесном срastании отмечается и апатит.

Порядок выделения минералов в жиле следующий: кварц—турмалин—магнетит—шеелит—apatит—биотит—хлорит—пирит—молибденит—халькопирит.

Указанная последовательность выделения представлена на схеме 2.

Турмалин из кварц-турмалиновых жил и прожилков был исследован Б. М. Меликсетяном (1959), по данным которого химический состав турмалина и пересчет его представляются в табл. 18.

Пересчет турмалина показал следующую кристаллохимическую формулу:



Химический анализ турмалина показывает, что по составу он соответствует шерлу с высоким содержанием Fe₂O₃ и значительной примесью дравитового компонента.

Спектральные анализы турмалинов из жил, аплитов и пегматитов показывают следующие элементы-примеси (табл. 19).

Одновременно с образованием кварц-турмалиновых жил заполнения отмечается в сравнительно небольших масштабах метасоматическая турмалинизация в виде метасоматических прожилков и турмалиновых

Схема 2

Последовательность выделения минералов в кварц-турмалиновых жилах

Минералы	Последовательность выделения
Кварц	██
Турмалин	████████████████████
Магнетит	████████
Шеелит	-----
Биотит	-----
Хлорит	-----
Серицит	-----
Апатит	-----
Пирит	-----
Молибденит	-----
Халькопирит	-----

Таблица 18

Весовые %

Si ₂ O	Ti ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	B ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O	Σ
35,7	0,46	26,99	4,88	9,40	11,77	0,20	1,48	4,10	0,13	1,26	0,06	3,80	100,36

Таблица 19

	Mn	Ni	Co	Ti	V	Gr	Zr	Cu	Ga
Турмалин из пегматитов	0,3	0,003	0,01	0,3	0,03	—	0,01	0,03	0,03
Турмалин из жил	0,1	0,003	0,01	0,3	0,03	—	0,01	0,03	0,03
Турмалин из аплитов	0,1	0,003	0,01	1,0	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01

	Sr	Be	Zn	Ag	Sn	Ba	Li
Турмалин из пегматитов	0,1	—	!	0,0003	0,001	0,003	0,003
Турмалин из жил	0,1	—	—	0,0003	—	0,003	—
Турмалин из аплитов	0,01	0,0001	0,01	—	0,001	—	—

солнц, развивающихся как во вмещающих монцонитах, так и в ряде жильных пород (аплиты, микромонцониты).

При турмалинизации происходит интенсивное замещение в основном роговой обманки и биотита, а также калиевого шпата. Как правило, в этом случае отмечается заметное осветление пород в полосе, непосредственно примыкающей к прожилкам, связанное, очевидно, с образованием во вмещающих породах альбита, кварца и, в небольшом количестве, серицита.

Грейзенизированные породы имеют спорадическое развитие в рудном поле. Грейзенизации подвергаются аплиты. Под микроскопом это мусковитизированная порода с характерной лепидобластовой структурой. Круглые, размером до 1—2 мм, чешуйки мусковита развиваются по плагиоклазу и калиевому полевому шпату, тесно сростаясь с кварцем.

В указанных образованиях в протолочках установлены следующие минералы: турмалин, апатит, циркон, топаз, тантало-ниобаты, ураноторит, уранинит, топаз, монацит, ортит, корунд, молибденит, пирит, халькопирит.

Поздний этап постмагматической деятельности

Ранее было отмечено, что в поздний этап постмагматической деятельности рудного поля формируется среднетемпературная рудная ассоциация, образующая основную промышленную медно-молибденовую минерализацию.

Наиболее характерной особенностью позднего этапа постмагматической деятельности является многостадийность проявления, обусловленная пульсацией магматического очага. Здесь довольно четко выделяются различные стадии минерализации, отделенные друг от друга периодами спокойствия, во время которых не происходила циркуляция растворов.

Каждая стадия характерна свойственным ей минеральным парагенезисом, текстурными особенностями, особенностью распределения редких элементов и различным характером и интенсивностью околорудного изменения.

К более позднему этапу постмагматической деятельности следует отнести также широко проявленные в пределах Мегринского плутона эпидотовые прожилки, мощностью до 2—3 см, сопровождающиеся каймой альбитизации шириной до 6—7 см.

Были установлены неоднократные случаи пересечения гранодиорит-порфировых даек II этапа указанными прожилками, на основе чего устанавливается их постдайковый возраст. Необходимо отметить также, что рудные прожилки повсеместно пересекают эпидотовые прожилки и нередко развиваются по ним.

Это явление представляет собой деанортитизацию плагиоклазов, образовавшихся в наиболее ранний период стадии кислотного выщелачивания.

К продуктам стадии кислотного выщелачивания относятся также вторичные кварциты, развитые в северо-западной части рудного поля. Вторичные кварциты В. Давачинского участка образуют полосу измененных пород северо-восточного простирания мощностью до 200 м и протяжением до 1000 м. Изменению подверглись как вмещающие порфириды и туфопесчаники, так и рвущие их штоковидные тела гранодиорит-порфиров.

В менее измененных разностях отмечаются остатки неизмененных вкрапленников калиевого полевого шпата и слабо измененные, сравнительно крупные вкрапленники плагиоклазов.

Наличие незамещенных вкрапленников калиевого полевого шпата и плагиоклаза свидетельствует о том, что часть вторичных кварцитов образована за счет пород с порфировидным строением (дайки, штокообразные тела гранодиорит-порфиров). В строении указанных кварцитов участвуют в основном кварц и серицит. В протолочках отмечаются рутил, апатит, циркон, молибденит, пирит.

Таким образом, перед началом формирования основного промышленного медно-молибденового оруденения происходят довольно слабые изменения вмещающих пород, которые хотя и проявляются спорадически, но распространяются на значительной площади, образуя эпидот-альбитовые прожилки и вторичные кварциты.

Продукты поздней щелочной стадии

Вся промышленная медно-молибденовая минерализация формируется в условиях средних температур и характеризуется последовательным количественным изменением основных рудных минералов.

В результате изучения взаимоотношений рудоносных структур, заполненных продуктами различных парагенетических ассоциаций, установлено до 10 стадий минерализации в следующей последовательности:

кварц-магнетитовая,
кварц-полевошпатовая,
кварц-молибденитовая,
кварц-молибденит-халькопиритовая,
кварц-халькопиритовая,
кварц-пиритовая,
кварц-сфалерит-галенитовая,
кварц-карбонатная,
халцедоновая,
ангидрит-гипсовая.

Ниже приводится описание вещественного состава продуктов отдельных стадий минерализации, особенностей строения руд (текстуры и структуры), возрастных взаимоотношений между минералами.

Кварц-магнетитовая стадия. Рудные тела, образовавшиеся в магнетитовую стадию, представлены жилами, прожилками и метасоматическими телами неупорядоченного очертания (штокообразные тела).

Мощные кварц-магнетитовые жилы сложены в основном из кварца и магнетита. Магнетит образует пятнистую текстуру в виде крупных гнездообразных выделений изометрического и эллиптического очертаний с неправильными границами в жильной кварцевой массе (фиг. 158). Та-



Фиг. 158. Пятнистые, гнездообразные выделения магнетита в кварцевой жиле.

кие участки и выделения магнетита обычно приурочены к центральным участкам кварцевых жил, а это указывает на более позднее выделение магнетита по сравнению с кварцем. Одновременно отмечаются участки жил с интерстициальной текстурой, где выделения магнетита с незако-

номерными очертаниями, в количественном отношении уступающие кварцу, заполняют промежутки и как бы цементируют идиоморфные кристаллы кварца.

Наконец, в кварцевых жилах характерны также и вкрапленники магнетита, рассеянные в жильной массе. В прожилках обычно магнетит почти целиком заполняет всю полость, где кварц находится в явно подчиненном количестве. В метасоматических телах текстура руды, как правило, массивная, характерная примерно одинаковым идиоморфизмом кристаллов магнетита. В рудных телах среди сплошного магнетитового агрегата отмечаются незамещенные остатки вмещающих пород.

В прожилках, полностью заполненных магнетитом, последний представлен довольно однообразным мономинеральным равномернозернистым агрегатом с одинаковым идиоморфизмом зерен.

По периферии некоторых прожилков во вмещающей породе отмечается проявление вкрапленности магнетита, который, как правило, развивается по темноцветному минералу (в основном по биотиту).

Основными рудными минералами, выделяющимися в эту стадию, являются магнетит и гематит; второстепенными—халькопирит, борнит, молибденит, редко пирит.

Магнетит, являющийся распространенным минералом, представлен в виде сплошных масс. В мономинеральном агрегате напоминает мостовую структуру с хорошо подогнанными кристаллами. Нередко наблюдаются четко ограненные кристаллы гексагонального очертания.

По отношению к остальным минералам указанной стадии магнетит является наиболее ранним, а все остальные минералы—гематит, борнит, халькопирит, как правило, приспособляются к кристаллам магнетита, заполняя промежутки между его зернами.

Очень часто магнетитовый агрегат бывает интенсивно раздроблен и тогда по трещинам развивается мартит (фиг. 159), который иногда



Фиг. 159. Развитие мартитизации (светло-серое) по магнетиту (темно-серое) вдоль периферии кристаллов. Видны остатки незамещенного магнетита.

полностью замещает отдельные кристаллы магнетита. Отмечается зональное замещение магнетита гематитом. Очевидно, указанная мартитизация гипогенного характера, так как отмечаются пересечения мартитизированных каемок прожилками халькопирита.

Необходимо отметить, что нередко магнетит пересекается более поздними сульфидными прожилками, в особенности халькопиритовыми и пиритовыми, которые образуют довольно разветвленную часть взаимо-

пересекающихся прожилков. При этом сульфиды интенсивно разъедают магнетит. По химическому составу магнетит этой стадии минерализации относится к обыкновенному магнетиту, химический состав которого представлен ниже.

Таблица 20

Окислы	Ti ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Cl	Сумма
Содержание	0,29	76,50	23,40	0,14	0,52	0,04	100,89

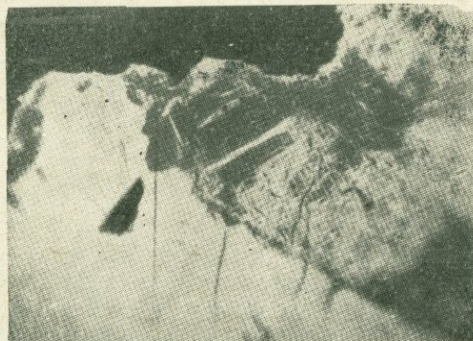
Как видно из химического состава, магнетит этой стадии минерализации отличается от магнетита раннего этапа постмагматической деятельности явно пониженным содержанием TiO₂ и MgO.

Спектральными анализами в магнетите этой ассоциации установлены следующие элементы-примеси: Mn—0,03—0,1, Ni—0,001—0,003, Co≥0,003, Ti≥0,01, Cu—0,01, Zn—0,003, Ga—0,003.

В элементах-примесях также отмечают более низкие содержания Ta, Zp, Ni и Co по сравнению с магнетитом контактово-метасоматического происхождения.

Гематит первичного происхождения имеет сравнительно небольшое распространение в описываемой стадии минерализации и представлен как единичными пластинчатыми выделениями в тесной парагенетической ассоциации с магнетитом, а также лучистыми агрегатами в тесном сростании с магнетитом.

Халькопирит имеет небольшое распространение и представлен, как правило, небольшими выделениями, заполняющими промежутки между зернами магнетита. Халькопирит кварц-магнетитовой стадии нередко образует тесные сростания с борнитом, причем границы между двумя указанными минералами довольно ровные, без взаимных проникновений. С борнитом халькопирит образует довольно часто решетчатые структуры распада (фиг. 160).



Фиг. 160. Структура распада борнит-халькопирита в прожилках кварц-магнетитовой стадии.

Молибденит имеет слабое развитие в кварц-магнетитовую стадию и представлен отдельными чешуйками либо пластинчатыми выделениями размером до 1—2 мм, которые в основном приспособляются к кристаллам магнетита, огибая и разъедая его грани (фиг. 161). В общей магнетитовой массе молибденит рассеян примерно равномерно, что создает представление о его сингенетичности с магнетитом.

Борнит развит в весьма ограниченном количестве, образует сростания с халькопиритом главным образом в виде структур распада.



Фиг. 161. Пластинчатые выделения молибденита в полях магнетита.

Изучение возрастных взаимоотношений между минералами указанной стадии показало следующую последовательность их образования: кварц-магнетит, гематит-молибденит, борнит, халькопирит (см. схему 3).

Схема 3

Последовательность выделения минералов в кварц-магнетитовую стадию

Минералы	Последовательность выделения
Кварц	████████████████████
Магнетит	██████████
Гематит	████████
Молибденит	- - - - -
Борнит	- - - - -
Халькопирит	- - - - -

Кварц-полевошпатовая стадия имеет также сравнительно небольшое распространение в рудном поле, являясь здесь второстепенной стадией гидротермального процесса как в отношении интенсивности проявления, так и по месту, занимаемому в общем балансе привноса металлов.

Полевошпатовая стадия проявляется в виде небольших жил мощностью до 15—20 см и прожилков. Граница жил и прожилков с вмещающими породами довольно четкая с извилистыми очертаниями. В основном прожилки и жилы сложены калиевым полевым шпатом, который характеризуется неоднородным строением. Непосредственно в зальбантовой части прожилка или жил калиевый полевой шпат образует мелкозернистый агрегат аллотриоморфнозернистой структуры. По мере удаления от зальбанда к центру прожилка крупность кристаллов калиевого шпата постепенно увеличивается, а в центре прожилка или жилы он имеет крупнокристаллическое строение, с размером зерен до 2—3 см. Ориен-

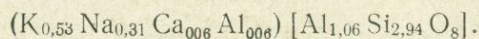
тировки в расположении кристаллов калиевого полевого шпата не отмечается.

Калиевый полевой шпат благодаря малому углу оптических осей

$N_g - 87 \quad 2V = -52^\circ$ и триклинной сингонии относится к

$\Pi(001) N_m - 5^\circ$ аноктоклазу со значительным содержанием натрия,

$N_p - 86$ как это видно из кристаллохимической формулы, полученной при пересчете химического анализа:



В незначительном количестве отмечается и кварц, который, тесно срастаясь с калиевым полевым шпатом, часто образует структуры замещения вдоль плоскостей спайности калиевого полевого шпата.



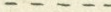




Биотит имеет резко подчиненное значение, представлен отдельными чешуйками либо сравнительно крупными пачками, таблитчатыми агрегатами, располагающимися без определенной закономерности.

Из рудных минералов отмечаются магнетит, ильменит, молибденит, халькопирит. Располагаются они в жильной массе весьма неравномерно, представлены в виде сравнительно небольших скоплений.

Молибденит зачастую образует крупные (размером до 1—2 см) пластинчатые кристаллы в полевошпатовой массе. Последовательность выделения, установленная на основе изучения возрастных взаимоотношений между отдельными минералами, следующая: калинатровый полевой шпат, магнетит, ильменит, биотит, кварц, молибденит, халькопирит. Последовательность образования минералов представлена на схеме 4.

Схема 4

Последовательность выделения минералов в кварц-полевошпатовую стадию

Минералы	Последовательность выделения
К-полевой шпат	
Магнетит	
Ильменит	
Биотит	
Кварц	
Молибденит	
Халькопирит	

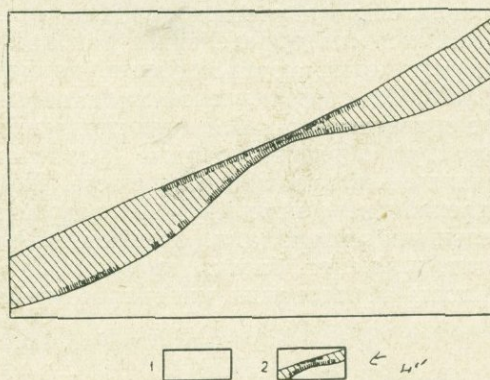
Кварц-молибденитовая стадия имеет весьма широкое развитие на месторождении и является главнейшей и продуктивной стадией минерализации. Наиболее широко она представлена на Центральном участке и менее интенсивно—на участках Давачи, Мякан, Кармир-Кар. Весьма слабо—на северо-восточном и Шлоркутском участках и практически отсутствует на Аткизском участке.

Рудные тела этой стадии образуют как волосяные прожилки 2 мм, так и жилы, мощностью до 3—4 м и более, со значительным протяжением.

Наиболее распространенным рудным минералом этой стадии минерализации является молибденит. Совместно с молибденитом отмечают

ся в ничтожном количестве халькопирит и пирит, которые присутствуют изредка в виде редкой и тонкой вкрапленности и вполне очевидно, что они практического значения не имеют. Необходимо отметить, что текстурные особенности руд, образовавшиеся в связи с этой стадией, довольно разнообразны, что свидетельствует о разнообразных условиях их образования.

Среди прожилков отмечаются как чисто молибденитовые, так и кварц-молибденитовые. При этом кварц-молибденитовые прожилки по простираению (либо по падению) переходят в чисто молибденитовые. Это происходит вследствие постепенного уменьшения количества кварца и, наоборот, увеличения количества молибденита в прожилках, причем последние в этих случаях, как правило, уменьшаются в мощности. На зарисовке (фиг. 162) видно, как по мере уменьшения мощности прожилков обогащается молибденитом.



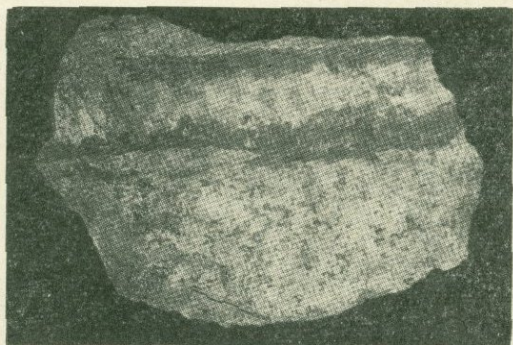
Фиг. 162. Обогащение молибденитом мало-мощных участков прожилка. 1. Слабо измененные монзониты. 2. Кварцевая жила с чешуйками молибденита.

Это явление, очевидно, следует связывать с явлением фильтрационного эффекта, когда рудоносные растворы при движении по трещинам отлагают свой тяжелый груз именно в наиболее узких участках трещин, так как рудное вещество в значительной части задерживается в мало-мощных участках прожилков вследствие того, что именно на этих участках скорость движения раствора больше, нежели в мощных частях. Естественно поэтому, что отставание рудного вещества, т. е. фильтрационный эффект на участках большой скорости движения раствора, будет больше.

Наиболее характерной формой проявления молибденита в кварц-молибденитовых прожилках является образование оторочки в зальбандовых частях прожилков. Молибденит в зальбандовых частях либо образует отдельные чешуйки и решетки, удаленные друг от друга на некоторое расстояние, либо образует сплошную оторочку мощностью 1—2 см (фиг. 163). Чешуйки и пластинки молибденита в прожилках обычно расположены перпендикулярно к плоскости контакта, однако отмечаются редкие случаи, когда пластины расположены параллельно этой плоскости.

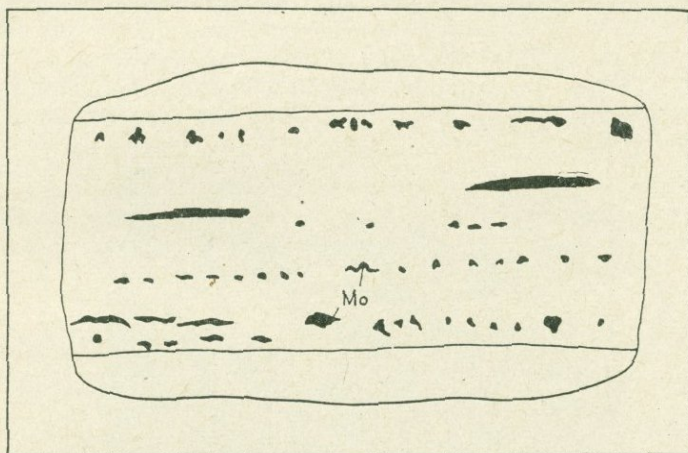
Образование оторочки молибденита в зальбандах кварцевых прожилков связано с реакцией рудоносного раствора с вмещающей породой, в результате чего осаждается молибденит как нерастворимый продукт химических реакций.

Помимо зальбандовых оторочек, отмечаются также и прожилкообразные скопления молибденита, состоящие из параллельных цепочек молибденитовых розеток, приуроченных к средним частям прожилков



Фиг. 163. Оторочка молибденита вдоль зальбандов кварцевой жилы.

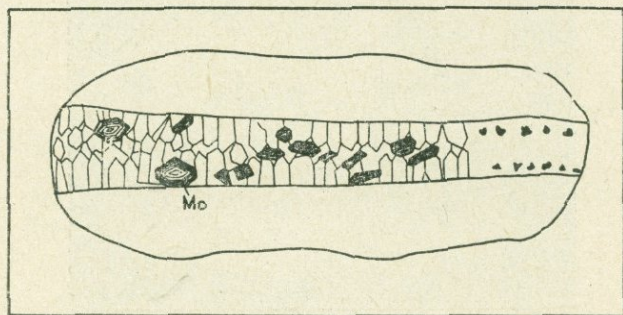
(фиг. 164). Указанное явление связано с тем, что, помимо зальбандовых оторочек, образованных в ранние периоды формирования кварц-молибденитовых прожилков, молибденит выпадал также в средних частях прожилков и, очевидно, здесь мы имеем пример полосчатой текстуры, обусловленной поочередным выпадением из гидротермального раствора молибденита и кварца.



Фиг. 164. Выделения молибденита в виде параллельных цепочек в кварцевой массе.

Необходимо отметить, что нередко устанавливаются случаи, когда молибденит в прожилках проявляется не в виде розеток, либо чешуек, располагающихся в зальбандах, а представлен крупнокристаллическим агрегатом в виде хорошо оформленных кристаллов с бипирамидальным габитусом. Обычно в этом случае кварц также представлен хорошо оформленными кристаллами, а прожилок обычно имеет гребенчатое строение (фиг. 165). В таких прожилках кристаллы молибденита нарастают на гребенчатые кристаллы кварца либо заполняют пустотки между шестоватыми, хорошо ограненными кристаллами кварца. В таких прожилках в кварцевой массе отмечаются пустотки.

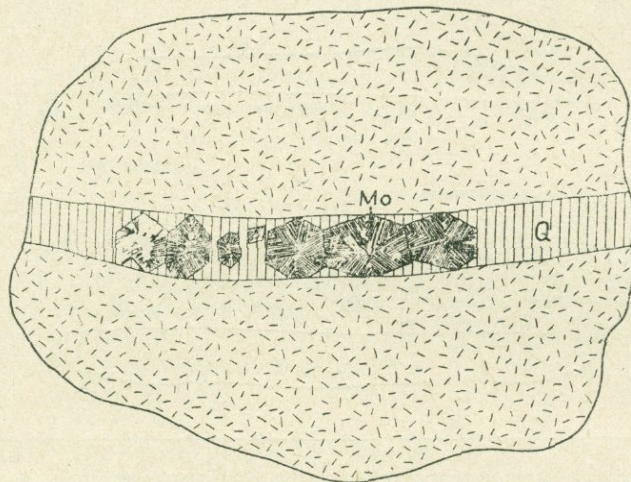
Образование в кварц-молибденитовых прожилках участков гребенчатой текстуры с крупнокристаллическим молибденитом связано с условиями медленной кристаллизации растворов, возможно обогащенных летучими; в этих условиях кварц и молибденит индивидуализируются в крупнокристаллические агрегаты. Такие участки по простиранию, а так-



Фиг. 165. Идиоморфные кристаллы молибденита в сростании с гребенчатыми кристаллами кварца в кварц-молибденитовом прожилке.

же и по падению постепенно переходят в участки с обычным строением и характерной текстурой зальбандовых оторочек с мелкочешуйчатым молибденитом и сплошным кварцем.

В некоторых случаях в прожилках отмечаются хорошо выраженные кристаллы молибденита, которые заполняют прожилок на всю мощность. На зарисовке образца (фиг. 166) представлен один из таких слу-

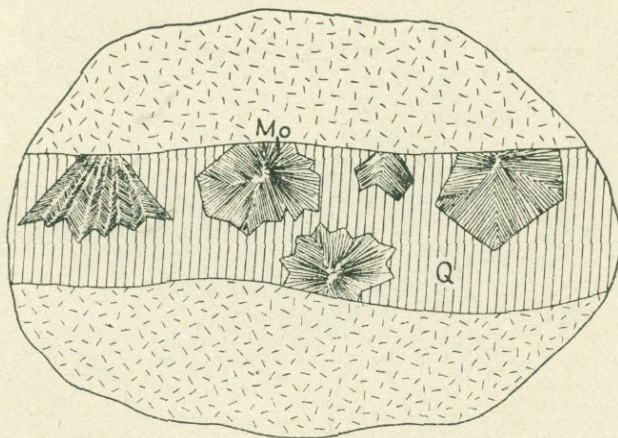


Фиг. 166. Крупные идиоморфные кристаллы молибденита, заполняющие прожилок по всей мощности.

чаев, когда три тесно сросшихся кристалла молибденита заполняют прожилок по всей мощности. Размер таких хорошо оформленных кристаллов молибденита в прожилках достигает 2—3 см в поперечнике (фиг. 167).

Как видно из вышеприведенных зарисовок, в случаях, когда молибденит приобретает хорошо выраженные кристаллические формы и большие размеры, расположение его в прожилках бессистемное и неравномерное.

Таким образом, крупнокристаллические агрегаты молибденита и кварца образуются в условиях медленной кристаллизации при наличии летучих компонентов и в относительно закрытой системе; при этом раствор находится в состоянии, обеспечивающем диффузию вещества на узлокальном участке, благодаря чему и образуются совершенные формы молибденита.



Фиг. 167. Крупнокристаллический молибденит в кварцевом прожилке. Зарисовка в натуральную величину.

На фиг. 168 представлено микрофото пустотки с гексагональным кристаллом молибденита.

Наряду с прожилками молибденит отмечается также, хотя и в весьма небольших количествах, в виде налетов на стенках трещин и в виде розеток и чешуек; при этом молибденит обычно не сопровождается

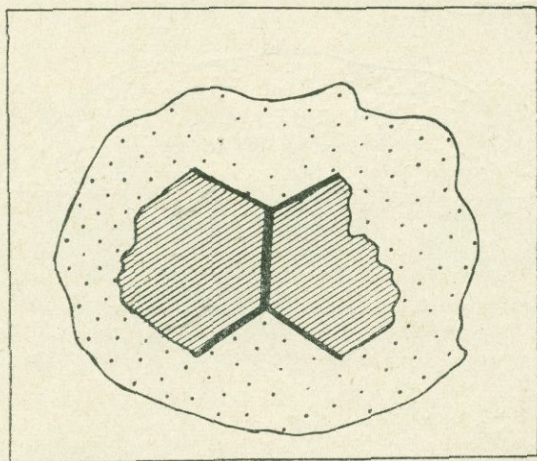


Фиг. 168. Пустотки в кварцевом прожилке. Видны идиоморфные кристаллы молибденита с пирамидальным габитусом.

кварцем. В редких случаях отмечаются крупные кристаллы молибденита пластинчатого габитуса, срастающиеся по граням кристаллов (фиг. 169).

Текстуры кварц-молибденитовых жил несколько отличаются от текстур прожилков. Такое различие вполне понятно в силу того, что ус-

ловия формирования жил и прожилков в некоторой степени отличаются друг от друга. Это в первую очередь касается условий циркуляции и скорости движения раствора. В жилах естественно предполагать более медленное движение раствора, нежели в прожилках; в последних, вследствие малого сечения, раствор движется с большей скоростью и



Фиг. 169. Сrostки пластинчатых кристаллов молибденита на стенках трещин.

находится под большим давлением, чем в жилах. Помимо этого, в прожилках реакционная поверхность раствора в несколько раз превосходит таковую в жилах. Естественно, в силу этого обстоятельства указанные различия должны отразиться и на текстурных особенностях. Действительно, особенности распределения молибденита в жилах и прожилках отличаются друг от друга.

Наиболее характерная особенность распределения молибденита в мощных кварц-сульфидных жилах—это отсутствие молибденитовых оторочек в зальбандах жил, что отмечалось для прожилков. Молибденит в жилах образует отдельные обогащенные участки в виде пятен, обычно вытянутых или изометрических очертаний с весьма неправильными контурами (фиг. 170). Такие обогащенные участки сложены из молибденита с различной крупностью чешуек и пластин, тесно переплетающихся друг с другом. Они обычно располагаются по всей жильной массе кулисообразно друг относительно друга по всему простиранию жилы—параллельно зальбандам.

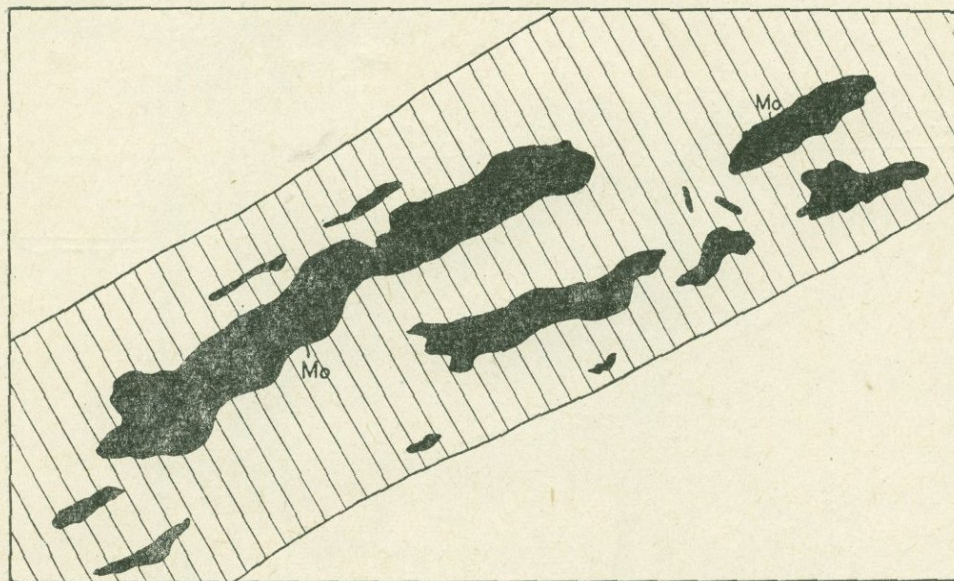
Таким образом молибденит в мощных жильных телах распределен довольно неравномерно в виде обогащенных участков «бонанцев». Вышеотмеченное хорошо согласуется с графиком распределения молибденита и меди по жиле VI (фиг. 171).

Как видно из этого графика, молибден в жиле VI распределен крайне неравномерно и его содержание образует отдельные пики, достигающие 2,5%, и провалы, где содержания его опускаются до 0,1%.

Необходимо отметить, что помимо пятнистых обогащенных участков, в жиле отмечается также вкрапленность молибденита, представленная в виде чешуек и розеток. Нередко указанные розетки образуют цепочки (фиг. 172), которые в общем параллельны зальбандам жилы.

На некоторых участках жилы отмечаются отдельные гнездообразные пустотки, внутри которых развиты призматические кристаллы кварца, размером до 1,5—2 см. Размер друзовых пустоток обычно не превышает 10 см в поперечнике. Внутри друзовых пустоток отмечается хорошо

оформленный мелкокристаллический бипирамидальный молибденит, нарастающий на кристаллы кварца либо располагающийся в промежутках между ними. Молибденит в жилах и прожилках представлен в довольно разнообразных формах, но в основном образует гексагональные пластины, розетки и хорошо выраженные индивидуализированные кристаллы.



Фиг. 170. Зарисовка кварц-молибденитовой жилы мощностью 25 см.
черное — выделения молибденита.

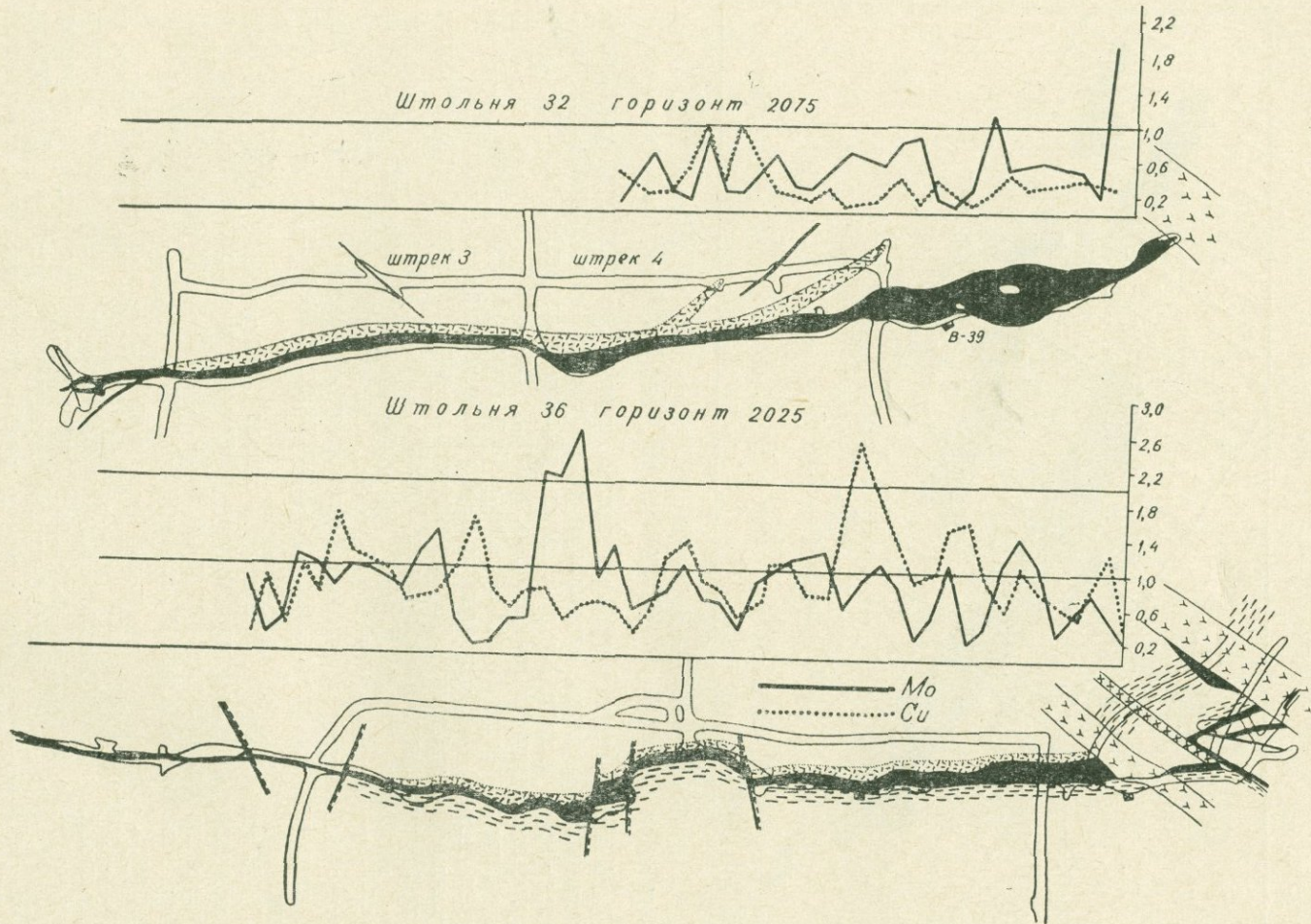
В кварц-молибденитовых жилах отмечается также и скрытокристаллическая форма проявления молибденита. Такой молибденит тонко распылен в кварце. Кварц обычно при этом приобретает темную окраску, проявляющуюся в виде полос и пятен (фиг. 173).

При изучении таких образований в полированных (при больших увеличениях) и прозрачных шлифах устанавливаются тончайшие кристаллики молибденита. Химические анализы черного кварца показывают содержание в нем молибдена от 3 до 5%.

Разбирая вопрос условий формирования кварц-молибденитовых жил и прожилков, необходимо отметить, что некоторые исследователи совершенно иначе объясняют формирование кварц-молибденитовых жил и прожилков и особенно последовательность выделения минералов в них.

В частности, М. П. Исаенко считает, что формирование кварц-молибденитовых жил и прожилков происходило в два этапа: кварцевое заполнение и дробление кварца и заполнение и залечивание молибдени- том. Аналогичной точки зрения придерживается и ряд других исследователей.

Необходимо отметить, что указанная трактовка почти ничем не обоснована за исключением одного «факта», который якобы подтверждает ее: в некоторых кварцевых прожилках и кварц-молибденитовых жилах отмечаются молибденитовые прожилки, секущие жильный кварц. Однако при тщательном изучении оказывается, что такие «прожилки» находятся не в первичном залегании. Молибденит, как правило, в них растерт, развальцован и имеет борозды скольжения. Все это произошло в результате динамометаморфизма руд, в условиях которого пластиче- ский молибденит заполняет все трещинки в кварце.



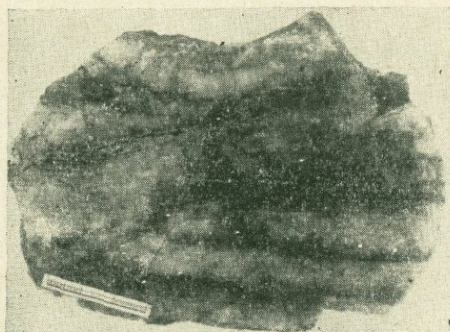
Фиг. 171. График содержания молибдена и меди по жиле VI.

Таким образом, указанные ложные пересечения не могут лечь в основу приведенного выше объяснения формирования кварц-молибденитовых жил и прожилков.

Детальное изучение текстур руд показывает, что характерная текстурная особенность кварц-молибденитовых жил и прожилков, молибденитовая оторочка в их зальбандах образовалась не вследствие дробления кварца и последующего его залечивания, а в результате реакции раствора с вмещающей породой.



Фиг. 172. Вкрапленная минерализация в жиле VI. Чешуйки молибденита образуют цепочки в кварцевой жильной массе. В левой части жилы видно пятнистое выделение молибденита.



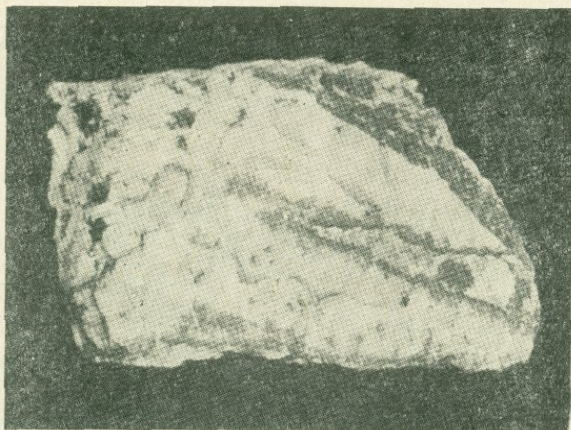
Фиг. 173. Полосы и пятна черного кварца с тонкораспыленным молибденитом в жильной массе.

В пользу этого положения говорят следующие факты:

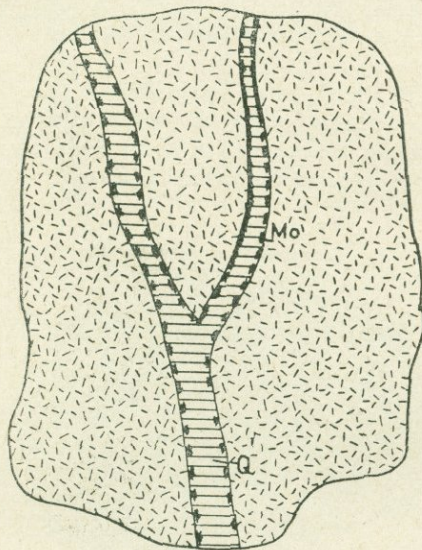
в кварц-молибденитовых прожилках часто отмечаются ксенолиты вмещающих пород, вдоль которых, также как и вдоль зальбандов, отмечается оторочка молибденита (фиг. 174);

очень часто кварц-молибденитовые прожилки с зальбандовыми оторочками разветвляются на две либо три ветви. В этом случае по

зальбандам разветвлений, так же как и по основному прожилку, отмечается отложение молибденита (фиг. 175);



Фиг. 174. Оторочка чешуек молибденита вдоль ксенолита вмещающей породы.



Фиг. 175. Развитие оторочки молибденита вдоль зальбанда в разветвлениях кварц-молибденитового прожилка.

нередко прожилки по простиранию изгибаются, резко меняя направление простирания. В этом случае молибденит неизменно отлагается вдоль зальбандов;

характерная текстура зальбандовых оторочек в одинаковой мере проявляется как вдоль волосяных прожилочек (мощностью 2—3 мм) так и в крупных прожилках мощностью до 15—20 см.

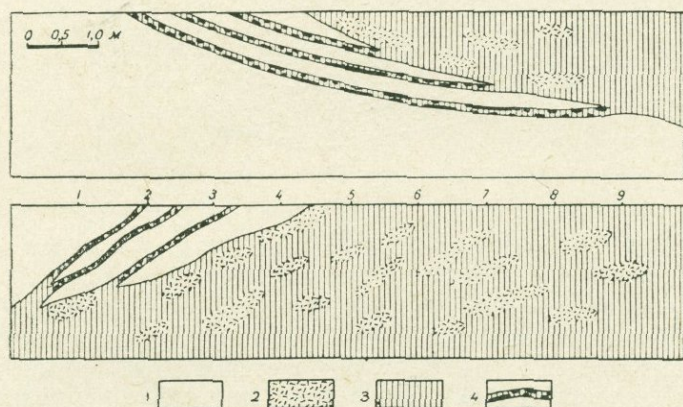
Резюмируя вышесказанное относительно формирования кварц-молибденитовых жил и прожилков, следует отметить, что выпадение или выделение молибденита в кварцевых жилах и прожилках обусловлено

различными факторами, являющимися следствием различных физико-химических условий.

1. В кварц-молибденитовых прожилках молибденит выпадает первым из раствора и кристаллизуется в зальбандовых участках жил вследствие реакции между раствором и вмещающей породой и проявления фильтрационного эффекта, когда с проникновением раствора в трещины, рудные компоненты задерживаются в наиболее тончайших участках их. Следствием этого является тот факт, что наиболее тонкие прожилки богаче рудными минералами, нежели мощные.

2. В кварц-молибденитовых жилах кристаллизация молибденита обусловлена реакциями внутри раствора и молибденит выпадает как нерастворимый продукт химических реакций. Наличие полосчатых текстур в виде цепочек и розеток молибдена или обогащенных участков, чередующихся по мощности, объясняется периодически проявляющимися реакциями.

В доказательство вышеуказанных положений интересно привести зарисовку участка жилы VI, где наблюдается отходящая от жилы система прожилков—апофиз (фиг. 176). Как видно из зарисовки, молибде-



Фиг. 176. Различный характер проявления молибденита в жиле и прожилках. В жиле молибденит образует пятнистые участки; в прожилках — представлен в виде оторочек вдоль зальбанд. 1. Сильно измененные монзониты. 2. Участки скопления молибденита. 3. Кварц-сульфидная жила. 4. Оторочки молибденита в прожилках-апофизах.

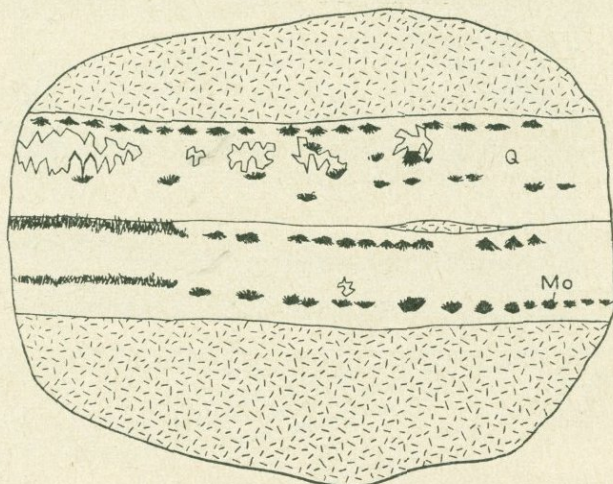
нит в жиле проявляется в виде обогащенных участков, вследствие чего сама жила имеет пятнистую текстуру, а в прожилках-апофизах он образует четко выраженную зальбандовую оторочку.

Таким образом, один и тот же раствор в различных физико-химических условиях проявляется совершенно различно и выпадение минералов обусловлено различными причинами.

В период формирования кварц-молибденитовой стадии происходили внутрискладовые подвижки, которые приводили к пересечению кварц-молибденитовых прожилков кварц-молибденитовыми же прожилками, либо к повторному раскрытию уже заполненной трещины по той же структуре. В этом случае в одной и той же структуре образуются два совершенно идентичных прожилка, контактирующих друг с другом. Как видно из зарисовки (фиг. 177), граница между двумя прожилками довольно отчетлива и отделяется небольшим участком вмещающей породы,

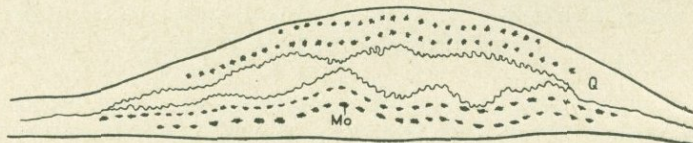
отшнурованной вдоль трещины. Для обоих прожилков характерно выделение молибденита в виде цепочки розеток и пластин, параллельных контактам прожилка.

Строение некоторых прожилков с определенными трудностями поддается объяснению. На зарисовке (фиг. 178) представлен пример такого прожилка. Как видно из зарисовки, прожилок на данном участке образует раздув. Как в одну, так и в другую сторону от раздува в про-



Фиг. 177. Двойные кварц-молибденитовые прожилки. Видны зальбанцовые оторочки молибденита в каждом прожилке.

жилке отмечается пережим. На участке раздува в средней части прожилка отмечается свободная полость. Поверхность прожилка на месте полости имеет волнистость. Вся эта поверхность выложена мелкозернистым гребенчатым кварцем. По разрезу прожилка параллельно этой волнистой поверхности в жильной массе как висячем боку, так и в лежащем располагаются в виде двух рядов цепочек чешуйки молибденита. Цепочки молибденита повторяют в точности неровности поверхности пустоты.



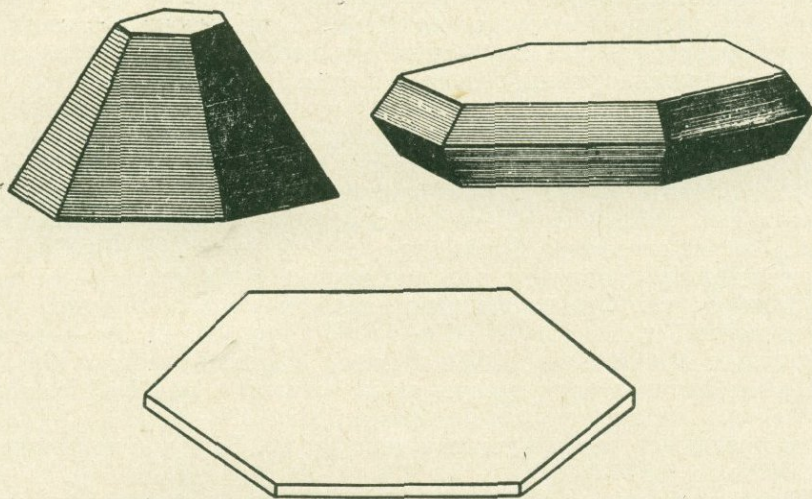
Фиг. 178. Особенности строения кварц-молибденового прожилка. Зарисовка забоя.

Неровная поверхность пустоты в прожилке свидетельствует, что привнос кварца в раздув затруднен, вследствие чего происходило его неравномерное распределение. Очевидно, кварц к этому моменту находился в состоянии, близком к гелеобразному, в силу чего и образовалась бугристая, волнистая поверхность.

Впоследствии, очевидно происходила перекристаллизация кварца и кристаллизация молибденита в цепочки розеток, располагающихся параллельно неровной поверхности.

Описание минералов

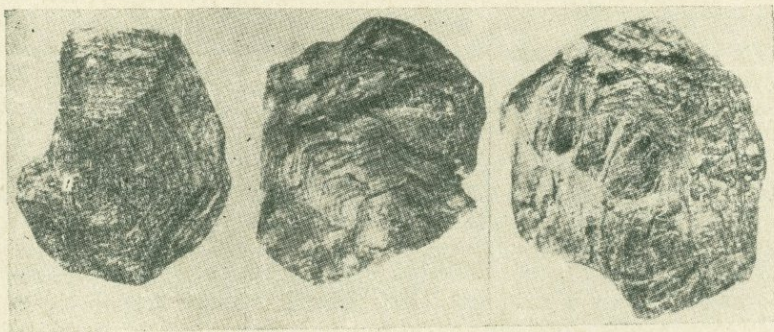
Молибденит кварц-молибденитовой стадии является основным рудным минералом и характерен тремя типами кристаллов (фиг. 179): гексагональная пирамида, гексагональная бипирамида, гексагональные пластинки.



Фиг. 179. Типы кристаллов молибденита кварц-молибденитовой стадии.

Помимо хорошо выраженных кристаллов, молибдениты образуют также и сферолиты, которые, очевидно, представляют собой сложные сростки нескольких пластинчатых кристаллов. На некоторых хорошо оформившихся кристаллах нередко наблюдается четко выраженная штриховка, в плоскости базального пинакоида, которая, как правило, перпендикулярна граням кристаллов.

В некоторых случаях отмечается сложный рост пластинчатых кристаллов молибденита. Как видно из зарисовки (фиг. 180), здесь на



Фиг. 180. Крупные кристаллы молибденита.

крупном пластинчатом кристалле молибденита растут несколько более мелкие кристаллы. При этом по мере роста кристалла происходит последующее распадение на более мелкие индивидуумы. В результате образуются сложные сростки пирамидальных кристаллов с одним общим основанием.

В описанных сложных сростках пластинчатых кристаллов молибденита нередко отмечаются повороты пластинок по оси на 30° . В этом случае образуются двойники молибденита с осью двойникования по оси 0001.

Указанные двойники молибденита впервые были описаны В. В. Степановым (1962).

Молибдениты кварц-молибденитовой стадии различных типов руд (жильные и прожилковые) в количестве 21, взятые из различных горных выработок с различных участков рудного поля, были проанализированы на содержание рения, селена, теллура.

В табл. 21 представлены результаты анализов молибденитов на рений, селен, теллур. Расчет произведен на теоретически чистый молибденит из расчета содержания молибдена в молибдените, равного 60%.

Молибдениты из кварц-молибденитовой стадии были исследованы спектральным анализом. В них был обнаружен в весьма небольших содержаниях ряд элементов. Часть этих элементов—Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ti—очевидно, присутствует в виде механической примеси за счет породообразующих минералов по причине нечистого отбора молибденитов. Другая группа элементов—Ni, Co, Cu, Pb, Ag, Zn, Bi, As—очевидно, присутствует в виде изоморфной примеси в решетке молибденита.

Из элементов второй группы такие элементы, как Ni, Co, встречаются редко и содержания их не превышают 0,003—0,001%. Несколько чаще встречаются такие элементы, как As, Sb, Bi, Zn, с примерным содержанием их 0,03—0,001%.

Почти постоянно встречаются Cu, Pb, Ag, концентрации которых варьируют: Cu—0,01—0,003%, Pb—0,03—0,001%, Ag—0,0001—0,001%.

Пирит и халькопирит кварц-молибденитовой стадии имеют весьма незначительное развитие, представлены в виде очень редкой и тонкой вкрапленности, приуроченной к жильной кварцевой массе и, естественно, абсолютно никакого значения в балансе металлов для описываемой стадии не имеют.

Кварц в жилах и прожилках проявляется различно. В крупных жилах кварц имеет мелкозернистую структуру с полигональным очертанием, в маломощных прожилках отмечается увеличение размера зерен кварца, а в некоторых случаях характерны гребенчатые кристаллы, растущие от стенок трещин к середине прожилка. Аналогичные друзовые пустотки отмечаются также и в мощных жилах. В сравнительно крупных прожилках отмечаются также шестоватые кристаллы, вытянутые вкрест простирания прожилка. В некоторых шлифах, взятых перпендикулярно ориентировке роста кварца, отмечаются идиоморфные кристаллы кварца гексагонального габитуса.

В прожилках и жилах отмечаются небольшие выделения хлорита, серицита. Последние образуют чешуйчатые выделения в кварце и, очевидно, образовались совместно с кварцем, располагающимися в промежутках изометрических зерен кварца.





Изучение текстурных особенностей рудных тел кварц-молибденитовой стадии и возрастных взаимоотношений между минералами, составляющими рудные тела ранней стадии, установило следующую последовательность выделения минералов. Необходимо отметить, что поскольку порядок выделения минералов для прожилков и жил отличается, то, естественно, составлены 2 схемы последовательности выделения минералов—для прожилков и для жил (схема 5).

Кварц-молибденит-халькопиритовая стадия является одной из важных в промышленном отношении. Наибольшее распространение она получила на Центральном участке и представлена как в виде про-

Химические анализы молибденитов на Re, Se, Te кварц-молибденитовой стадии

№ образца	Стадия минерализации	Тип оруденения	Содержание в %		
			Re	Se	Te
К-35/17/56	Кварц-молибденитовая	Прожилковый	0,0124	0,0530	0,0052
К-20/22a/58	"	"	0,0327	0,0358	0,0045
К-2/7/59	"	"	0,0320	0,0355	0,0127
6/7/59	"	"	0,0517	0,0955	0,00852
10a/7/59	"	"	0,0210	0,0420	0,0081
138/1/56	"	"	0,0352	0,0067	0,00335
150/1/56	"	"	0,0347	0,0081	0,00407
8/32/58	"	"	0,0438	0,0511	0,0184
19/32/58	"	"	0,0459	0,0105	0,0075
7/38/58	"	"	0,0033	0,0260	0,0075
9/38/58	"	"	0,0210	0,0234	С.л.
17a/38/58	"	"	0,0201	0,0455	0,0041
41/38	"	"	0,0234	0,0645	—
56/38	"	"	0,0294	0,0113	0,00251
80/38	"	"	0,0396	0,0416	0,0028
1/41/56	"	"	0,0150	0,0052	0,0052
	Среднее по прожилковому типу		0,0263	0,0347	0,0059
19/7/59	Кварц-молибденитовая	Жильный	0,0426	0,0561	0,0097
Ж-6/8/58	"	"	0,0210	0,0163	0,0065
Ж-6/9/58	"	"	0,0267	0,0356	0,0055
Ж-6/19/58	"	"	0,0268	0,0065	0,0044
Ж-6/48/58	"	"	0,0220	0,0245	0,0014
	Среднее по жильному типу		0,0278	0,0278	0,0055

Последовательность выделения минералов в кварц-молибденитовую стадию

Минералы	Последовательность выделения
	1. Для прожилков
Кварц	
Молибденит	
Пирит	-----
Халькопирит	-----
	2. Для жил
Кварц	
Молибденит	
Пирит	-----
Халькопирит	-----

жилков, так и в виде отдельных сравнительно небольших жил. Мощность прожилков варьирует от волосяных, 1—2 мм, до 15—20 см.

В прожилках указанной стадии, так же как и в ранее описанной, отмечаются участки, сложенные исключительно рудными минералами (молибденитом и халькопиритом), лишенными кварца, которые постепенно переходят в участки с кварцем, молибденитом и халькопиритом, с преобладанием кварца.

Некоторые исследователи (Казарян А. Г., 1964) отрицают самостоятельное проявление кварц-молибденит-халькопиритовой стадии и считают, что широко представленные на месторождении кварц-молибденит-халькопиритовые прожилки принадлежат либо к кварц-молибденитовой, либо к кварц-халькопиритовой стадии. Однако на месторождении широко проявляется пересечение кварц-молибденитовых прожилков кварц-молибденит-халькопиритовыми, а также пересечение кварц-молибденит-халькопиритовых кварц-халькопиритовыми. Неоднократно отмечались также случаи пересечения кварц-молибденитовых прожилков кварц-молибденит-халькопиритовыми, а этих в свою очередь—кварц-халькопиритовыми (в одном и том же образце с одного забоя).

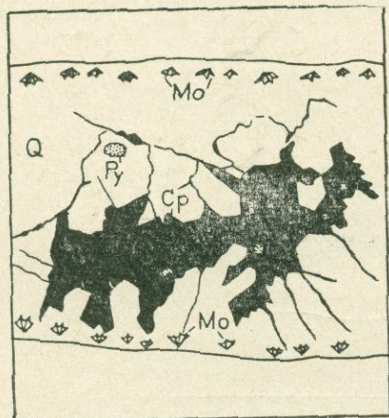
Таким образом, самостоятельность кварц-молибденит-халькопиритовой стадии не вызывает сомнения.

Наиболее характерной текстурой для рудных тел кварц-молибденит-халькопиритовой стадии является линейно-зональная текстура, которая выражается в том, что по периферии прожилков в зальбандовой ее части выделяется молибденит; а в центральной части прожилка—халькопирит (фиг. 181).

Молибденит обычно образует розетки, хорошо оформленные пластины, нарастающие на стенки трещин и располагающиеся в виде редкой либо довольно густой цепочки и нередко в виде сплошной оторочки (фиг. 182), мощность которой достигает 1 см.

Халькопирит, как правило, располагается в средней части прожилка, обычно заполняя друзовые пустоты. Наблюдаются случаи отсутствия кварца, и тогда халькопирит заполняет также срединную часть прожилка, контактируя с молибденитом (фиг. 182).

Имеются факты четко проявленного изменения размеров зерен слагающих минералов в прожилках. Так, нередко вышеупомянутая зональная текстура с мелкозернистым строением, т. е. с небольшими размерами слагающих минералов, по простиранию переходит в крупнокристаллический агрегат. В крупнокристаллической текстуре размер чешуек и пластин молибденита достигает 1—1,5 см, между тем как в мелкозернистой—размер чешуек молибденита не превышал 1—2 мм.



Фиг. 181. Строение кварц-молибденит-халькопиритового прожилка.



Фиг. 182. Строение кварц-халькопирит-молибденитового прожилка.

Наряду с такой зональной текстурой отмечаются и такие участки прожилков, в которых молибденит обычно образует крупные, хорошо образованные кристаллы, растущие по всей мощности прожилка, а халькопирит так же полностью заполняет весь прожилок (фиг. 183).

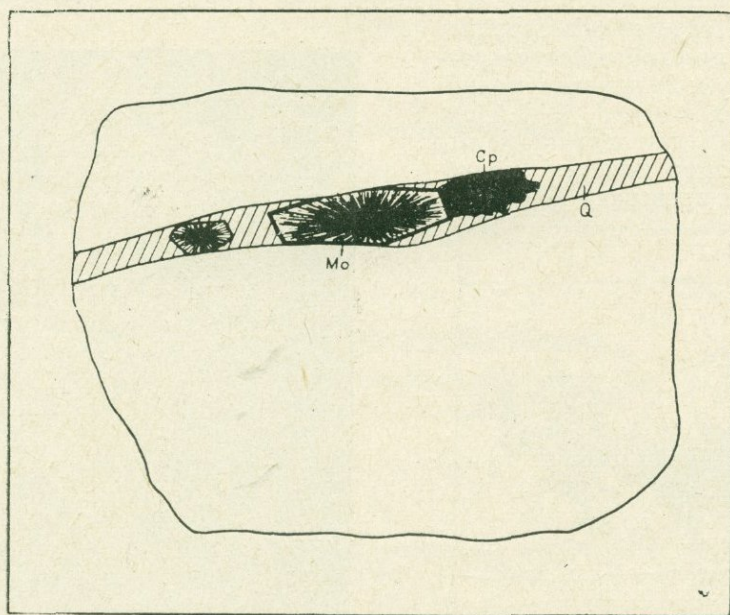
Образование зональной текстуры объясняется последовательным выпадением из раствора первоначально молибденита, приуроченного к зальбандам прожилка, затем и халькопирита, приуроченного, как правило, к средней части прожилка.

Некоторые исследователи такую зональную текстуру объясняют последовательным проникновением сперва молибденового раствора, затем медного в ранее образованный кварцевый прожилок. Однако этой гипотезой ни в какой мере нельзя объяснить повсеместное проявление зональной текстуры, ясно выраженной как в миллиметровом прожилке, так и в сравнительно крупных прожилках мощностью 10—15 см.

Несколько отличается текстура руд крупных кварц-молибденит-халькопиритовых жил, где, очевидно, намечается иная последовательность выделения минералов и иные условия выпадения молибденита и халькопирита из раствора.

Из зарисовки жилы IX (фиг. 107) видно, что указанная кварц-молибденит-халькопиритовая жила имеет пятнистую текстуру, обусловленную неравномерным распределением рудных компонентов в жиле. Здесь молибденит и халькопирит образуют обогащенные участки среди кварцевой жильной массы. Интересно отметить, что участки концентрации молибденита и меди территориально примерно совпадают. Это говорит о почти одновременном выпадении молибденита и халькопирита в результате одной и той же реакции.

Молибденит в обогащенных участках образует мелкочешуйчатый пластинчатый агрегат, который тесно сростается с мелкозернистым халькопиритом.



Фиг. 183. Особенности строения кварц-молибденит-халькопиритового прожилка.

Наряду с молибденитом и халькопиритом с этой стадией минерализации связаны незначительные количества пирита и энаргита; спорадически присутствуют сфалерит, галенит, висмутин, виттихенит, эмплектит.

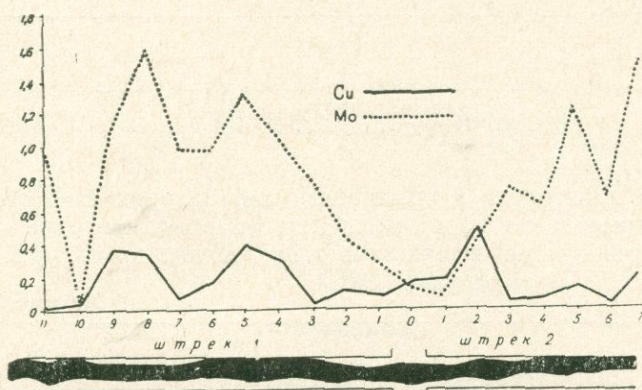
Содержания молибдена и меди в рудных телах этой стадии—прожилках и жилах—подвержены значительным изменениям. В табл. 22 показаны различные средние содержания молибденита и меди в четырех жилах медно-молибденового состава, а также соотношения Мо:Си.

Таблица 22

№ жилы	Число проб	Суммарное содерж.		Среднее содерж.		Соотношение Мо:Си Си=100%
		Мо	Си	Мо	Си	
Жила III	112	30,6045	31,9010	0,273	0,284	95,93
" IX	19	3,2640	14,7970	0,172	0,779	22,05
" X	35	13,8230	20,2830	0,394	0,580	68,15
" VII	19	11,6980	4,8680	0,615	0,255	241,0

На фиг. 184 представлен график изменения содержания молибденита и меди по жиле IX. Здесь, как видно из графика, происходит почти одновременное повышение либо понижение содержания молибденита и меди, что свидетельствует о почти одновременном отложении молибденита и халькопирита.

Молибденит кварц-молибденит-халькопиритовой стадии представлен чешуйками, розетками, а также хорошо оформившимися кристаллами пирамидального и бипирамидального габитуса. Молибденит является наиболее ранним минералом в указанной стадии. Нередко образует тесные сростания с халькопиритом. Как правило, халькопирит развивается по молибдениту и проникает вдоль спайности в чешуйки молибденита.



Фиг. 184. График изменения содержания молибдена и меди по жиле IX.

Для молибденита данной стадии минерализации характерны те же кристаллические формы, что и для предшествующей стадии, но здесь чаще отмечается образование гексагональной пирамиды.

Молибдениты указанной стадии были проанализированы на содержание в них редких и рассеянных элементов: рения, селена, теллура (табл. 23).

Таблица 23

Содержания Re, Se и Te в молибденитах кварц-молибденит-халькопиритовой стадии

№ образца	Стадия минерализации	Тип оруденения	Re	Se	Te
К-20/3/58	Кварц-молибденит-халькопиритовая	Прожилковый	0,262	0,1144	0,0076
К-20/27/58			0,0880	0,0260	0,0045
27/32/58			0,0414	0,0366	0,0061
К-20/32/5			0,0395	0,0700	0,0053
К-20/1/58			0,0470	0,0550	0,0050
К/20/26/58			0,0473	0,0369	0,0040
К-20/22в/58			0,0800	0,0500	0,0050
Среднее по стадии и типу			0,0864	0,0555	0,0053

Спектральными анализами в молибденитах кварц-молибденит-халькопиритовой стадии установлены следующие элементы-примеси, присутствующие в молибдените в качестве изоморфной примеси Cu—0,2, Pb—0,003, Ag—0,003, Bi—0,001. Остальные элементы петрогенного ряда образованы за счет вмещающих пород.

Халькопирит является одним из главных минералов этой стадии минерализации, образует тесные сростания с молибденитом, выделяясь всегда позже. Повсеместно образует с молибденитом структуры замещения, где он, как правило, развивается по молибдениту.

В сравнительно крупных прожилках образуются большие массы сплошного халькопирита с аллотриоморфной структурой. Размер кристаллов халькопирита достигает 3—4 мм. Отмечается также и мелкозернистый агрегат; хорошо оформившихся кристаллов халькопирита не наблюдается. Химический состав халькопирита из кварц-молибденит-халькопиритовой стадии приведен в табл. 24.

Таблица 24

Элементы	Cu	Fe	S	Co	As	Bi	Se	Te
Содержания в %	33,68	29,49	33,51	0,008	0,075	0,012	0,039	0,0040

Анализ произведен в химической лаборатории НИГМИ.

Халькопириты из кварц-молибденит-халькопиритовой стадии были проанализированы на содержание в них селена и теллура (табл. 25).

Таблица 25

№ обр.	Характер оруденения	Содержание в %	
		Se	Te
1/90/60	Прожилковый	0,0390	0,0040
2/90/60	"	0,0480	0,0120
50/1/56	"	0,0360	0,0050
K-20/4/58	"	0,0290	0,0040
K-20/32	"	0,0400	0,0120
Среднее по стадии		0,0384	0,0074

Спектральными анализами в халькопиритах кварц-молибденит-халькопиритовой стадии установлены следующие элементы-примеси: Mn — 0,01, Ni ~ 0,001, Ti ~ 0,003, Mo — 0,03—0,1, Pb ~ 0,01, Ag — 0,03—0,01, Bi ≥ 0,001, As — 0,001, Zn — 0,03—0,1, P ~ 0,1.

Наличие фосфора, очевидно, обусловлено присутствием апатита, который установлен в прозрачных шлифах из руд указанной стадии.

Пирит в кварц-молибденит-халькопиритовой стадии имеет слабое развитие и образует отдельные кристаллы либо тесно сросшийся агрегат мелкозернистых кристаллов, приуроченных к полям халькопирита. Это говорит о почти одновременном образовании халькопирита и пирита из одного и того же раствора, но с некоторым незначительным опережением времени кристаллизации пирита по отношению к времени кристаллизации халькопирита. Это видно из того, что выделения пирита в основном приурочены к местам контакта халькопирита с кварцем. Нередко пирит образует оторочку вокруг кристаллов кварца либо нарастает на кристаллы кварца. Кубические формы являются наиболее характерными для пирита указанной стадии минерализации.

Висмутин в указанной стадии имеет подчиненное значение. Представлен отдельными кристаллами, рассеянными в полях халькопирита. Совместно с висмутином ассоциируют также и медно-висмутовые минералы, также спорадически развитые в полях халькопирита.

Спектральными анализами в пирите кварц-молибденит-халькопиритовой стадии установлены следующие элементы-примеси: Mn ≥ 0,1, Ni ≥

0,001, Co—0,01—0,03, Ti—0,3—0,1, V \geq 0,003, Mo—0,01—0,03, Zr—0,001, Cu—0,2—1, Pb \sim 0,2, Ag \sim 0,001—0,003, As—0,01—0,03, Zn—0,01—0,03.

Изучение последовательности формирования рудных тел кварц-молибденит-халькопиритовой стадии позволило составить схему последовательности выделения минералов в кварц-молибденит-халькопиритовую стадию отдельно для прожилков и жил (схема 6).

Схема 6

Последовательность выделения минералов в кварц-молибденит-халькопиритовой стадии

Минералы	Последовательность выделения
1. Для прожилков	
Кварц	████████████████████
Молибденит	██████████████
Халькопирит	████████████████████
Пирит	—————
Висмутин	—————
Виттихенит	—————
Эмплектит	—————
Энаргит	—————
2. Для жил	
Кварц	████████████████████
Молибденит	██████████████████
Халькопирит	████████████████████
Пирит	—————
Висмутин	—————
Виттихенит	—————
Эмплектит	—————
Энаргит	—————

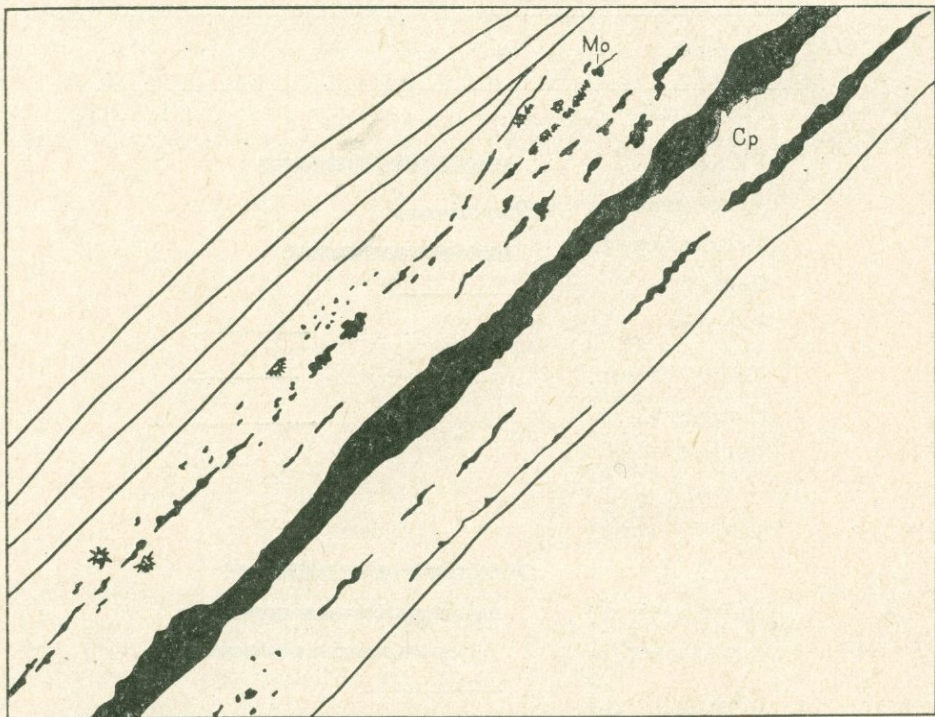
Кварц-халькопиритовая стадия пользуется весьма широким развитием в рудном поле Каджаранского месторождения. Она отмечается почти во всех участках рудного поля, но интенсивность ее проявления различна. Наибольшим развитием она пользуется на Центральном и северо-восточном участках, а также на участках Шлоркут и Кармиркар.

Рудные тела указанной стадии представлены в основном небольшими жилами, прожилочками, вкрапленностью и метасоматическими образованиями с неправильными очертаниями, развивающимися по инородным телам (вмещающие породы, аплитовые дайки, рудные тела предшествующих стадий). Текстурные особенности рудных тел указанной стадии разнообразны, что свидетельствует о значительной изменчивости физико-химических условий рудообразования.

Для руд, связанных с кварц-халькопиритовой стадией (так же как и для ранее описанных), отмечается отличие текстур для жил и прожилков.

Наиболее характерной для жил является гнездово-вкрапленная текстура, обусловленная неравномерным распределением рудного вещества в жильной массе.

Для указанной текстуры характерно выделение рудного вещества (халькопирита) гнездообразной формы (размером 3—5 см в поперечнике) с резко неправильными очертаниями и вкрапленностью, также неравномерно распределенной в жильной массе (фиг. 185).



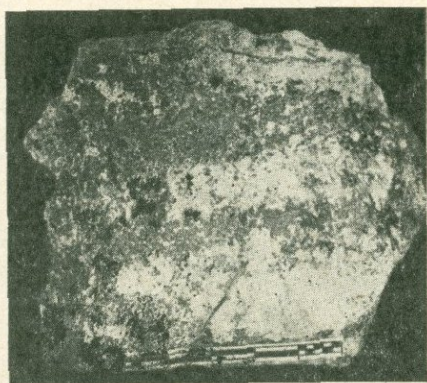
Фиг. 185. Вкрапленная текстура халькопирита в кварц-халькопиритовой жиле.

В некоторых случаях отмечается упорядочение указанной текстуры, выразившееся в образовании полосчатой текстуры, характерной прожилкообразным либо гнездообразным выделением халькопирита, располагающегося параллельно зальбандам жилы. При этом непосредственно у зальбанда выделяются прожилкообразные скопления халькопирита небольших размеров. С некоторым удалением от зальбанда отмечаются уже более мощные прожилкообразные скопления. Обычно в этих случаях в центральной части жилы рудный минерал не выделяется.

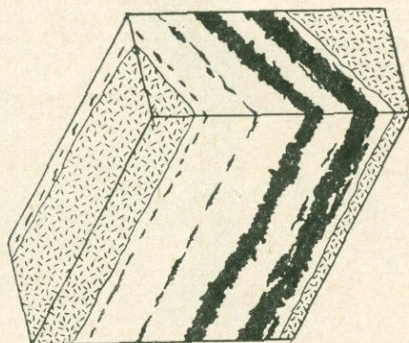
На фиг. 186 представлено фото кварц-халькопиритовой жилы с характерной симметрично-полосчатой текстурой отложения кварца и халькопирита.

В некоторых жилах полосчатость имеет асимметричное строение, обусловленное периодическим отложением рудного материала (халькопирита) совместно с кварцем. В этом случае отложение рудного материала происходило не от обоих зальбандов, а только от лежащего зальбанда к висячему. При этом, как видно из зарисовки (фиг. 187), про-

исходит постепенное уменьшение рудного материала в ходе заполнения полости.



Фиг. 186. Симметрично-полосчатая текстура кварц-халькопиритового прожилка.



Фиг. 187. Асимметрично-полосчатое строение кварц-халькопиритовой жилы.



Фиг. 188. Пятнистая текстура кварц-халькопиритовой жилы.

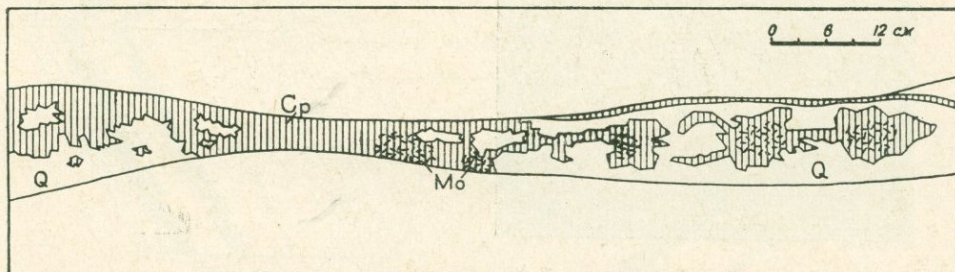
В некоторых жилах отмечается пятнистая текстура, представленная пятнистым крупногнездовым выделением халькопирита (фиг. 188). Нередко такая пятнистая текстура оруденения в кварц-халькопиритовой жиле постепенно переходит в массивную текстуру, когда жила целиком сложена из халькопирита; такие участки обычно совпадают с участками наименьшей мощности жилы.

Как видно из зарисовки жилы и фото штуфного образца (фиг. 189), в указанных пятнистых участках халькопирит заполняет друзовые пустоты в жиле.

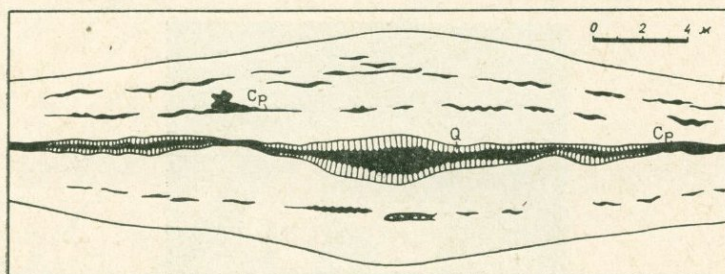
Несколько разнятся текстурные особенности прожилков и жил. В

прожилках отмечается значительно большее разнообразие текстур, свидетельствующее о более частом изменении условий рудоотложения.

Наиболее характерным текстурным рисунком в прожилках кварц-халькопиритовой стадии является поясовая текстура, когда рудный минерал (халькопирит), приуроченный к средней части прожилка, заполняет промежутки между хорошо образованными гребенчатыми кристаллами кварца (фиг. 189а), растущими от стенок к центральной части прожилка.



Фиг. 189. Зарисовка кварц-халькопиритовой жилы. В месте уменьшения мощности жилы отмечается сплошное выделение халькопирита.



Фиг. 189а. Поясовое строение кварц-халькопиритового прожилка. I.

Взаимоотношение между кварцем и халькопиритом свидетельствует о последовательном их выпадении: первоначально кварца, затем халькопирита.

Отмечаются различные количественные соотношения между кварцем и халькопиритом. Нередко кварц-халькопиритовые прожилки переходят в чисто халькопиритовые без кварца (фиг. 191) либо в суще-



Фиг. 190. Заполнение халькопиритом срединной части прожилка.

ственно кварцевые с незначительным содержанием рудного минерала, который в этом случае обычно образует вкрапленность в жильной массе (фиг. 191).



Фиг. 191. Прожилок, сложенный массивным халькопиритом.

Вполне очевидно, что такие количественные соотношения между рудным минералом и кварцем свидетельствуют о выпадении того или иного минерала вследствие химических реакций, протекающих в растворе и о различных концентрациях рудного вещества в растворе.

Обычно такие сплошные халькопиритовые прожилки на месторождении отмечаются очень часто и больше всего среди маломощных прожилков с различной ориентировкой, образующих сетчатую текстуру (фиг. 192).



Фиг. 192. Сетчатый прожилок сплошных халькопиритовых прожилков.

Нередко в халькопиритовых прожилках, сложенных из массивного халькопирита, отмечаются выделения пирита. Такой пирит обычно обра-

зует довольно крупные выделения в сплошной массе халькопирита и нередко слагает четко вкрапленную оторочку вдоль зальбанда халькопиритового прожилка. В этом случае хорошо оформившиеся кубические кристаллы пирита нарастают на стенки трещин (фиг. 193), что свидетельствует о более ранней кристаллизации или выпадении из раствора пирита по сравнению с халькопиритом.



Фиг. 193. Оторочки пирита вдоль зальбандов халькопиритового прожилка.

Выделение идиоморфных кристаллов пирита в сплошной массе халькопирита говорит о собирательной кристаллизации пирита из массы халькопирита.

Кварц в кварц-халькопиритовых прожилках, также как и в прожилках других стадий, имеет несколько морфологических проявлений. Обычно в прожилках отмечается крупнозернистый кварц с изометрическим очертанием, нацело заполняющий прожилок. Однако в некоторых случаях кварц в прожилках характеризуется шестоватым строением кристаллов, растущих от зальбандов к середине прожилка.

Нередко в кварцевых прожилках многих стадий отмечаются тончайшие прожилки мелкозернистого кварца, которые пересекают кварц крупнозернистый. Такие тонкозернистые кварцевые прожилки, очевидно, являются более поздними генерациями кварца, проникающими в ранее образованную жильную массу в пределах этой же стадии минерализации.

В прожилках этой стадии отмечаются также пустотки, обусловленные гребенчатым строением кварца. В определенных срезах характерна интерстициальная структура, где идиоморфные гексагонального очертания кристаллы кварца цементируются халькопиритом.

Молибденит в кварц-халькопиритовых прожилках и жилах проявляется несколько differently от предшествующих стадий. Если в прожилках кварц-молибденитовой и кварц-молибденит-халькопиритовой стадии молибденит в большинстве случаев образует зальбандовые оторочки, очевидно, вследствие того, что молибден в растворах являлся превалирующим элементом, то в кварц-халькопиритовых прожилках и жилах в зальбандовых частях молибденит отмечается в редких зернах и чешуйках. В основном же он приурочен к полям халькопирита, образует отдельные чешуйки, пластинки и даже хорошо оформившиеся кристаллы, размер которых достигает 1—1,5 см в поперечнике.

Рост кристаллов молибденита в массе сплошного халькопирита, оче-

видно, происходит в результате собирательной кристаллизации, когда весь молибден стягивается к центрам кристаллизации.

Кварц-халькопиритовые прожилки довольно часто сопровождаются вкрапленной минерализацией, которая развита во вмещающих породах и обычно удаляется на небольшое расстояние от прожилка и при этом интенсивность вкрапленности различная—от редких зерен халькопирита до довольно густой вкрапленности. Следует отметить, что в случаях, когда вмещающие породы не изменены, халькопиритовая вкрапленность развивается в основном по цветному минералу—биотиту (фиг. 194) и вследствие этого халькопирит во вмещающих породах распределяется неравномерно, образуя густую вкрапленность на небольших участках.



Фиг. 194. Структура замещения халькопирита по биотиту. Халькопирит развивается по спайности последнего.

Можно выделить следующие соотношения между вкрапленным оруденением во вмещающих породах и оруденением в прожилках:

1. Кварц-халькопиритовая минерализация в прожилках с примерно равными количественными соотношениями между кварцем и халькопиритом. Отмечается небольшая вкрапленность халькопирита во вмещающих породах.

2. Прожилки, сложенные нацело из халькопирита без вкрапленной минерализации во вмещающих породах.

3. Кварцевые прожилки с небольшим содержанием рудного минерала (халькопирита) и интенсивная вкрапленная халькопиритовая минерализация во вмещающих измененных породах.

Указанные три разновидности с различным количественным соотношением между вкрапленной минерализацией во вмещающих породах и оруденением в прожилках свидетельствуют о различном физическом состоянии растворов и различном режиме их кристаллизации.

В первом случае, очевидно, происходит нормальный ход рудоотложения—первоначально кварц, затем халькопирит. Здесь лишь небольшое количество халькопирита проникает во вмещающие породы.

Во втором случае, в связи с резким пересыщением раствора рудным веществом, происходит массовое выделение халькопирита и образование массивного халькопиритового оруденения. При таком массовом выпадении халькопирита раствор не проникает во вмещающие породы.

Наконец, в третьем—рудное вещество не может выделиться в прожилке вследствие значительной разбавленности и сравнительно небольшой вязкости раствора. В этом случае рудное вещество легко мигрирует во вмещающие породы, где вступает в реакцию с вмещающей породой и выделяется в виде вкрапленников.

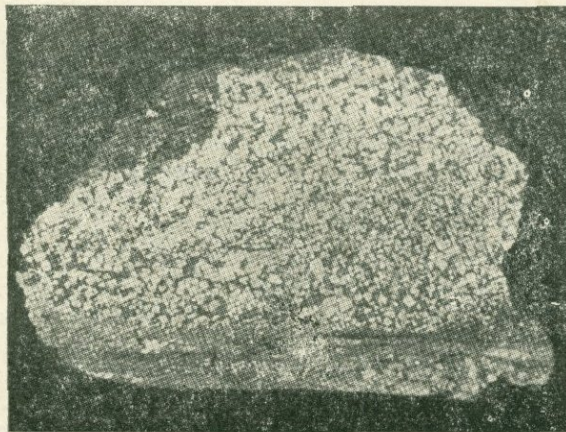
На фиг. 195 иллюстрируется пример такого соотношения между вкрапленностью и кварцевыми прожилками.



Фиг. 195. Характер замещения вмещающих пород.
Фото штучного образца.

Необходимо отметить, что, помимо вкрапленной халькопиритовой минерализации, во вмещающих породах рудного прожилка отмечается также и пиритизация в виде очень тонкой сыпи (фиг. 196), которая развивается, так же как и халькопирит, по цветному минералу, особенно по биотиту.

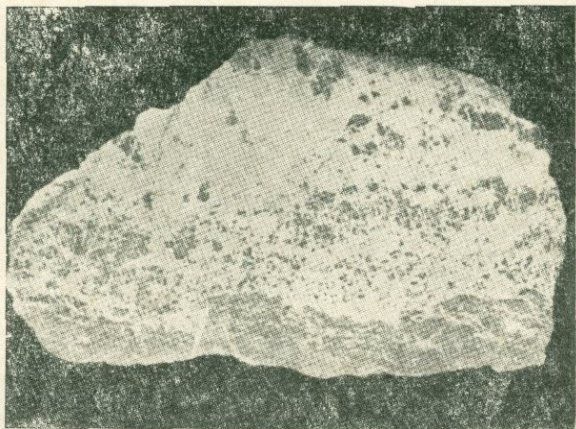
Как в первом случае при развитии халькопирита по биотиту, так и во втором—при развитии пирита по биотиту, железо для формирования халькопирита и пирита заимствуется из биотита; медь и сера во вмещающих породах, очевидно, привносятся извне. Это впервые было отмечено И. Г. Магакьяном для вкрапленных руд многих месторождений.



Фиг. 196. Интенсивная вкрапленная халькопиритовая минерализация во вмещающих породах. Фото штучного образца.

Другим морфологическим типом оруденения для кварц-халькопиритовой стадии являются метасоматические образования во вмещающих породах и инородных телах, т. е. рудных телах предыдущих стадий. Указанные образования обычно имеют жилообразные и гнездообразные формы с неправильными очертаниями. Такие метасоматические тела сложены в основном из халькопирита с различной зернистостью аллотриоморфнозернистого агрегата.

В указанных рудных телах отмечаются многочисленные незамещенные остатки нацело измененных вмещающих пород (фиг. 197). Помимо



Фиг. 197. Характер строения массивных халькопиритовых руд замещения.

этого, в контактовых участках метасоматических образований отмечается интенсивная вкрапленная минерализация, причем по мере удаления от метасоматических тел интенсивность их проявления, а также и размер вкрапленников уменьшается. Таким образом очевидно, что мощность указанных образований нарастает путем метасоматического замещения вмещающих пород.

Характерно, что в указанных метасоматических образованиях, как правило, жильные минералы отсутствуют. Этим указанные руды сходны с брекчиевидными медно-молибденовыми рудами Дастакертского месторождения, где также отсутствуют жильные минералы и где, очевидно, метасоматические процессы играли существенную роль в образовании руды. Очевидно, в процессе замещения породы рудой жильные минералы не выделялись из раствора.

Халькопиритовая метасоматическая минерализация широко развивается по рудным телам кварц-магнетитовой стадии, образуя вкрапленную, гнездовую, пятнистую текстуры в массивных магнетитовых телах. Нередко в полях халькопирита отмечаются незамещенные остатки магнетита.

Отмечаются также текстуры пересечения с широко развитыми процессами замещения по зальбандам прожилков. Контуры зальбандов прожилков обычно неровные и характерны зигзагообразными очертаниями, обусловленными неровным замещением магнетита халькопиритом.

Вкрапленная минерализация кварц-халькопиритовой стадии пользуется широким распространением.

Отмечаются два типа проявления вкрапленности халькопирита:

1—вкрапленная минерализация, развивающаяся в периферии кварц-халькопиритовых прожилков и жил;

2—вкрапленная минерализация, имеющая площадное распространение вне зависимости от кварц-халькопиритовых прожилков.

В первом случае вкрапленная минерализация развивается на небольшом удалении, обычно 5—10 см, от прожилка.

По мере удаления от прожилка уменьшается и интенсивность минерализации и размер вкрапленников. В этом случае вкрапленность развивается по измененным породам в ореоле кварц-халькопиритового прожилка и, очевидно, образуется после измененных пород. Ореол измененных пород предшествует рудоотложению, создавая благоприятные условия (пористость) для вкрапленной минерализации. В некоторых же случаях вкрапленность развивается по совершенно не измененным породам и при этом не происходит существенного гидротермального изменения пород. Как было отмечено ранее, в этом случае происходит замещение биотита вмещающей породы халькопиритом, местами вплоть до полного замещения всех чешуек биотита.

Во втором типе вкрапленная минерализация не зависит от структур и образуется, очевидно, в результате интенсивного инфильтрационного метасоматоза, при котором, по-видимому, первоначально происходило мощное площадное гидротермальное изменение вмещающих пород. Такие участки вкрапленной минерализации имеют вытянутые очертания, согласные с общим простиранием штокверка.

Описание минералов

Кварц-халькопиритовая стадия характеризуется большим разнообразием минеральных видов, обусловленных разнообразием химизма гидротермальных растворов. Из рудных минералов в эту стадию образуются халькопирит, пирит, молибденит, рутил, сфалерит, галенит, энаргит, блеклая руда (теннантит), висмутин, эмплектит, виттихенит, галеновисмутит. Весь указанный комплекс минералов по времени образования может быть расчленен на две парагенетические ассоциации:

1. Халькопирит, пирит, молибденит, сфалерит, галенит, висмутин, виттихенит, эмплектит.

2. Энаргит, блеклая руда.

Первая парагенетическая ассоциация—это наиболее ранние образованные минералы. Вторая образовалась несколько позже, но в эту же стадию минерализации.

Минералы более поздней ассоциации, как правило, развиваются по ранее образованным минералам, зачастую обрастают в виде краевых оторочек, а также секут их в виде небольших микроскопических прожилочков.

Из жильных минералов наиболее характерным минералом является кварц. В полях последнего отмечаются спорадические выделения биотита, апатита и серицита. Последние минералы зачастую образуют тесные сростания с халькопиритом.

Халькопирит является основным рудным минералом в рудах кварц-халькопиритовой стадии и составляет 90% всей рудной массы прожилков этого состава.

Размер кристаллических выделений халькопирита в прожилках и других типах руд колеблется от 0,01 до 3—4 мм. Нередко отмечаются двойниковые сростки. В некоторых шлифах проявляется отчетливая анизотропия удлиненных выделений халькопирита. При травлении мономинеральных выделений халькопирита в парах царской водки во всех случаях устанавливается аллотриоморфное строение с различной крупностью зерна.

Халькопирит образует тесные сростания, со всеми минералами он повсеместно приспособливается к выделениям кварца и цементирует

его. Нередко в полях халькопирита отмечаются идиоморфные призматические кристаллы кварца, как бы погруженные в массу халькопирита. В кварц-халькопиритовых прожилках в целом интерстициальная структура является наиболее характерной, свидетельствующей о более раннем выпадении из раствора кварца по отношению к халькопириту.

Внутри кварца отмечаются редкие чешуйки молибденита. С пиритом халькопирит также образует тесные сростания, при котором халькопирит, как поздний, повсеместно разъедает, пересекает кристаллы пирита. Нередко отмечаются раздробленные кристаллы пирита, пронизанные прожилками халькопирита. Часто отмечается порфировидная структура, при которой сравнительно крупные кристаллы пирита, 3—5 мм, сцементированы аллотриоморфным агрегатом халькопирита.

Химические анализы халькопиритов из кварц-халькопиритовой стадии приведены в табл. 26.

Таблица 26

Минералы	Cu	Fe	S	Co	As	Bi	S	Te	H ₂ O	Σ
Халькопирит массивный	33,80	30,16	34,5	не обн.	0,05	0,005	0,0134	0,0010	1,22	99,74
Халькопирит из прожилка	33,99	30,16	33,71	0,001	0,05	0,005	0,0014	0,0012	1,34	99,25

Халькопириты указанной стадии были проанализированы на Se и Te и в них установлены следующие содержания указанных элементов (табл. 27).

Таблица 27

Содержания селена и теллура в халькопиритах кварц-халькопиритовой стадии

№ образца	Стадия минерализации	Тип оруденения	Содержание	
			Se	Te
К-20/8/57	Кварц-халькопиритовая	Прожилковый	0,0340	0,0060
К-20/13/58	"	"	0,0160	0,0040
К-20/15/58	"	"	0,0480	0,0040
К-20/24/58	"	"	0,0170	0,0020
К-20/25/85	"	"	0,0280	0,0025
3/90/60	"	"	0,0170	0,0030
15/7/59	"	"	0,0350	0,0060
17/7/59	"	"	0,0160	0,0030
МС-3/58	"	"	0,0320	0,0040
65/38	"	"	0,0160	Сл.
79/38	"	"	0,0200	Сл.
43/38	"	"	0,0210	Не обн.
Среднее по 12 анализам			0,0250	0,0028

Халькопириты указанной стадии были проанализированы спектральным анализом на содержание в них элементов-примесей.

Установлены следующие элементы-примеси в халькопиритах: Mn—0,01—0,03, Ni—0,001, Co—0,03—0,001, Ti—0,01—0,001, V—0,003, Cr—0,003, Mo—0,3—0,001, Pb—0,3—0,001, Ag—0,003—0,03, Sb—0,01, Bi—0,03—0,001, As—0,3—0,01, Zn—0,3—0,001.

Часть этих элементов присутствует в халькопиритах в виде механической примеси мелких выделений самостоятельных минералов, но часть из них входит в решетку минерала в виде изоморфной примеси.

Молибденит в рудах кварц-халькопиритовой стадии является второстепенным минералом и присутствует в весьма ограниченном количестве, но встречается довольно часто. Местами отмечаются отдельные скопления пирамидальных кристаллов молибденита в полях халькопирита. Содержания молибдена в кварц-халькопиритовых жилах довольно низкие, но всегда постоянны и выдержаны и в среднем составляют 0,02—0,03%.

Наиболее распространенные формы молибденита в кварц-халькопиритовых прожилках—это гексагональные пластины и изредка пирамиды.

Имеются три анализа молибденита на рений, селен, теллур из кварц-халькопиритовой стадии (табл. 28).

Таблица 28

Содержания рения, селена, теллура в молибденитах кварц-халькопиритовой стадии

№ обр.	Стадия минерализации	Тип оруден.	Содержание		
			Re	Se	Te
1/90/60	Кварц-халькопиритовая	Прожилковый	0,0195	0,0071	0,0051
2/90/60	"	"	0,022	0,0097	0,0042
3/30/60	"	"	0,0275	0,0145	0,0055
Среднее по трем анализам			0,0230	0,0104	0,0049

Пирит в кварц-халькопиритовой стадии имеет подчиненное значение и к тому же встречается спорадически либо в виде небольших скоплений в полях халькопирита, либо в виде оторочек, нарастающих на стенки трещин, свидетельствующих о его более раннем выделении по сравнению с халькопиритом. В полях халькопирита пирит интенсивно разъедается халькопиритом и нередко пронизывается тончайшими прожилками халькопирита.

Пирит в кварц-халькопиритовых прожилках имеет постоянно кубическую форму.

Имеется один анализ пирита из указанной стадии, проанализированный на содержание в нем селена и теллура, где Se—0,0037, а Te—0,0040.

Сфалерит в указанной стадии имеет спорадическое развитие и представлен в виде отдельных небольших выделений в полях халькопирита с незакономерным очертанием и, как правило, больших скоплений не образует.

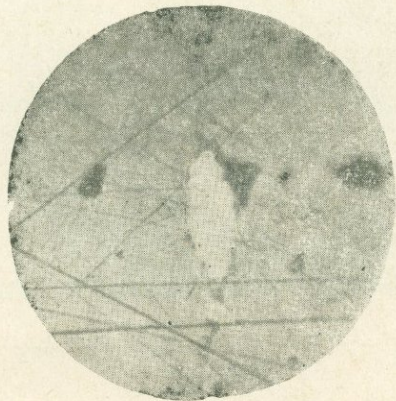
Галенит, так же как и сфалерит, имеет небольшое развитие, хотя и отмечается часто. В основном проявляется в полях халькопирита в виде небольших выделений размером до сотых и десятых долей миллиметра.

Редко образует совместные сростания с сфалеритом, обычно он выделяется после сфалерита.

Висмутин и медно-висмутовые минералы (эмплектит, виттихенит) являются одними из распространенных минералов кварц-халькопиритовой стадии. Указанная минеральная ассоциация отмечается почти во всех шлифах в тех или иных количествах. Однако

больших скопления они не образуют. В некоторых шлифах отмечаются скопления указанных минералов, развивающихся в основном в полях халькопирита.

Висмутин в полях халькопирита образует вытянутые призматические кристаллы, достигающие в редких случаях полумиллиметра. Висмутин образует тесные сростания с медно-висмутовыми минералами. Нередко отмечаются реакционные каймы между висмутином, виттихенитом и эмплектитом (фиг. 198). Вышеотмеченное свидетельствует о следующей последовательности выделения минералов: висмутин—виттихенит—эмплектит.



Фиг. 198. Реакционная кайма виттихенита вдоль веретенообразных кристаллов висмутина в полях халькопирита.

Медно-висмутовые минералы образуют небольшие выделения с изометрическим очертанием. Образуют тесные сростания друг с другом с ровными и четкими границами. Медно-висмутовые минералы, так же как и висмутин, образуются позже пирита и халькопирита, но до энаргита и блеклой руды.

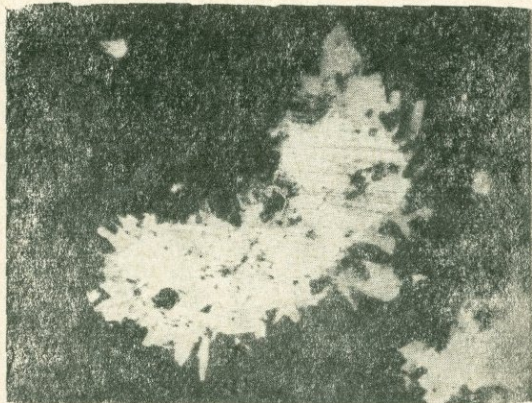
Взаимоотношения между висмутином, медно-висмутовыми минералами достоверно не установлены, по всей вероятности, они являются одновременными образованиями.

Рутил является минералом, часто встречающимся в халькопиритовых прожилках, но в сравнительно небольших количествах и в небольших выделениях; часто характерен прекрасно развитыми формами. Нередко в полях халькопирита образуются скопления призматических кристаллов. Зачастую образуется во вмещающих измененных породах в небольшом удалении от прожилка либо в непосредственном контакте. Очевидно, образуется в процессе гидротермального изменения вмещающих пород, но в процессе разрастания халькопиритового прожилка оказывается в полях рудного минерала.

Энаргит является одним из характерных минералов кварц-халькопиритовой стадии. Встречен энаргит почти во всех изученных шлифах и хотя присутствует также в других стадиях в тесной ассоциации с халькопиритом, его количество значительно возрастает в кварц-халькопиритовой стадии.

Проявляется энаргит в основном в полях халькопирита. Редко образует небольшие волосные самостоятельные прожилки, секущие поля халькопирита. И хотя нередко он образует секущие прожилки, тем не менее за пределы халькопиритового прожилка не выходит. Последнее

свидетельствует о последовательности отложения минералов в одной и той же стадии минерализации, но с некоторым разрывом во времени. Энаргит нередко образует призматические кристаллы, обрастающие выделения халькопирита (фиг. 199), а также сплошные обрамления, опоясывающие крупные выделения халькопирита. Энаргит нередко развивается также по халькопириту.



Фиг. 199. Краевые оторочки энаргита вдоль зерен халькопирита.

Прожилки энаргита, секущие поля халькопирита, по своей морфологии напоминают трещины усыхания, образующиеся после кристаллизации халькопирита и уменьшения объема. Они, как правило, имеют линзовидные очертания. Изредка вместе с энаргитом ассоциирует также и люционит, который характерен тонким полисинтетическим двойникованием.

Блеклая руда. Теннантит—ассоциирует с энаргитом, хотя и присутствует в подчиненном количестве по сравнению с энаргитом. Теннантит обычно развивается по энаргиту и в свою очередь опоясывает выделения энаргита, а также отмечаются остатки замещенного энаргита в полях теннантита.

Изучение возрастных взаимоотношений между отдельными минералами и парагенетическими ассоциациями минералов позволило представить выделения минералов в пределах кварц-халькопиритовой стадии в виде следующей схемы (схема 7).

Кварц-пиритовая стадия по сравнению с ранее описанными промышленными стадиями минерализации имеет более слабое распространение, однако она проявляется повсеместно, почти во всех участках рудного поля, но с различной интенсивностью.

Максимальное проявление этой стадии отмечается на северо-восточном участке и на участке Аткиз в виде отдельных, местами мощных, кварц-пиритовых жил мощностью до 2 м, протяжением до 100—120 м.

Возрастные взаимоотношения между кварц-пиритовой стадией и предшествующими стадиями минерализации установлены довольно отчетливо на основе пересечений.

Взаимоотношения установлены как в забоях, так и в штучных образцах. На фиг. 200 представлено фото штучного образца, где отчетливо видно пересечение и смещение кварц-молибденитового прожилка кварц-пиритовым.

Отмечается также пересечение массивных халькопиритовых руд

Последовательность выделения минералов в кварц-халькопиритовую стадию

Минералы	Порядок выделения
Кварц	—
Апатит	—
Серицит	---
Рутил	—
Пирит	---
Молибденит	---
Халькопирит	---
Висмутин	—
Эмплектит	---
Виттихенит	—
Сфалерит	---
Галенит	---
Энергит. Люционит	---
Блеклая руда (теннантит)	—



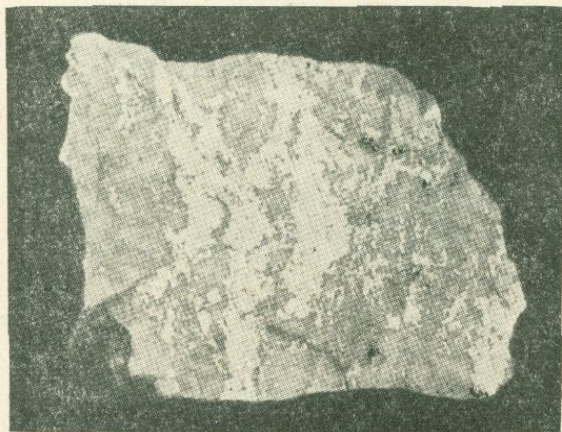
Фиг. 200. Взаимоотношения между кварц-молибденитовыми и кварц-пиритовыми прожилками.

пиритовыми прожилками. Таким образом, пиритовая минерализация сформировалась после основных промышленных стадий.

На Центральном участке кварц-пиритовая стадия представлена в виде жил, прожилков, метасоматических образований и зон вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации.

В кварц-пиритовых жилах наиболее характерной текстурой является пятнистая, представленная гнездово-вкрапленным включением рудного минерала—пирита. Здесь пирит образует отдельные скопления в виде гнезд и отдельных прожилкообразного и линзовидного очертания тел в жильной массе.

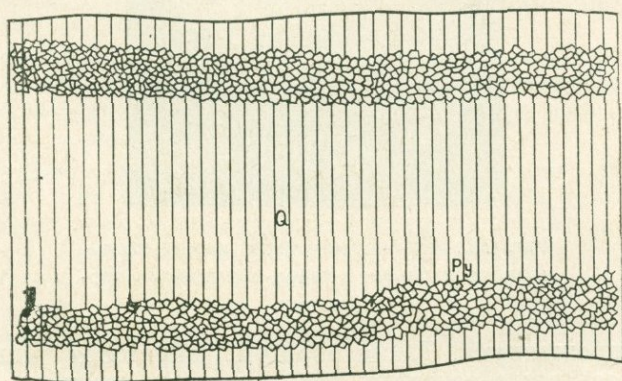
Указанная текстура свидетельствует о почти одновременном выделении кварца и пирита. Отмечается то более раннее выделение кварца, то более позднее его образование по отношению к пириту. Такие резко противоречивые взаимоотношения между кварцем и пиритом в пределах одной и той же жилы свидетельствуют о поочередном выделении кварца и пирита этого пульсационного процесса (фиг. 201).



Фиг. 201. Пятнисто-полосчатая текстура кварц-пиритовой жилы.

В мощных жилах отмечается неоднократное чередование пирита и кварца, приведшее к образованию полосчатой текстуры.

Обычно в таких жилах скопления пирита большей частью приурочиваются к зальбандовым участкам либо находятся на сравнительно небольшом удалении от зальбанда. Эти скопления протягиваются вдоль зальбандов жил на значительные расстояния (фиг. 202). В результате образуется поясовая текстура.



Фиг. 202. Поясовая текстура кварц-пиритовой жилы.

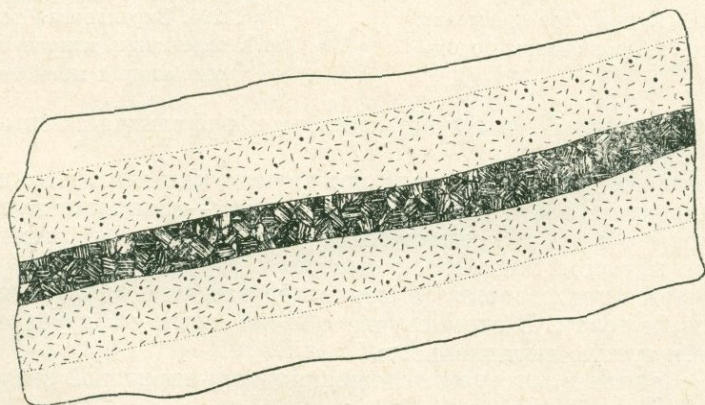
Травление пирита из участков скопления показало прекрасно выраженную зональную структуру роста (фиг. 203), что подтверждает предположение о выпадении пирита из раствора совместно с кварцем, поскольку нередко такие зональные кристаллы пересекаются волосными прожилками кварца, образованными несколько позже пирита. В некоторых случаях поясовая текстура имеет асимметричное строение, обусловленное тем, что пиритовые скопления в лежащем боку жилы более мощные, нежели в висячем. В некоторых жилах наблюдается даже полное отсутствие таких скоплений в висячем боку.



Фиг. 203. Зональное строение пирита в кварц-пиритовой жиле после травления.

На зарисовке жилы (фиг. 132) видно, что такая текстура приурочена к наиболее маломощной части жилы; сосредоточение рудного вещества и скопление его в лежащем боку жилы обусловлено, вероятно, влиянием силы тяжести. В более мощных участках жилы полосчатая текстура объясняется чередующимся выделением пирита и кварца.

В кварц-пиритовых прожилках отмечается некоторое различие текстур. В частности, наблюдаются случаи, когда пирит приурочен к средней части прожилка, что свидетельствует о более позднем выпадении пирита по отношению к кварцу. Отмечаются также случаи сплошного заполнения прожилков пиритом, представленным хорошо оформившимися кристаллами, размер которых достигает 1 см в поперечнике (фиг. 204). В некоторых кварц-пиритовых прожилках наблюдается вкрапленность пирита по всей массе прожилка, причем и в этом случае имеет хорошо выраженные кубические формы.



Фиг. 204. Характер срастания кристаллов пирита в прожилке.

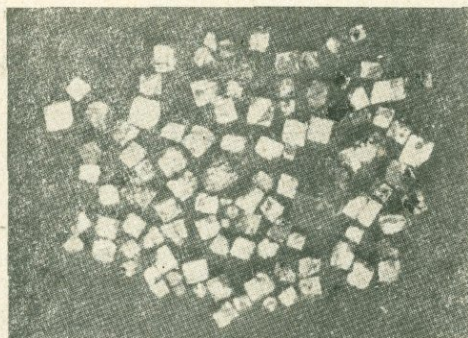
Отмечаются также и метасоматические образования, сложенные пиритом. Такие образования, имеющие массивную текстуру, часто образуются в сравнительно крупных нарушениях, где развиваются по продуктам дробления; форма их обычно линзообразная. Отмечаются промежуточные разности от редкой вкрапленности пирита до массивных руд с незначительными незамещенными остатками вмещающих пород.

Вкрапленная пиритовая минерализация проявляется в тесной связи с кварц-пиритовыми прожилками, вдоль сравнительно крупных тектонических нарушений и в виде площадного развития без видимой связи со структурами.

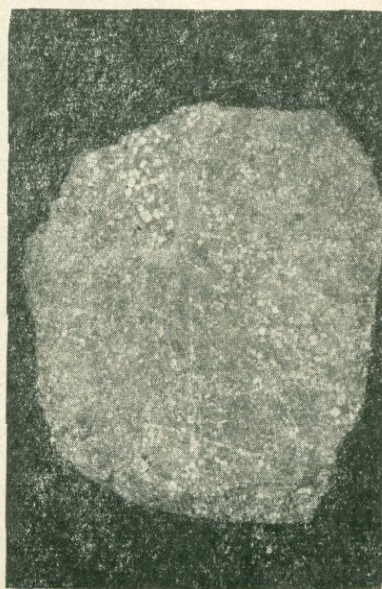
Вкрапленность пирита в связи с пиритовыми прожилками имеет наибольшее развитие и проявляется непосредственно в полосе измененных серицитизированных пород, обычно сопровождающих пиритовые прожилки. Пирит здесь образует тонкую вкрапленность, которая за пределами прожилка исчезает.

Более интенсивно проявляется пирит в зонах сравнительно крупных нарушений, где отмечается весьма густая вкрапленность, а размеры вкрапленников местами достигают 1 см. Пирит здесь имеет хорошо оформившиеся кубические формы (фиг. 205).

Вкрапленная минерализация пирита проявляется также и вне связи со структурными элементами. Подобная пиритизация проявляется в связи с мелкой трещиноватостью пород, охватывая значительные пло-



Фиг. 205. Кубические кристаллы пирита из вмещающих пород.



Фиг. 206. Вкрапленная текстура пирита в интенсивно измененных и пиритизированных, монзонитах.

щади; образование ее, очевидно, связано с инфильтрационным метасоматозом (фиг. 206).

Характерно, что пиритизация приурочена как к вмещающим породам—монзонитам, так и к дайковым породам—гранодиорит-порфирам, лампрофирам и т. п., что свидетельствует о времени и интенсивности проявления метасоматических процессов.

Отмечается также и метасоматическое развитие пирита по мощным магнетитовым телам. В этом случае обычно пирит образует отдельные скопления и густую вкрапленность.

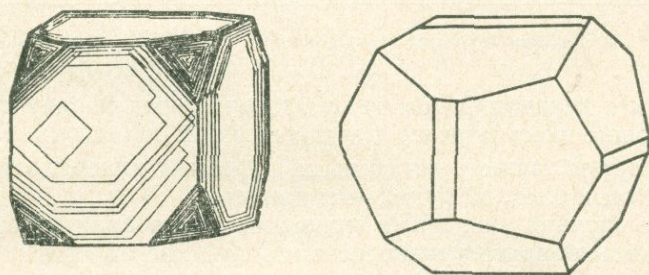
Наблюдаются и текстуры наложения кварц-пиритовой стадии в виде

прожилков, жилообразных и гнездообразных тел, по рудным телам ранних стадий (кварц-молибденитовых, кварц-халькопиритовых жил и мощных тел).

Минеральный состав кварц-пиритовой стадии в отличие от предшествующей стадии довольно однообразен и характерен небольшим количеством рудных минералов, к тому же присутствующих в весьма незначительных количествах.

В рудах кварц-пиритовой стадии основным рудным минералом является пирит, который составляет 95% всех рудных минералов. В небольших количествах присутствуют халькопирит, молибденит, а спорадически отмечаются сфалерит, галенит, блеклая руда, энаргит и самородное золото.

Пирит в прожилках и жилах представлен двумя кристаллографическими формами: кристаллами пентагондодекаэдра в комбинации с эксаэдром, присутствующим в виде неразвитых граней и комбинацией эксаэдра и откаэдра (фиг. 207). Размер кристаллических выделений пирита местами достигает 1—2 см в поперечнике. На некоторых гранях пирита нередко отмечается характерная штриховка.



Фиг. 207. Форма кристаллов пирита из кварц-пиритовой стадии.

Во вмещающих породах метасоматические вкрапления пирита, как правило, имеют форму куба с характерной штриховкой (фиг. 205).

Пирит образует тесные сростания почти со всеми минералами данной стадии минерализации. Молибденит повсеместно обволакивает пирит и развивается по нему. Все остальные минералы также образовались позже пирита, развиваясь и приспособляясь к его кристаллам.

Химические анализы пиритов, отобранных под бинокуляр, приведены в табл. 29.

Таблица 29

Минералы	Fe	Cu	Co	Mg	S	Se	Te	H ₂ O	Σ
Пирит	46,47	0,07	0,006	0,18	53,25	0,0074	0,0016	—	99,985
Пирит	45,57	0,285	0,012	0,23	52,97	0,0149	0,0027	0,5	99,5846

Пириты кварц-пиритовой стадии были проанализированы на содержание в них селена и теллура (табл. 30).

Спектральными анализами в пирите отмечены следующие элементы: Ni—0,001—0,003, Co—0,003—0,1, Te—0,001—0,3, V—0,003—0,01, Mo—0,01—0,001, Pb—0,3—0,01, Sb—0,01, Ag—0,001—0,003, Bi—0,001, As—0,01—0,03, Zn—0,03—0,1, Au—0,01.

Халькопирит имеет подчиненное значение в рудах кварц-пиритовой стадии. Образует небольшие выделения в основном в тесном сростании с пиритом, заполняя промежутки между хорошо сформировавшимися кристаллами пирита, нередко проникая во внутрь кристаллов последнего.

Таблица 30

№ образца	Стадия минерализации	Содержание в ‰	
		Se	Te
91/38	Кварц-пиритовая	0,0126	следы
60/38	"	0,0110	следы
38/38	"	0,0067	0,005
96/38	"	0,0500	следы
Ж-6/13/58	"	0,0260	0,0060
3,90/60	"	0,0290	0,0040
14/7	"	0,0130	0,0035
12/32	"	0,0080	0,0060
7/7/59	"	0,003	0,001
Ж-6/3/59	"	0,004	0,002
19/7/59	"	0,0010	0,0010
75/36/56	"	0,0095	0,0030
Ж-29/56	"	0,0030	0,001
Среднее по 13 анализам		0,0135	0,0025

Местами с халькопиритом также ассоциируют сфалерит и галенит, присутствующие здесь в резко подчиненных количествах. Халькопирит образует сростки также с остальными рудными минералами—сфалеритом, галенитом и блеклой рудой—теннантитом.

Во всех случаях указанные минералы образовались позже халькопирита. В халькопирите установлены следующие содержания селена и теллура.

Таблица 31

№ образцов	Содержание в ‰	
	Se	Te
77/36/56	0,0142	0,0020
40/38/57	0,0210	0,0045

Молибденит—не имеет значительного развития в рудах этой стадии и присутствует в виде чешуек, рассеянных в массе пирита. Как правило, образуется после пирита. Разъедает и замещает пирит. Имеются два анализа молибденитов этой стадии на рений, селен и теллур.

Таблица 32

№ образцов	Содержание в ‰		
	Re	Se	Te
20/2/58	0,0357	0,0260	0,0075
20/45/58	0,0114	0,0104	0,0060

Сфалерит, галенит, блеклая руда, теннантит—присутствуют в рудах в резко ограниченных количествах. Как правило,

развиваются по пириту, зачастую проникая в кристаллы пирита и замещая значительные участки внутри кристаллов.

Золото самородное имеет спорадическое развитие, образует весьма мелкие включения размером до 0,01 мм и в основном локализуется в полях пирита и блеклой руды.

Изучение текстурных особенностей руды и возрастных взаимоотношений между минералами в шлифах позволяет представить нижеприведенную схему последовательности минералообразования в кварц-пиритовую стадию (схема 8).

Схема 8

Последовательность выделения минералов кварц-пиритовой стадии

Минералы	Порядок выделения
Кварц	----
Пирит	=====
Молибденит	-----
Халькопирит	-----
Серицит	-----
Сфалерит	-----
Энаргит	-----
Теннантит	-----
Галенит	=====
Золото (самородное)	=====

Кварц-сфалерит-галенитовая стадия в пределах Каджаранского рудного поля имеет небольшое развитие и установлена на Центральном участке и на участке Аткиз.

Рудные тела этой стадии представлены небольшими жилами и прожилками, а также образуют гнездообразные и линзообразные скопления в рудных телах предшествующих стадий (в кварц-молибденитовых и пиритовых жилах и зонах пиритизации).

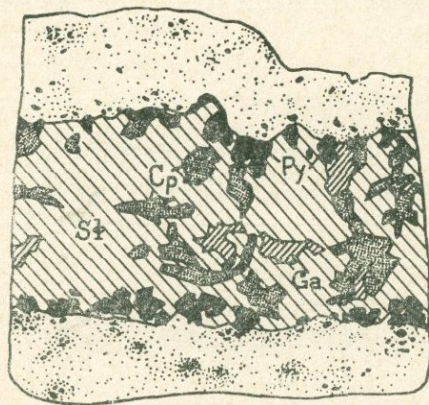
Самостоятельные жилы кварц-сфалерит-галенитовой стадии редки и не имеют значительных мощностей, редко достигают 15—20 см. Для упомянутых жил характерны массивная и пятнистая текстуры, обусловленные неравномерным распределением рудного компонента в жильной массе. Здесь рудные минералы—сфалерит, галенит, халькопирит, пирит образуют пятнистые скопления, а также гнезда, размещенные равномерно в жильной массе. В некоторых случаях такая пятнистая текстура переходит в массивную, где рудные минералы заполняют полностью мощность жилы.

Несколько отличны друг от друга текстуры прожилков и жил. Для прожилков, как правило, характерно массивное строение и отмечается некоторая упорядоченность текстуры. Как видно из зарисовки (фиг. 208), по периферии полиметаллического прожилка отмечаются отдельные разрозненные скопления пирита, расположенные в виде пятен непосредственно у зальбанда. Прожилок по мощности почти полностью заполнен сфалеритом. К центральной же части прожилка приурочены выделения галенита и халькопирита, образующие тесные сростания друг с другом.

Такая текстура полиметаллического прожилка свидетельствует о последовательном выделении минералов из раствора. В некоторых про-

жилках пирит образует краевую оторочку, почти непрерывно протягивающуюся по зальбанду прожилка.

В кварц-молибденитовых жилах отмечается наложение руд полиметаллической стадии, образующих прожилки, линзообразные и гнездообразные тела, а также небольшие жилы, на первично отложенные или ранее образованные минеральные ассоциации (молибденитовую, халькопиритовую и пиритовую).



Фиг. 208. Кварц-сфалерит-галенитовый прожилок. Пирит (Py) образует скопления на периферии прожилка. Галенит (Ga) и халькопирит (Cp) образуют скопления в средней части и полях сфалерита (Sf).

Здесь отмечается развитие полиметаллов сфалерит-галенитовой минерализации вдоль пиритовых скоплений, а также дробление массивного пиритового агрегата, сцементированного сфалеритом и галенитом, что еще раз подтверждает возрастные взаимоотношения между пиритовой и кварц-сфалеритовой стадиями.

Отмечается также развитие сфалерит-галенитовых прожилков, гнездообразных и линзообразных метасоматических образований, а также метасоматической вкрапленности по ранее образованной, в кварц-пиритовую стадию, вкрапленной пиритизации. В этом случае сфалерит-галенитовая минерализация образует метабластические выделения сфалерита и галенита, развивающихся по пириту.

Отмечается также полосчатая текстура с ритмичным чередованием пирит—сфалерит—пирит—сфалерит—пирит либо чередование пирит—сфалерит—галенит, что свидетельствует об одновременном раскрытии структур вдоль нескольких параллельных пиритовых прожилков.

Во вмещающих сфалерит-галенитовых прожилки породах, как правило, отмечается интенсивная пиритизация, которая по мере удаления от прожилков исчезает.

Основными рудными минералами кварц—сфалерит—галенитовой стадии являются пирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, халькопирит. Спорадическое развитие имеют алтаит, гессит, петцит, самородный теллур, самородный висмут, креннерит, теллуrowисмутит, тетрадимит, самородное золото.

Необходимо отметить, что вышеперечисленный комплекс рудных минералов по времени образования может быть расчленен на две парагенетические ассоциации. На раннюю—пирит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, галенит и более позднюю—алтаит, гессит, петцит, самородный теллур, самородный висмут, самородное золото, креннерит, тетрадимит и др.

Выделение двух разновозрастных парагенетических ассоциаций внутри одной стадии минерализации обусловлено тем, что вторая парагенетическая ассоциация характерна проявлением всегда наложена на ранее образованную ассоциацию минералов, т. е. намечается четкое возрастное обособление этих парагенезисов в процессе минералообразования. Указанное явление обусловлено фракционированием растворов, приведшим, как справедливо отметил А. С. Фарамазян (1960), к значительному обогащению растворов к концу кварц-сфалерит-галенитовой стадии Те, Au, Ag и Вi. Однако вследствие того, что поздние порции растворов в конце стадии оказываются в весьма небольших количествах, то естественно, что они не могут проявляться во всех участках рудных тел указанной стадии минерализации. Этим обусловлено исключительно спорадическое и локальное развитие минералов II парагенетической ассоциации.

Ниже мы приводим описание минералов по выделенным парагенетическим ассоциациям в порядке последовательности их образования.

I парагенетическая ассоциация

Пирит имеет сравнительно небольшое распространение в рудных телах указанной стадии и образует небольшие выделения в призальбандовых частях прожилков и небольших жил. Здесь, как правило, он имеет форму куба. Он повсеместно является наиболее ранним минералом и разъедается всеми последующими минералами—сфалеритом, галенитом, тетраэдритом и халькопиритом.

Химические анализы пирита на селен и теллур представлены ниже в табл. 33.

Таблица 33

№ образцов	Содержание	
	Se	Te
72/38/57	0,0120	0,0042
Ж-6/14/59	0,0100	0,0030

Спектральным анализом в пирите данной стадии установлено: Mo—0,003, Cu—0,03—0,1, Pb~0,1, Ag—0,001, Sb—0,01, Вi~0,01, Zn~0,1. В некоторых пробах отмечается также содержание Те до 0,01.

Сфалерит является одним из основных рудных минералов указанной стадии минерализации. Образует нередко сплошные поля, заполняющие нацело прожилки.

По цвету среди сфалеритов можно выделить несколько разновидностей, зависящих от примесей Fe и других элементов.

Наибольшим распространением пользуются темные сфалериты, близкие к марматитам. Сравнительно светлые пользуются небольшим развитием, а клеофан является очень редким явлением и присутствует в виде небольших зерен. Отмечаются случаи постепенного осветления сфалеритов от зальбанда к середине прожилка.

Мономинеральный агрегат сфалерита характерен неравномерно-зернистой, аллотриоморфнозернистой структурой. При травлении в парах царской водки устанавливается значительное двойникование зерен. Сфалерит характерен эмульсионной вкрапленностью халькопирита, который зачастую развит в краевых участках и переходит в более крупные выделения, скапливающиеся в межзерновых участках.

Сфалерит образует тесные сростания с галенитом, халькопиритом, тетраэдритом. Со всеми указанными минералами устанавливается его более раннее образование.

Химический состав сфалеритов из указанной стадии приведен в табл. 34.

Таблица 34

Минералы	Cu	Mn	Fe	Zn	Cd	Pb	Se	Te	S	Сумма
Сфалерит (темный)	2,13	0,085	2,12	58,38	—	3,5	0,0008	0,0005	33,24	99,4463
Сфалерит (светлый)	1,23	0,28	1,40	61,33	0,24	0,55	0,0002	0,0002	33,65	98,6804

Сфалериты указанной стадии были проанализированы на содержания в них Se и Te. Последние представлены в табл. 35.

Таблица 35

№ образца	Стадия минерализации	Содержание	
		Se	Te
Ж-6/12/58	Кварц-сфалерит-галенитовая	0,0040	0,0010
Ж-6/16/58	"	0,0040	0,0012
Ж-6/14/58	"	0,0035	0,0010
9/32	"	0,0045	0,0015
Среднее по 4 анализам		0,0040	0,0012

Спектральными анализами в сфалеритах указанной стадии установлены следующие элементы: Te=0,001—0,003, Mo—0,0003, Cu—0,01—1,0, Pb—0,0003—3,0, Ag—0,01—0,03, Gd—0,1—0,3, Ga—0,001, Bi—0,003—0,01, Sb—0,01.

Содержания кадмия в сфалеритах Каджаранского месторождения довольно низкие и варьируют в пределах 0,1—0,3.

Халькопирит является менее распространенным минералом в данной стадии минерализации, однако он встречается повсеместно во всех кварц-сфалерит-галенитовых прожилках. Как правило, приурочен к-средним частям прожилков и жил, проявляется местами в виде довольно значительных скоплений, приспосабливающихся в основном к выделениям сфалерита, часто обхватывая и цементируя его. Нередко развивается по сфалериту, пронизывая его тончайшими прожилками. В некоторых случаях эмульсионная вкрапленность халькопирита переходит в прожилки с неправильными очертаниями, секущие поля сфалерита, но не выходящие из сфалерита.

Халькопириты из указанной стадии были проанализированы на содержание в них селена и теллура, что представлено в табл. 36.

Спектральные анализы халькопиритов указанной стадии показали следующие содержания элементов-примесей: Mo—0,01, Pb—0,001—0,1, Bi—0,01, Ag—0,001—0,03, Zn—0,1—0,01.

Галенит является одним из основных рудных минералов данной стадии минерализации и встречается в прожилках и жилах в довольно значительных количествах, нередко образует сплошные поля мономинерального агрегата. В основном приурочен к срединным участкам прожилков и жил. Интенсивно развивается по сфалериту, халькопириту. С

Таблица 36

№ образца	Стадия минерализации	Содержание	
		Se	Te
83/36	Кварц-сфалерит-галенитовая	0,0145	0,0035
72/38	"	0,0115	0,0022
Среднее по 2 анализам		0,0130	0,0028

халькопиритом галенит образует субграфические структуры замещения.

По отношению к блеклой руде, тетраэдриту галенит всегда более ранний. Отмечены неоднократные случаи замещения галенита тетраэдритом, который нередко проявляется также в виде прожилков, отчетливо секущих поля галенита.

Галенит выделяется также раньше целой группы теллуридов, которые интенсивно развиваются по галениту либо образуют субграфические структуры замещения.

Химический состав галенитов из указанной стадии минерализации приведен в табл. 37.

Таблица 37

№№ образцов	Cu	Pb	Zn	Bi	S	Se	Te	Σ
72/38/57	0,85	85,25	0,25	0,20	13,40	0,0048	0,0046	100,3594
Ж-6/14/58	0,30	84,40	0,11	0,14	14,25	0,0052	0,0050	99,1102

Галениты указанной стадии были проанализированы на содержание в них Se и Te (табл. 38).

Таблица 38

№ образца	Стадия минерализации	Содержание в %	
		Se	Te
83/36/56	Кварц-сфалерит-галенитовая	0,0048	0,0046
88/86/56	"	0,0052	0,0050
Ж-6-1/58	"	0,0064	0,0056
72/38/57	"	0,0044	0,0040
104/1/58	"	0,0255*	0,0280
Ж-6/14/58	"	0,0065	0,0036
Среднее по 5 пробам без учета пробы с пиковым содержанием		0,0054	0,0045

* В указанной пробе в шлифах отмечено наличие теллуридов (алтаита, самородного теллура).

Спектральными анализами в галенитах установлено наличие следующих элементов-примесей: $Mn \approx 0,0005-0,1$, $Cu=0,1-0,3$, $Ag=0,03-0,003$, $Sb=0,03$, $Bi=0,01-0,3$, $Zn=3,0$, $Gd \approx 0,01$.

Блеклая руда. Тетраэдрит является одним из основных минералов в данной стадии минерализации, хотя и встречается гораздо реже, чем сфалерит и галенит и в сравнительно небольших количествах. В некоторых случаях отмечаются самостоятельные небольшие по мощности прожилки блеклой руды. Тетраэдрит образует тесные сростания со всеми рудными минералами данной стадии минерализации. Он повсеместно является более поздним минералом по отношению к сфалериту, халькопириту, галениту. Обычно приспособляется к выделениям указанных минералов, часто замещается и разбивается по ним, образуя характерные коррозионные структуры. Нередко в виде прожилков пересекает более раннюю ассоциацию: сфалерит—халькопирит—галенит. Однако тетраэдрит выделился раньше, чем более поздняя ассоциация теллуридов—креннерит, алтаит, гессит, петцит, самородный теллур, самородный висмут. Они, как правило, развиваются по тетраэдриту. Химический анализ чисто отобранного тетраэдрита приведен в табл. 39.

Таблица 39

Cu	Fe	As	Bi	Zn	Sb	S	Se	Te	Σ
35,59	4,52	2,23	0,0015	7,60	24,01	25,45	0,0005	0,0003	99,4028

Анализ выполнен в хим. лаборатории НИГМИ.

Как видно из химического анализа, указанный тетраэдрит относится к цинкистой разновидности—зандербергиту.

Спектральным анализом в тетраэдрите установлены следующие элементы-примеси: $Mn=0,3-1,0$, $Ni \sim 0,010$, $Ti=0,001$, $Mo=0,001$, $Pb=0,03-0,1$, $Ag=0,01$, $Cd=0,03$.

II парагенетическая ассоциация

Более поздняя по времени образования. Представлена в основном теллуридами и некоторыми самородными элементами, среди которых следует отметить: алтаит, гессит, петцит, теллуrowисмутит, креннерит, тетрадимит, галеновисмутит, самородное золото, самородный теллур, самородный висмут. Указанный комплекс минералов для медно-молибденовых месторождений Армянской ССР впервые был установлен и описан А. С. Фарамазяном (1960).

В силу того обстоятельства, что указанные минералы образовались в конце стадии минерализации, они установлены почти во всех минералах ранней парагенетической ассоциации—в пирите, сфалерите, халькопирите, блеклой руде и более всего в галените.

Указанные минералы проявляются в виде очень мелких выделений, редко достигая размеров до 0,1 мм. Обычны выделения в пределах 0,01—0,05 мм.

Для них характерны тесные взаимные сростания друг с другом, свидетельствующие об их почти одновременном образовании, а также структуры замещения, разъедания. Обычна структура субграфического замещения галенита, сфалерита, блеклой руды—халькопиритом, алтаитом, гесситом, петцитом. Обычны также выделения минералов, располагающиеся в виде цепочек, наложенных на ранее образованную ассоциацию.

Изучение характерных текстур руд данной стадии и возрастных взаимоотношений между минералами позволило представить нижеприведенную схему последовательности выделения минералов (схема 9).

Схема 9

Последовательность выделения минералов в кварц-галенитовую стадию

Минералы	Порядок выделения
Кварц	
Пирит	
Сфалерит	
Халькопирит	
Галенит	
Тетраэдрит	
Барит	
Алтаит	----
Самородный теллур	----
Петцит	----
Гессит	----
Тетрадимит	----
Галеновисмутит	----
Самородное золото	----
Теллуrowисмутит	----
Креннерит	----

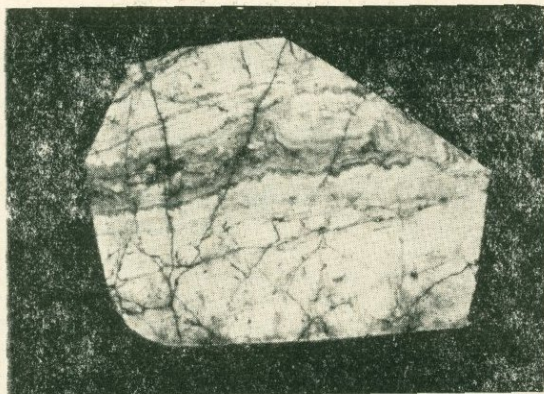
Кварц-карбонатная стадия. Продукты этой стадии минерализации пользуются весьма широким развитием в рудном поле. Они отмечаются повсеместно на территории рудного поля, но наибольшее развитие получила на северо-восточном участке и на участке Аткиз. Представлены они: мощными жилами, протягивающимися на значительные расстояния; прожилками; брекчиевидными образованиями, в которых обломки вмещающих пород сцементированы карбонатным материалом; метасоматической карбонатизацией, развивающейся как по вмещающим породам, так и по рудам (кварцевым жилам, халькопирит-сфалериту).

Карбонат в крупных жилах обычно встречается как в виде крупнозернистых, так и среднезернистых агрегатов. Величина зерен карбоната в крупнозернистом агрегате достигает 2 мм, между тем как в среднезернистом она обычно не превышает 1 мм.

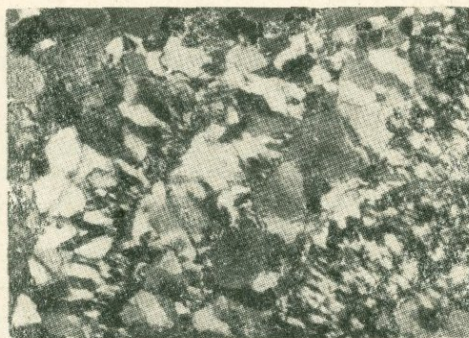
В некоторых сравнительно мощных карбонатных жилах отмечается отчетливо выраженная полосчатая текстура, выраженная в закономерном расположении различных по величине зерен. Так, обычно в призальбандовых участках отмечается мелкозернистая структура карбоната, которая по мере удаления от зальбанда жил к центру приобретает среднезернистое и крупнозернистое строение. В некоторых жилах отмечается крустификационно-полосчатая текстура, обусловленная ритмичным отложением халцедона и карбоната (фиг. 209).

Под микроскопом (фиг. 210) хорошо наблюдается такая текстура поочередного чередования отложения кварца, халцедона и карбоната. Здесь полосы имеют волокнистое и дугообразное очертания, напоминающие колломорфные текстуры руд. Очевидно, указанная текстура образовалась из коллоидных растворов с последующей перекристаллиза-

цией карбоната. Карбонатные зоны хорошо перекристаллизованы и кристаллы карбоната расположены перпендикулярно вытянутости упомянутых полос. Кварц также ориентирован перпендикулярно полосчатости. Халцедон волокнистого, лучистого строения обычно нарастает на кристаллы кварца.



Фиг. 209. Крустификационное строение кварц-карбонатной жилы.



Фиг. 210. Текстура ритмичного отложения кварца и карбоната в жиле карбоната.

В прожилках также отмечается различная зернистость карбоната. С удалением от зальбандов прожилка к его центру отмечается увеличение крупности зерна. В средней части прожилков отмечаются друзовые пустоты, выложенные ромбическими кристаллами карбоната с отчетливо выраженным зональным строением. Нередко в таких жеодах отмечаются мелкие кристаллы кварца, нарастающие на кристаллы карбоната. В некоторых прожилках кристаллы карбоната имеют шестоватую форму с зональным строением и растут перпендикулярно стенкам прожилка. В некоторых прожилках в зальбандах отмечаются призматические кристаллы кварца, растущие от стенки во внутрь прожилка. Обычно карбонат здесь нарастает на кварц.

Метасоматические образования карбонатной стадии проявляются как в связи с крупными карбонатными прожилками и жилками, также и в виде площадной карбонатизации. Карбонат обычно проявляется в виде пятнистых участков с неправильным очертанием, развивающимся по вмещающей породе.

Метасоматическая карбонатизация с интенсивным выщелачиванием развивается по кварцевым жилам, а также и по сплошным халькопиритовым и сфалеритовым рудам. Здесь происходит избирательное выщелачивание в первую очередь кварца, а затем и рудных минералов. В результате образуются реликтовая, вкрапленная и гнездовая текстуры.

Минеральный состав кварц-карбонатных прожилков довольно простой и состоит из карбоната и кварца. Карбонат в прожилках и жилах представлен главным образом доломитом, железистым доломитом и менее распространенным анкеритом.

Доломит, железистый доломит слагает громадное большинство прожилков и жил. В табл. 40 приведены химические анализы доломитов и железистых доломитов, заимствованные у М. П. Исаенко (1959).

Таблица 40

Таблица химических анализов карбонатов

Место взятия	Название минералов	Содержание окислов в %						Сум- ма	Автор
		CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	H ₂ O		
Каджаран, шт. 41, Да- вачи	Железистый доломит	28,61	14,62	8,78	0,55	42,92	—	100,40	М. П. Иса- енко
Каджаран, шт. 38	Железистый доломит	27,20	15,91	4,72	0,16	42,27	10,25	100,51	,
Каджаран, карьер уст. 2175	Анкерит	25,45	16,71	15,44	0,51	41,25	0,13	99,49	К. А. Ка- рамян

Указанные железистые доломиты были подвергнуты термическому анализу, который подтвердил результаты химического анализа и установил их идентичность с доломитом (фиг. 211).

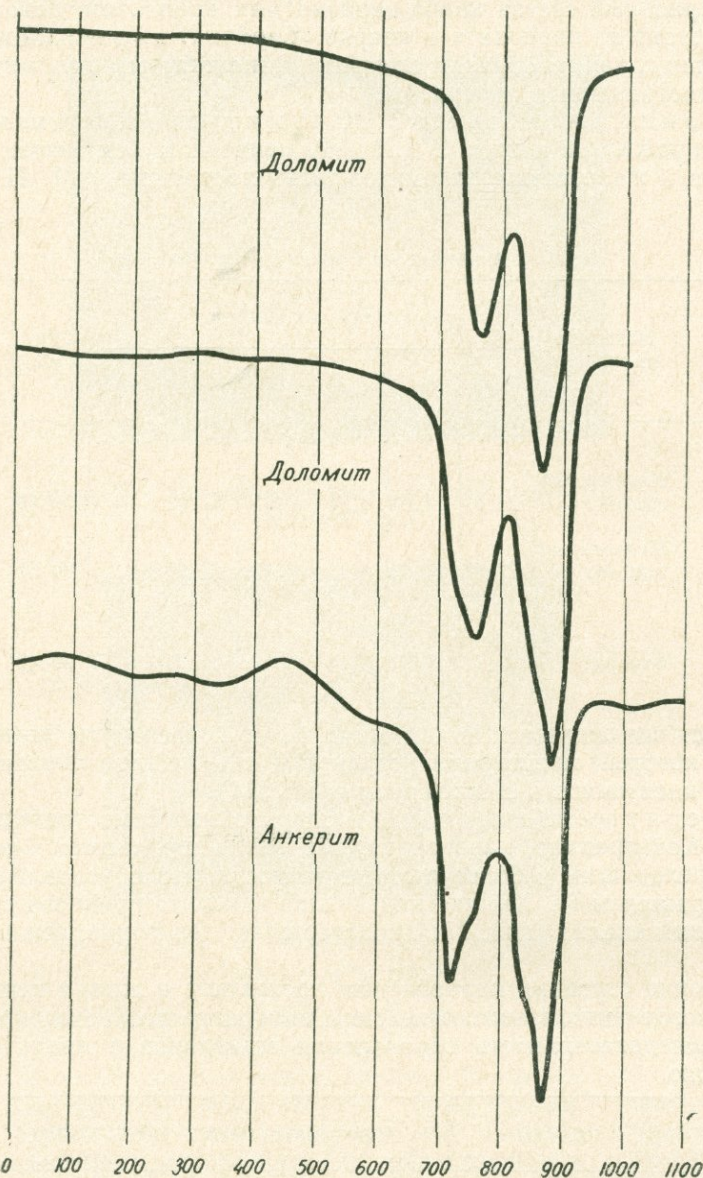
Анкерит представлен в виде изолированных самостоятельных прожилков. Как правило, характеризуется темно-коричневым цветом, нередко переходящим в более светлые разности, что обусловлено различным содержанием Fe. Химический анализ анкерита приведен в табл. 40. Термический анализ (фиг. 211) подтверждает его принадлежность к анкериту.

Изучение строения карбонатных прожилков и жил, а также исследование возрастных взаимоотношений минералов позволило предложить схему последовательности образования минералов в кварц-карбонатную стадию.

Минералы	Последовательность образования
Доломит-анкерит	—————
Кварц	— — — — —

Халцедоновая стадия в пределах рудного поля имеет сравнительно небольшое распространение и представлена в основном маломощными (1—5 см) прожилками. В восточной части рудного поля отмечаются более крупные халцедоновые жилы, мощностью до 0,5 м. Для халцедоно-

вых прожилков характерно равномерно-скрытокристаллическое строение. Однако в сравнительно крупных жилах и прожилках отмечается полосчатая текстура, обусловленная чередованием различных по величине зерен зон мономинерального агрегата. Рудная минерализация в халцедоновых жилах и прожилках, как правило, отсутствует. В некоторых



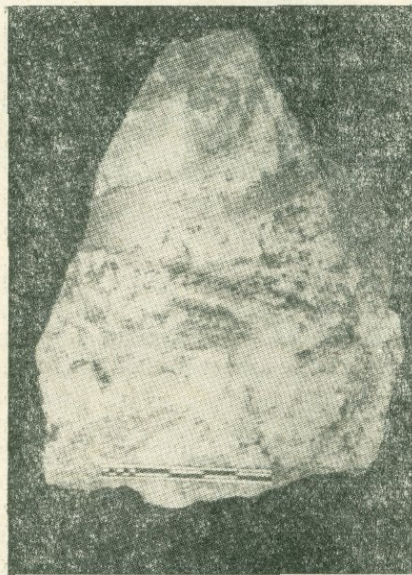
Фиг. 211. Кривые нагревания доломитов и анкерита из карбонатных прожилков.

прожилках халцедона наблюдаются захваченные небольшие куски халькопирита и пирита, а также небольшие обломки гидротермально измененных оруденелых вмещающих пород.

Установлено также и метасоматическое проявление халцедона, которое развивается вдоль крупных даек гранодиорит-порфиров в контак-

те с вмещающими породами. В метасоматически замещенных породах отмечаются многочисленные остатки незамещенных вмещающих пород с сульфидной минерализацией.

Возрастные взаимоотношения халцедоновой стадии с другими стадиями минерализации устанавливаются вполне достоверно: она образовалась после карбонатной стадии, но до гипсовой. Устанавливается отчетливое пересечение карбонатных прожилков и карбонатизированных пород халцедоновыми прожилками (фиг. 212). С другой стороны, отмечаются случаи метасоматического развития ангидрита и гипса по халцедону.



Фиг. 212. Пересечение прожилком халцедона жилы карбоната.

Ангидрит-гипсовая стадия, так же, как и предыдущая, имеет небольшое развитие в рудном поле Каджаранского месторождения. Распространена она локально на небольшом участке в приразломной полосе и образует тело с вытянутым эллиптическим очертанием близкитортного—северо-западного простирания с погружением на восток.

Ангидрит-гипсовая минерализация проявляется как в виде маломощных прожилков, так и сравнительно небольших жил мощностью до 20—25 см с четкими контактами. Отмечается также и гнездообразная форма гипсовых тел.

Макроскопически гипс имеет зернистое строение, цвет белый, серовато-белый. В некоторых прожилках сахаровидного облика отмечаются крупные пластинчатые агрегаты водяно-прозрачного гипса. В гипсовых телах очень часто отмечаются местами в довольно значительном количестве первичные рудные минералы—молибденит, халькопирит, пирит, магнетит, гематит, реже сфалерит, галенит, энаргит. Указанные минералы присутствуют в ангидрите и гипсе в тесных сростках с кварцем. Последний присутствует в гипсовых телах в виде переработанных обломков кварцевых жил. В гипсовых телах наблюдаются целые участки кварц-сульфидных прожилков и жил протяженностью 50—60 см, а также и вмещающих пород. Указанные инородные образования, несомненно, являются реликтами ранее образованных минеральных ассоциаций, переработанных гипсовой минерализацией.

Изучение прозрачных и полированных шлифов из указанных образований показывает тесное срастание сульфидов с кварцем, свидетельствующее об их одновременном образовании и о более позднем образовании ангидрита, разъедающего обломки кварца с сульфидами.



Фиг. 213. Прожилки ангидрита сечет карбонатный прожилки.

Как видно из микрофото шлифа (фиг. 213), ангидритовые и баритовые прожилки повсеместно пересекают карбонатные прожилки и интенсивно развиваются по карбонату. Аналогичные взаимоотношения установлены также между халцедоном и ангидритом: ангидрит пересекает и разъедает халцедон.

Таким образом, место ангидрит-гипсовой минерализации в общей схеме развития гидротермального процесса устанавливается вполне определенно*. Основными минералами ангидрит-гипсовой стадии являются ангидрит, барит, кварц.

Ангидрит является главным и преобладающим минералом этой стадии и, по-видимому, вследствие гидратации переходит в гипс. Под микроскопом он обычно имеет пластинчатое строение, а также образует спутанно-волоконистый агрегат.

Химический анализ гипса, выполненный в хим. лаборатории ИГН АН Арм. ССР, приведен ниже.

Таблица 41

Компоненты	CaO	SO ₃	H ₂ O	п.п.п.
Содержание в %	31,94	45,64	20,61	2,42

Барит является характерным минералом указанной стадии. Представлен челнокообразными, веретенообразными кристаллами в тесном срастании с ангидритом в прожилках описываемой стадии. Местами отмечаются самостоятельные баритовые прожилки, секущие карбонатные.

Кварц имеет подчиненное значение. Образует небольшие выделения изометрического очертания, иногда нарастающие на веретенообразные кристаллы барита, чем и доказывается его образование в ангидрит-гипсовую стадию минерализации.

Помимо сахаровидного ангидрита и гипса, отмечается также и во-

* Вопросу взаимоотношения гипса и ангидрита с сульфидами посвящена специальная статья К. А. Карамяна и А. С. Фарамазяна „К вопросу об ассоциации гипергенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Армянской ССР“. Изв. АН Арм.ССР (серия геолого-географических наук), № 6, 1959.

локнистая разновидность гипса—селенит, приуроченная к наиболее поздней системе трещин.

Такой гипс, по мнению некоторых исследователей, является переотложенным или метаморфизованной разновидностью сахаровидного ангидрита вследствие тектонических подвижек, прошедших вдоль прожилкового сахаровидного ангидрита. Однако отмечаются случаи пересечения сахаровидного гипса волокнистым. Последнее обстоятельство не говорит о метаморфической природе гипса-селенита.

МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Минералогия зоны окисления Каджаранского месторождения наиболее детально изучена Е. А. Акопян (1960), однако описание некоторых минералов зоны окисления приводится также и в работах других исследователей.

Ниже приводится описание главнейших минералов зоны окисления с использованием данных Е. А. Акопян.

Среди супергенных минералов Е. А. Акопян выделены минералы зоны вторичного сульфидного обогащения и минералы зоны окисления.

Минералы зоны вторичного сульфидного обогащения представлены халькозином, ковеллином и борнитом.

Халькозин не имеет широкого развития, хотя в некоторых участках образует скопления, развивающиеся в основном за счет борнита и в меньшей степени халькопирита.

Ковеллин также не имеет широкого распространения, встречается в тесном сростании с халькозином и баритом и образуется за счет них. Ковеллин чаще образуется в массивных халькопиритовых рудах, за счет которых он более интенсивно развивается.

Борнит распространен несколько больше двух ранее описанных минералов. Больше всего развивается по массивным халькопиритовым рудам, образуя характерную петельчатую текстуру замещения с многочисленными остатками халькопирита в полях борнита.

В некоторых шлифах хорошо наблюдается последовательное замещение халькопирита борнитом, ковеллином и халькозином, развивающимся зонально в виде чередующихся зон вокруг крупных выделений халькопирита.

Среди минералов зоны окисления по степени распространенности выделяются: широко распространенные; менее распространенные; редкие и очень редкие.

Широко распространенные	Менее распространенные
Лимониты Лампадит Малахит	Ярозит Азурит Медно-марганцевая смоляная руда Кальцит Арагонит Кварц
Редкие минералы	Очень редкие
Ферримолибдит Поведит Корнуит Хризокола Галуазит Каолинит Куприт Кварц	Самородная медь Эозит Фиброферит Халькантит Мелангерит Барит Калалит Церуссит Смитсонит

Лимониты являются наиболее распространенным минеральным видом на месторождении. Они объединяют несколько типов, характерных различными признаками—структурные и текстурные особенности, окраска, оттенки, исходный первоначальный материал, по которому возник тот или иной лимонит, взаимоотношения с вмещающими породами.

Лимониты характерны различными формами выделения: корки, налеты, выполнения пустот и трещин, сплошные скопления, рассеянные по всей массе породы. В зоне окисления Каджаранского месторождения могут быть выделены: лимониты отложения, переотложенные лимониты, образованные вдали от места своего образования, и лимониты замещения, образующиеся на месте.

В отмеченной группе лимонитов для Каджаранского месторождения могут быть выделены стильпноситерит, гетит и гидрогетит.

В лимонитах Каджаранского месторождения отмечается постоянно присутствие молибдена, который обычно находится в виде реликтов молибденита, покрытого коркой лимонита. В некоторых случаях, очевидно, молибден присутствует в виде ферримолибденита, смешанного с лимонитом. В такой форме молибден флотации не подвергается и уходит в хвосты.

Лампадит (медистый вад) является одним из распространенных минералов зоны окисления месторождения и распространен на значительную глубину от дневной поверхности. Местами образует значительные скопления, пропитывающие породу. В некоторых образцах лампадит имеет концентрически слоистое сложение. Характерны образования в виде почек и натеков.

Малахит является самым распространенным минералом меди в зоне окисления Каджаранского месторождения. Образует налеты по трещинам, небольшие прожилки и выполняет пустоты. Чаще всего представлен в виде землистых масс. Отмечается также малахит в виде лучистых агрегатов и игольчатых кристаллов. На южном склоне г. Гандзасар отмечаются колломорфные натеки малахита.

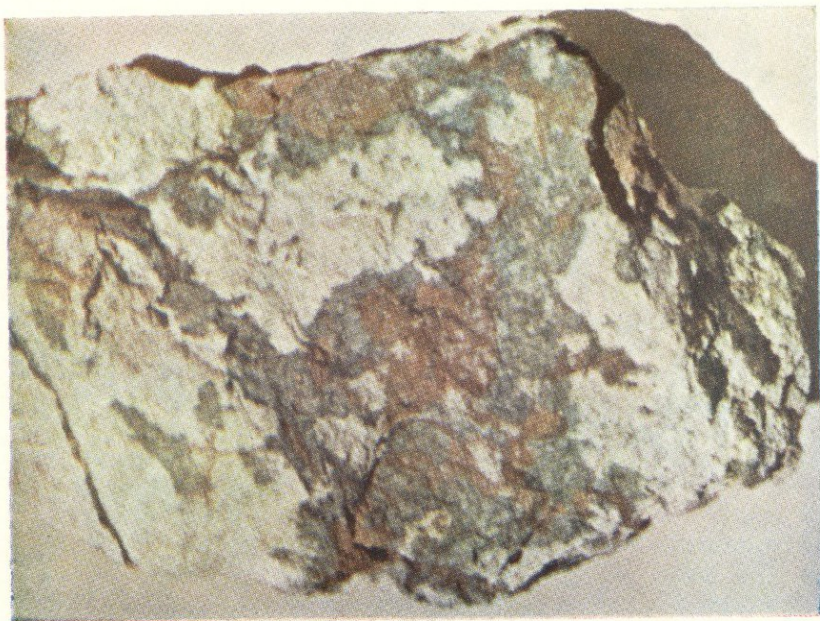
Азурит также является одним из распространенных минералов меди зоны окисления. Встречается реже малахита. Наибольшее количество азурита встречается в приповерхностной части месторождения. Азурит преимущественно распространен в виде сплошных налетов по трещинкам отдельности. Отмечаются нередко кристаллические формы, которые большей частью образуются в пустотках. Как правило, азурит образуется после малахита. Он всегда нарастает на малахит в виде налетов и тонких корок.

Медно-марганцовая смоляная руда является характерным минералом зоны окисления. Встречается довольно часто в виде корок, налетов и оспенных выделений. Характерна непостоянным составом. Под лупой она обнаруживает тонкослоистое сложение с множеством округлых бугорчатых натеков и обладает сильным смолистым блеском. Реакция на медь четкая. С бурой дает перл на марганец. В результате дегидратации и сокращения объема образуются характерные трещинки усыхания.

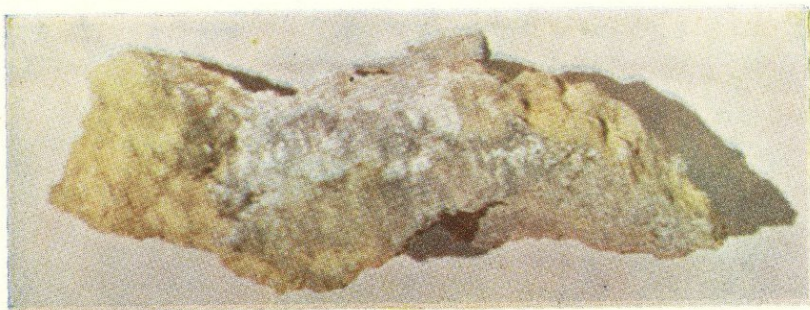
Хризоколла имеет незначительное распространение. Встречена в отдельных пунктах месторождения.

Представлена в виде бугорчатой поверхности. В свежем изломе плотных разностей окраска минерала меняется от густо-голубой до белой. Колломорфное сложение хризоколлы проявляется тогда, когда она заполняет значительные пустоты во вмещающей породе.

Феррокупрохалькантил отмечен в ряде мест как Центрального, так и других участков рудного поля. Встречается в виде тонких



Фиг. 214. Налеты и пятнистые выделения окисленных руд в интенсивно измененных породах.



Фиг. 215. Замещение молибденита повеллитом в лимонитизированной породе. Видны остатки молибденита по краям лимонитовой корки. Белое повеллит.

голубоватых землистых масс. Нередко встречается в виде значительных скоплений, покрывающих стенки штолен. Отмечаются постоянные переходы в цвете и плотности минерала от рыхлого до плотных налетов. Иногда образует сталактитообразные скопления.

Обычно минерал окрашен в зеленые или голубовато-зеленые тона. Блеск стеклянный.

С течением времени цвет минерала из густо-зеленого переходит в голубовато-зеленый либо светло-голубоватый. С дегидратацией минерал переходит в хрупкие землистые массы, легко растворяющиеся в воде.

Куприт не имеет значительного распространения в рудах зоны окисления, хотя в некоторых пунктах были отмечены значительные скопления этого минерала (шт. 1, 18—19, уступ 2175, 2190, восточный фланг).

Обычно он ассоциирует с малахитом, халькопиритом, лимонитом. В основном встречается в виде сплошных масс, часто замещающих мощные прожилки халькопирита.

Нередко в полях куприта отмечаются небольшие выделения самородной меди, достигающие 5 мм в поперечнике. На участках развития куприта окисленные руды имеют весьма пеструю окраску, характерную наличием всех цветов радуги — красную, синюю, зеленую, бурую (фиг. 214).

Самородная медь распространена спорадически в окисленных рудах месторождения. Встречается в виде дендритов, агрегатов мелких зернышек неправильной формы в тесной ассоциации с халькозином, купритом, в которых образует нередко выделения с неправильными очертаниями и тонкие волосяные прожилочки.

Повеллит имеет небольшое распространение. Встречается спорадически и в небольших количествах. Характерен грязновато-зеленым цветом. Нередко имеет почти белый цвет. Его можно легко спутать с загрязненным каолином.

Повеллит часто образует псевдоморфозы по молибдениту (фиг. 215), в которых нередко встречаются остатки незамещенного молибденита. Как справедливо отмечает Е. А. Акопян (1960), почти не встречаются случаи совместного нахождения повеллита и молибдита.

Нередко отмечается полное замещение прожилков молибденита повеллитом.

Ферримолибдит отмечается в основном на Центральном участке месторождения и на различных глубинах зоны окисления. Отмечен в кварцевой жиле VI в штольне 36. Чаще всего встречается в кварцевых жилах. Образует налеты по плоскостям трещин в кварце и представлен в виде переплетающегося игольчатого агрегата. Цвет ферримолибдита несколько переменный в зависимости от примеси лимонита. Иногда приобретает коричневатый оттенок.

Помимо вышеописанных минералов, в зоне окисления широко развиты также такие минералы, как кварц и всевозможные карбонаты и гидрокарбонаты.

Арагонит, кальцит являются довольно распространенными минералами зоны окисления. Образуют инфильтрационные прожилки, натеки, корки. Арагонит характерен радиально-лучистым строением. В некоторых случаях отмечаются слабо окрашенные в голубой цвет лучистые арагониты, цвет которых обусловлен примесью окиси меди.

Кальцит характерен отчетливо кристаллическим обликом, скаленоэдрическим, либо ромбическим габитусом, представлен всевозможными оттенками, зависящими от примеси марганца, железа, меди и др. Образуется главным образом в пустотках. В старых заброшенных штольнях образуют сталагмиты и сталактиты.

В результате многократного проявления тектонических подвижек и многостадийности минерализации рудные тела ранних стадий минерализации испытывают неоднократные динамические воздействия, а также воздействия поздних порций гидротермальных растворов. Последние приводят к метаморфизму руд.

Наиболее сильный метаморфизм испытали руды продуктивных стадий минерализации, имеющие широкое развитие на месторождении.

Динамические воздействия на руды выражаются в образовании как пластических деформаций, так и хрупких. Пластические деформации наиболее характерны для мягких минералов и их агрегатов, к которым в первую очередь следует отнести молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит. Следует отметить, что пластической деформации иногда подвергается также и пирит. Хрупкая деформация с образованием кластической структуры наиболее характерна для пирита.

Молибденит как один из наиболее мягких минералов при динамическом воздействии легко подвергается пластической деформации с образованием изогнутых деформированных пластинок. Местами пластинки молибденита изгибаются под углом 90° . В маломощных кварц-молибденитовых прожилках отмечается расщепление пластинок молибденита (фиг. 216).



Фиг. 216. Расщепление пластинок молибденита.

При тектонических подвижках, которые обычно проходили вдоль кварц-молибденитовых прожилков, молибденит, как правило, растирался. Многочисленные розетки и пластинки молибденита, располагающиеся вдоль зальбандов в виде цепочки, растираясь по плоскости скольжения, создают ложное представление о позднем проникновении молибденита по трещинкам в кварц. В этих случаях на молибдените обнаруживаются борозды скольжения. При более интенсивном дроблении кварц-молибденитовых жил образуется брекчиевая текстура, где обломки кварца сцементированы перетертой массой молибденита. На основе этого часто ошибочно считают, что молибденит по времени образования резко оторван от кварца.

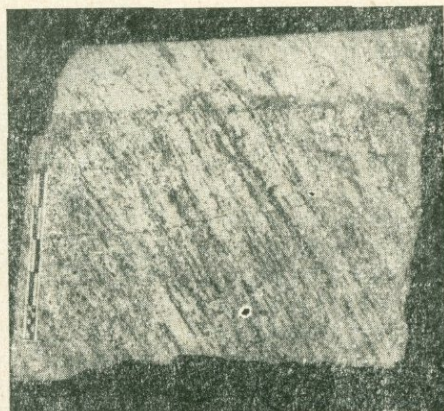
Халькопирит и халькопиритовая ассоциация, т. е. рудные тела кварц-молибденит-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой стадий, также подвергаются динамическому воздействию с образованием брекчиевых текстур и текстур пластической деформации.

При слабых динамических воздействиях равномерно зернистый агрегат халькопирита с аллотриоморфнозернистой структурой часто испытывает перекристаллизацию. В этих случаях структура массивных халь-

копиритовых руд обычно имеет неравномернозернистую структуру. Как видно из микрофото участка метаморфизованных руд, халькопирит вдоль трещинок испытывает перекристаллизацию и приобретает мелкозернистую структуру, которая расчленяет на отдельные блоки халькопирит с крупнозернистой структурой (фиг. 217). При сильных тектонических подвижках руды с вкрапленной текстурой преобразуются в полосчатые, характерные четко выраженной ориентировкой отдельных полос. Здесь обычно полосчатость обусловлена линейным расположением зерен халькопирита, образующих параллельные полосы, вытянутые почти прямолинейно и хорошо выделяющиеся на более светлом фоне породы (фиг. 218).

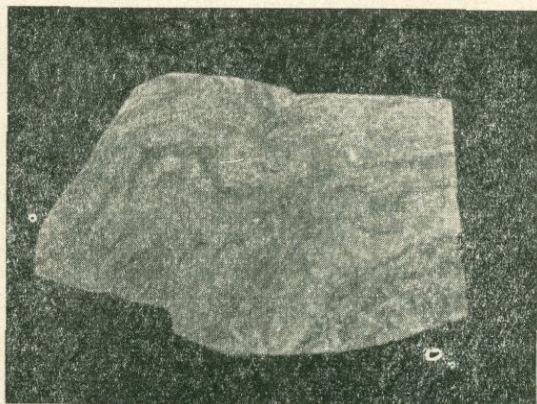


Фиг. 217. Мелкозернистая перекристаллизованная халькопиритовая руда по периферии прожилка переходит в крупнозернистую.



Фиг. 218. Полосчатая текстура метаморфизованной вкрапленной медной минерализации.

Пирит, хотя и является более твердым и хрупким минералом, тем не менее также преобразуется под влиянием динамических воздействий. При слабом тектоническом воздействии образуются характерные кластические структуры. Однако под воздействием более интенсивных подвижек образуются типичные текстуры пластических деформаций (фиг. 119), к которым относится плейчатая текстура с образованием характерной микроскладчатости. Это свидетельствует о пластическом течении всего материала при метаморфизме.



Фиг. 219. Текстура пластической деформации пирита.

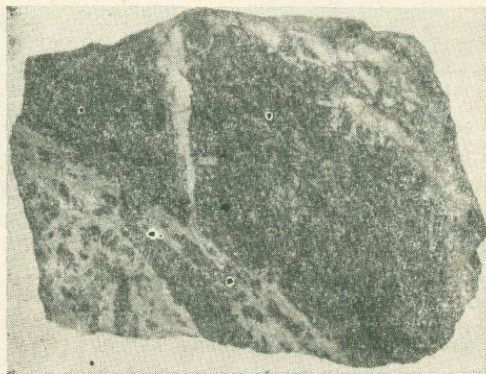
В таких рудах нередко наблюдается, как карбонатные прожилки секут плейчатую текстуру, из чего можно заключить, что метаморфизм руд во времени предшествовал карбонатной стадии минерализации.

С фалерит также легко подвергается динамическому воздействию с образованием двойников.

Галенит при динамическом воздействии приобретает обычно мелкозернистую структуру и характерную направленность (ориентировку). Другим важным фактором преобразования первичных руд является метасоматическая переработка их благодаря наложению более поздних гидротермальных растворов на руды ранних стадий минерализации. Наиболее сильно выраженными процессами гипогенного наложения, вызывающими преобразование текстурных особенностей руд, являются карбонатизация (карбонатное замещение), халцедонизация (кремнекислотное замещение), ангидритизация (сульфатное замещение).

Карбонатизация проявляется довольно интенсивно в рудном поле. Карбонатная минерализация накладывается на рудные тела ранних стадий минерализации. Карбонат интенсивно развивается по кварц-молибденитовым жилам и прожилкам, в результате чего образуется брекчиевая текстура замещения, где обломки кварцевых жил цементируются карбонатом. В карбонатном цементе отмечаются реликтовые остатки чешуек молибденита. В некоторых случаях отмечается полное замещение кварца карбонатом, внутри которого сохраняются чешуйки молибденита. Последнее создает представление об одновременном образовании карбоната и молибденита.

Карбонатное замещение отмечается также и по рудным телам кварц-халькопиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой стадий (фиг. 220).



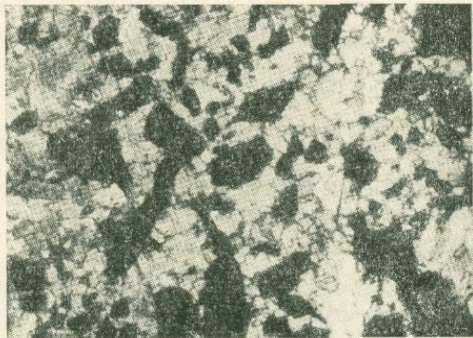
Фиг. 220. Замещение халькопиритовых руд карбонатом.

Здесь карбонатное замещение также проявляется интенсивно. Отмечаются многочисленные пересечения карбонатными прожилками, а также интенсивное замещение карбонатом массивных сульфидных руд. Указанный процесс замещения подчас протекает довольно глубоко, в результате чего массивные халькопиритовые руды приобретают облик вкрапленных руд, где рудный минерал халькопирит рассеян в сплошной массе карбоната (фиг. 221). Такая текстура может быть названа как псевдовкрапленная текстура.

При карбонатном замещении характерно образование как в рудной массе, так и в жильном кварце пустот выщелачивания, выложенных обычно друзами ромбических кристаллов карбоната, на которые нарас-

тают щетки коротко шестоватого кварца. Последний, очевидно, образовался в результате переотложения кремнезема после его растворения.

Халцедонизация—кремнекислотное замещение проявляется в халцедоновую стадию и происходит в результате наложения халцедоновой стадии на рудные тела более ранних стадий минерализации. Наиболее отчетливо указанное явление наблюдается в жиле VI. Здесь характерно образование брекчиевых текстур с обломками белого кварца в черном халцедоне (фиг. 222).



Фиг. 221. Замещение полиметаллической руды карбонатом.



Фиг. 222. Брекчированная текстура в жиле VI. Черный халцедон цементирует обломки белого кварца.

Одновременно в черном халцедоне отмечаются многочисленные обломки рудных минералов—молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, т. е. минералов ранее образованных ассоциаций.

В некоторых участках жилы отмечаются также обломки карбоната, сцементированные халцедоном, что вполне достоверно устанавливает возраст последнего. Участки жил, подвергшиеся халцедоновому замещению, как правило, перерабатываются растворами и имеют тонкокристаллическое строение, нередко сферолитовую структуру в результате обволакивания обломков рудных минералов халцедоном.

Ангидритизация—сульфатное замещение характерно для ангидрит-гипсовой стадии. Проявляется на небольшой территории в пре-

делах развития ангидрит-гипсовой стадии. Ангидрит и гипс, как правило, развиваются по рудным жилам и прожилкам предшествующих стадий. Сульфатное замещение обычно начинается вдоль зальбандов прожилков. В дальнейшем при глубоком развитии этого замещения от первоначального прожилка сохраняются лишь небольшие разъеденные обломки кварца в сростках с рудными минералами (молибденит, халькопирит, пирит), окруженные сплошной массой ангидрит-гипса. В ангидрите отмечаются остатки почти всех парагенетических ассоциаций (магнетит, молибденит, халькопирит, пирит, энаргит и др.). Отмечаются также наложение сульфатной минерализации на карбонатную с интенсивным замещением карбоната ангидритом (фиг. 213), что лишний раз подтверждает последовательность стадий минерализации. Установлена последовательность или вернее различная подвижность минералов. В первую очередь, как правило, выщелачивается кварц, затем уже остальные сульфиды.

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ОКОЛОРУДНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В СВЯЗИ СО СТАДИЯМИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Впервые гидротермально измененные породы Каджаранского рудного поля были изучены С. А. Мовсесяном (1941). Им были расчленены эти породы как по характеру, так и по степени изменения. Наиболее широко распространенный тип измененных пород—каолинизированные монцитоны были отнесены к наиболее раннему периоду формирования месторождения и считалось, что гидротермальная переработка вмещающих пород предшествовала оруденению. В силу этого обстоятельства весь комплекс гидротермально измененных пород от наиболее высокотемпературных разностей до низкотемпературных попадал в дорудную стадию формирования месторождения.

Позднее исследованием гидротермально измененных пород занимался А. Г. Казарян (1958), который произвел их расчленение по стадиям минерализации. А. Г. Казарян пришел к выводу, что в основном все гидротермально измененные породы месторождения по своему характеру относятся к пропиловитовому типу изменения. Он также пришел к выводу о гипергенном происхождении каолинизированных пород.

В настоящей главе приводятся результаты исследования, проведенного авторами на Каджаранском месторождении, и некоторые выводы о характерных особенностях процесса околорудного изменения.

Гидротермально измененные породы на Каджаранском месторождении пользуются широким развитием как на Центральном, так и на других участках рудного поля. Однако на Центральном участке измененные породы представлены весьма широко и наиболее полно.

Как было отмечено ранее, постмагматическая деятельность в рудном поле проявилась в два этапа: ранняя, высокотемпературная, генетически связанная с монцитонитовой интрузией, и поздняя, средненизкотемпературная, генетически связанная с глубинным магматическим очагом, в период которой формируется основное медно-молибденовое оруденение.

Вследствие многоэтапности проявления постмагматической деятельности отмечается и разноэтапное изменение вмещающих пород.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ РАННЕГО ЭТАПА ПРОЯВЛЕНИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

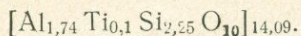
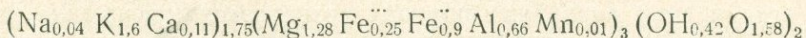
Указанный тип измененных пород развивается главным образом на Центральном участке месторождения и частично на левобережье р. Вохчи вблизи контакта монцитонитов с роговиками.

Основным типом изменения является биотитизация монцонитов.

Участки биотитизированных пород имеют пятнистые, гнездообразные формы с неправильными очертаниями, а также и прожилки с неупорядоченными контактами с вмещающими породами. Совместно с биотитом отмечается также небольшое количество апатита и калиевого полевого шпата.

Биотитизированная порода характерна лепидобластовой, неравномерно-зернистой структурой, где вторичный биотит интенсивно развивается по всем породообразующим минералам. В некоторых случаях биотит образует крупные чешуйки и пластины размером 2—3 см.

Указанный биотит характеризуется $Ng=Nm=1,612$, $Np=1,575$, $Ng-Np=0,037$ и относится к истониту. Пересчет химического состава биотита дает следующую кристаллохимическую формулу:



Характерно, что в процессе интенсивной каолинизации монцонитов биотит вторичной биотитизации сохраняется почти неизменным, между тем как первичный биотит монцонитов полностью изменяется.

Количественное изменение компонентов породы при биотитизации представлено в табл. 42.

Таблица 42

Изменение состава монцонитов при биотитизации

Оксиды	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего монцонита	Количество (в г) в 100 см ³ изм. монцонита	Вынос—привнос	
	Монцонит неизмененный	Монцонит биотитизированный			Абсолютная разница в г	В % к массе окисла в 100 см ³
SiO ₂	51,03	46,89	136,76	130,95	— 5,81	4,25
TiO ₂	1,03	2,50	2,76	6,95	+ 4,19	152,5
Al ₂ O ₃	20,58	14,53	55,11	40,39	—14,72	26,7
Fe ₂ O ₃	4,26	4,00	11,41	11,12	— 0,29	2,54
FeO	4,37	6,65	11,71	18,49	+ 6,78	57,6
MnO	0,08	0,08	0,13	0,22	+ 0,09	49,0
CaO	6,74	5,10	18,06	14,18	— 3,88	21,5
MgO	3,88	6,83	10,39	18,98	+ 8,59	82,5
K ₂ O	4,04	6,50	10,82	18,07	+ 17,25	66,9
Na ₂ O	2,79	1,65	7,77	4,59	— 3,18	42,0
H ₂ O [—]	0,04	—	0,10	—	—	—
п.п.п.	1,73	4,70	4,53	13,23	+ 8,70	192,4
Сумма	100,57	99,43	269,55	276,42	Привнос 7,74	
Объемный вес	2,68	2,78				

Как видно из таблицы, при биотитизации монцонитов происходит вынос SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, но взамен происходит значительный привнос TiO₂, FeO, MgO, K₂O и конституционной воды, которая является составной частью биотита.

В целом в процессе биотитизации во всей породе происходит привнос вещества, равный 7,74 г на 100 см³ породы.

Гидротермально измененные породы позднего этапа проявления постмагматической деятельности

Околорудно измененные породы, образовавшиеся в этот этап, пользуются широким развитием на Центральном участке и характеризуются более низкотемпературным типом изменения вмещающих пород. Именно в этот период и формируется основное промышленное оруденение.

Наиболее характерная особенность этого этапа рудообразования заключается в том, что для каждой стадии минерализации характерен свой тип гидротермального изменения вмещающих пород. Другой особенностью гидротермального изменения вмещающих пород является то, что вследствие разнообразия вмещающих пород (монцититы, микромонцититы, аплиты, гранодиорит-порфиры, монцитит-порфиры) их околорудные изменения проявляются различно. Поэтому в пределах одной и той же стадии, но в различных породах развивается совершенно отличный друг от друга по своему вещественному составу тип гидротермального изменения.

Наконец, следует отметить, что гидротермально измененные породы рудного поля есть результат двух типов метасоматических процессов: инфильтрационного и диффузивного околотрещинного. Нередко оба метасоматических процесса проявляются в одной и той же стадии минерализации.

Измененные породы в связи с инфильтрационными метасоматическими процессами развиты на большой площади в связи со значительной трещиноватостью пород, но без видимой связи с конкретной трещиной, жилой или прожилком. Диффузивный же метасоматоз, как правило, образует оторочки измененных пород вдоль локализирующих структур (жил, прожилков).

Ниже приводится схема последовательности стадий минерализаций и увязанные с ними гидротермальные изменения пород и интенсивность проявления того или иного типа изменения в пределах рудного поля (схема 10).

Схема 10

Последовательность стадий минерализации и увязанное с ними околорудное изменение

Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления
Кварц-магнетитовая	полевошпатизация	—
Кварц-полевошпатовая	"	—
Кварц-молибденитовая	серицитизация	—
Кварц-молибденит-халькопир.	"	—
Кварц-халькопиритовая	"	—
Кварц-пиритовая	"	—
Кварц-сфалерит-галенитовая	"	—
Кварц карбонатная	карбонатизация	—
Халцедоновая	каолинизация	—
Ангидрит-гипсовая	халцедонизация огипсования	—

Кварц-магнетитовая стадия. Гидротермальное изменение вмещающих пород в кварц-магнетитовую стадию проявляется очень слабо. В монцититах обычно образуется слабо выраженная кайма осветления, ко-

торая связана со слабой полевошпатизацией. Такая же полевошпатизация проявляется в ксенолитах вмещающих пород, оставшихся от замещения в мощных метасоматических магнетитовых телах. Обычно указанный ксенолит пронизан магнетитом, который метасоматически развивается по вмещающей породе. Одновременно с замещением породы происходит интенсивное ее изменение—полевошпатизация.

В результате в указанных ксенолитах образуется подобие брекчиевой текстуры замещения: магнетитовый агрегат цементирует новообразованную полевошпатизированную крупнозернистую породу.

Вместе с калинатровым полевым шпатом отмечается небольшое количество кварца в виде зерен неправильного очертания.

В порфиритах вдоль кварц-магнетитовых прожилков проявляется окварцевание, образующее небольшую оторочку вдоль прожилков мощностью до 0,5 см.

Кварц-полевошпатовая стадия. Околорудное изменение вмещающих пород в кварц-полевошпатовую стадию отмечено на Центральном участке, а также на участке Давачи. Оно проявляется исключительно в виде площадной полевошпатизации как результат инфильтрационного метасоматоза, реже в виде оторочек вдоль полевошпатовых жил и прожилков.

Участки полевошпатизированных пород образуют отдельные пятна с неправильными очертаниями на фоне общего, более широко проявленного изменения.

Интенсивность полевошпатового изменения различна: от пород интенсивно измененных, представленных сплошным калинатровым полевым шпатом, до слабой полевошпатизации.

Под микроскопом порода имеет гранобластовую структуру, которая характеризуется присутствием изометрических кристаллобластических зерен кварца и калиевого полевого шпата. На некоторых участках отмечаются реликты монцонитовой структуры первичной породы.

Минеральный состав породы:

Кварц—37%.

Калиевый полевой шпат—35%.

Плагиоклаз—25%.

Цветные и рудные—2,5—3%.

Плагиоклаз в своей значительной части слабо изменен, отчасти серицитизирован, а новообразованный калишпат перитизирован. Акцессорные минералы—апатит, сфен и циркон несут следы растворения.

Количественное изменение состава компонентов при полевошпатизации, представленное в табл. 43, показывает интенсивный привнос SiO_2 и K_2O взамен довольно чувствительного выноса TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO и MgO .

Из таблицы видно, что при полевошпатизации в общем происходит вынос вещества в сумме всех компонентов 18,38 г на 100 см³ породы.

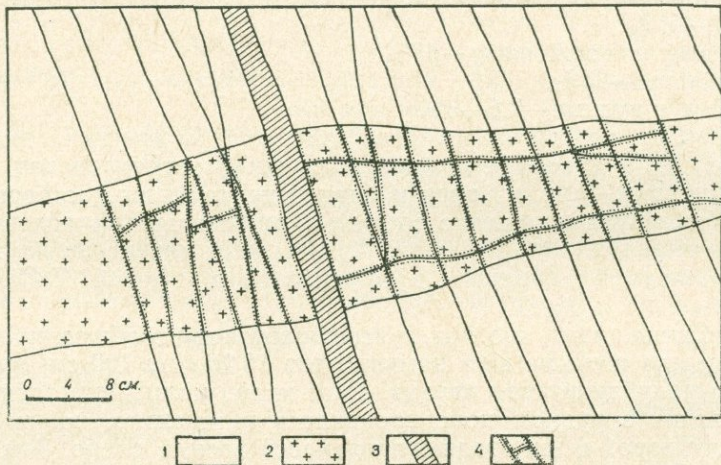
Кварц-молибденитовая стадия. Хотя кварц-молибденитовая стадия минерализации в рудном поле проявилась интенсивно, но изменение вмещающих пород в эту стадию проявилось весьма слабо. Эти слабые изменения фиксируются как во вмещающих монцонитах, так и в небольших дайках микромонцонитов.

В монцонитах изменение выражается в весьма слабой серицитизации плагиоклазов и хлоритизации биотита на расстоянии 1 см от зальбанда прожилка. С удалением от прожилка вторичные минералы полностью исчезают. Серицит в основном развивается по плагиоклазу и образует решетчатую структуру замещения. Размер чешуек колеблется от 0,01 до 0,1 мм.

Изменение состава монцитов при полевошпатизации в кварц-полевошпатовую стадию

Окислы	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего монцонита	Количество (в г) в 100 см ³ изменен. монцонита	Вынос—привнос	
	Монцит неизмененный	Монцит полевошпатизиров.			Абсолютная разница в г	В % к массе окисла в 100 см ³
SiO ₂	51,03	65,42	136,76	164,86	+28,10	25,1
TiO ₂	1,03	0,50	2,76	1,26	-1,50	54,3
Al ₂ O ₃	20,58	15,76	55,11	36,71	-18,40	33,3
Fe ₂ O ₃	4,26	2,08	11,41	5,24	-6,17	54,0
FeO	4,37	1,54	11,71	3,88	-7,83	67,7
MnO	0,08	0,01	0,13	0,02	-0,11	84,7
CaO	6,74	2,39	18,06	6,02	-12,04	66,9
MgO	3,88	0,87	10,39	2,19	-8,20	78,9
K ₂ O	4,04	7,00	10,82	17,64	+6,82	62,9
Na ₂ O	2,79	3,35	7,77	8,44	+0,67	8,14
H ₂ O ⁻	0,04	—	0,10	—	—	—
п.п.п.	1,73	1,91	4,53	4,81	+0,28	5,97
Сумма	100,57	100,83	269,55	251,97	Вынос 18,38	
Объемный вес	2,68	2,52				

В эту же стадию минерализации проявляется также и биотитизация как в монцонитах, так и в дайках микромонцитов. Следует отметить, что биотитизация микромонцитовых даек вдоль кварц-сульфидных прожилков—довольно распространенное явление и, очевидно, связано с переотложением вещества при циркуляции гидротерм.



Фиг. 223. Биотитизация дайки микромонцитов в контакте кварц-сульфидных прожилков. 1. Слабо измененные монциты. 2. Микромонциты. 3. Кварц-сульфидные прожилки. 4. Ореол биотитизации вокруг кварцевых прожилков.

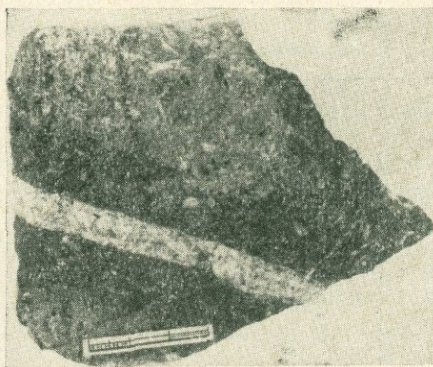
На фиг. 223 представлен пример проявления биотитизации в дайках микромонцитов. Как видно из зарисовки, система кварц-сульфидных прожилков пересекает маломощную пологую дайку микромонци-

тов. Характерно, что в пределах микромонцитов кварц-сульфидные прожилки сопровождаются тонкой каемкой биотитизации. Как только прожилки выходят из дайки, исчезает ореол биотитизации.

Среди кварц-сульфидных прожилков, пересекающих микромонцит и сопровождающихся биотитизацией, отмечаются прожилки почти всех продуктивных стадий (кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой). Мощность биотитизированного ореола в микромонцитах различна—от тонкой каемки биотита до довольно мощной полосы биотитизации, развитой вдоль прожилка мощностью 2—3 см (фиг. 224, 225).



Фиг. 224. Кайма биотитизации вдоль кварц-сульфидных прожилков в дайке микромонцита.



Фиг. 225. Кайма биотитизации вдоль прожилка в дайке микромонцита.

Такая же биотитизация вмещающих пород вдоль кварц-молибденитовых прожилков проявляется и в монцонитах, но спорадически, не на всех участках и не всегда.

Под микроскопом биотитизированная порода характеризуется неравномерно-зернистой структурой и в основном состоит из биотита, плагиоклаза, роговой обманки, калишпата, кварца, магнетита, апатита.

Биотит образует тесные сростания с породообразующими минералами, интенсивно развиваясь как по роговой обманке, так и по плагиоклазу. Нередко образует пятнистые скопления с неправильным очертанием и прожилкообразные выделения, а также обрастает зерна магнетита.

По своим оптическим свойствам ($N_g = N_m = 1,616$; $N_p = 1,574$; $N_g - N_p = 0,042$) и цвету биотит близок к истониту—сидерофиллиту.

Совместно с биотитом образуется и небольшое количество кварца и апатита, с которым эти два минерала образуют тесные сростания.

Образование оторочки биотитизации вдоль сульфидных прожилков в микромонцитах, по мнению А. Г. Казаряна (1961), происходит в силу повышенного содержания железо-магнезиальных минералов в дайках, которые, очевидно, под влиянием растворов преобразуются в биотит.

Изучение многочисленных биотитизированных оторочек в дайках микромонцитов говорит о том, что содержание Fe, Mg и др. компонентов при биотитизации в породе не остается неизменным, а, наоборот, происходит интенсивный привнос Fe и Mg. Это обстоятельство подтверждается также и тем, что биотит замещает не только темноцветный минерал, но также и плагиоклаз.

Такое обогащение микромонцитом биотитом, по нашему представлению, происходит вследствие того, что растворы в процессе циркуляции по трещинам в монцититах в значительной степени обогащаются железом-магнезиевыми компонентами, которые потом, попадая в другую среду (микромонциты), быстро выпадают из раствора и обогащают породу указанными элементами.

Количественное изменение состава компонентов при биотитизации в кварц-молибденитовую стадию приведено в табл. 44.

Таблица 44

Изменение состава микромонцитом при биотитизации в кварц-молибденитовую стадию

Окислы	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего микромонцитита	Количество (в г) в 100 см ³	Вынос—привнос	
	Микромонцит неизмененный	Микромонцит биотитизированный			Абсолютная разница в г	В % к массе окисла в 100 см ³
SiO ₂	51,32	46,95	130,35	126,76	-3,59	2,77
TiO ₂	1,07	0,87	2,72	2,34	-0,20	7,35
Al ₂ O ₃	17,67	20,20	44,88	54,54	-9,66	21,7
Fe ₂ O ₃	7,16	4,49	18,19	12,12	-6,07	33,6
FeO	3,74	5,64	9,49	15,23	+5,74	60,6
MnO	0,13	0,07	0,33	0,19	-0,14	42,5
CaO	8,50	7,58	21,59	20,47	-1,12	5,20
MgO	3,60	4,27	8,54	11,54	+3,0	35,1
K ₂ O	3,06	2,71	7,77	7,12	-0,65	8,37
Na ₂ O	3,49	2,98	8,46	8,05	-0,41	4,85
H ₂ O ⁻	0,28	0,25	0,71	0,67	-0,04	5,64
п.п.п.	0,58	3,47	1,47	9,34	+7,87	5,35
Сумма	100,60	99,47			Привнос 14,05	
Объемный вес	2,54	2,70				

Как видно из таблицы, при биотитизации микромонцитом в основном происходит вынос SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO и привнос Fe₂O, MgO и конституционной влаги.

Необходимо отметить, что количество K₂O и Na₂O сохраняется почти без изменения. Характерно также и то, что вынос трехвалентного железа почти уравнивается привносом двухвалентного. Это, очевидно, следует объяснить восстановительными условиями, при которых высший окисел железа переходит в низший.

Кварц-молибденит-халькопиритовая стадия. Гидротермальное изменение вмещающих пород в кварц-молибденит-халькопиритовую стадию проявляется, так же как и в предшествующую кварц-молибденитовую стадию, очень слабо и выражается серицитизацией плагиоклазов в непосредственной близости от рудных прожилков.

С удалением от прожилка исчезает и серицитизация. Следует отметить, что по масштабам проявления серицитизация в эту стадию превосходит изменение, проявленное в предшествующую стадию. Это проявляется в некотором увеличении мощности измененной оторочки.

Аналогичная биотитизация в дайках микромонцитом отмечается также и вдоль кварц-молибденит-халькопиритовых прожилков.

Кварц-халькопиритовая стадия. Гидротермальное изменение вмещающих пород в кварц-халькопиритовую стадию проявляется довольно

отчетливо и разнообразно как по характеру проявления, так и по типу изменения.

Основным типом изменения в эту стадию в монцонитах является серицитизация. Она проявляется в виде ореолов вдоль кварц-халькопиритовых и халькопиритовых прожилков.

Мощность этих ореолов не постоянна и не зависит от мощности и состава заполнения последних. Так, отмечаются прожилки, состоящие или из массивного халькопирита, или же из кварц-халькопирита, почти лишенные ореола изменения, а также и прожилки того же состава, сопровождаемые мощным ореолом серицитизации, достигающие 10 см ширины. Мощность измененных пород в эту стадию зависит, очевидно, от физического состояния раствора в каждом конкретном случае (концентрированность, разбавленность) и длительности циркуляции растворов вдоль трещин.

Среди серицитизированных пород отмечаются разности с вкрапленностью халькопирита и пирита и разности без указанных минералов.

Нужно отметить о разрыве во времени образования халькопирита и пирита в процессе формирования околорудной породы. Пирит в измененных породах, очевидно, образуется одновременно с процессом серицитизации. Он образует тонкую сыпь, развивающуюся по биотиту. Вполне очевидно, что железо для образования пирита заимствуется из биотита.

Халькопирит в околорудных породах образуется после изменения породы и проникает во вмещающие породы в процессе заполнения структуры в период интенсивного рудоотложения и рассеивается в непосредственной близости от прожилка и развивается по минералам измененных пород—серициту и пириту. Таким образом, серицитизация вмещающих пород и формирование околорудно измененных пород в ореоле прожилка предшествовали рудоотложению.

Что касается вопроса образования различных типов серицитизации пород, имеются ввиду серицитизированные породы с пиритом и серицитизированные породы без пирита, то, очевидно, это связано с количеством свободной серы. В случае, когда раствор богат серой, то, естественно, все железо цветных минералов связывается с серой с образованием пирита. В этом случае обычно железо инертно и не мигрирует. В условиях, когда раствор значительно беден свободной ионной серой, сера вся уходит на формирование рудных минералов—пирита и халькопирита в самих структурах, и серицитизация, как правило, не сопровождается пиритом.

Гидротермально измененные серицитизированные породы, образованные в кварц-халькопиритовую стадию, имеют характерную лепидогранобластовую структуру, обусловленную наличием как чешуйчатых минералов—серицита, так и зернистых минералов—кварца, адуляра, плагиоклаза. Соотношение между указанными минералами в породе варьирует в значительных пределах и зависит от степени гидротермального изменения.

Нацело измененные породы состоят из:

серицита—до 50%,	альбита—до 10%.
кварца— 20%,	карбоната—до 5%.
адуляра— 10%,	

Содержание рудного минерала (пирита и халькопирита) зависит от ряда факторов и варьирует от 2—3 до 10%.

Из аксессуарных минералов почти постоянно присутствует апатит.

Серицит является самым распространенным минералом, образует чешуйчатые агрегаты, нередко достигающие размеров 1,0 мм. В породе он распределен неравномерно. Отмечаются отдельные участки скопле-

ния более крупночешуйчатого агрегата. При просматривании шлифов вкрест развития зоны серицитизации в ореоле рудного прожилка устанавливается, что серицит образуется как за счет плагиоклаза монцонитов, так и за счет биотита.

Серицит, образованный за счет плагиоклаза, характерен крупночешуйчатым лучистым строением. Серицит, образованный за счет биотита, обычно образует псевдоморфозы и наследует очертание биотита; почти всегда такой серицит образует тесные сростания с пиритом.

Серицит тесно сростается с кварцем и обычно его разъедает.

Кварц в породе не образует крупных выделений, но нередко встречаются значительные скопления с неправильными очертаниями в тесном сростании с адуляром, плагиоклазом, апатитом.

Адуляр присутствует в породе в виде зернистых выделений, а также в виде тончайших прожилков, секущих всю серицитизированную породу. Нередко выделяется в мономинеральной серицитовой массе в виде ромбических кристаллов. Характерен более низким показателем преломления.

Альбит присутствует в ограниченном количестве в виде отдельных зерен полисинтетического сложения.

Карбонат образует разрозненные выделения с неправильными очертаниями, развиваясь по цветным минералам—биотиту и роговой обманке. Более широкое развитие карбоната отмечается во внешней зоне серицитизации.

Апатит является также минералом гидротермально измененных пород и рудного процесса. В свое время С. А. Мовсесяном было отмечено это обстоятельство. А. Г. Казарян считает апатит реликтовым минералом первичной породы. Однако наличие апатита в рудных прожилках в сростании с кварцем и халькопиритом не оставляет сомнений в его гидротермальном происхождении. Во вмещающих породах он нередко образует скопления в сростаниях с серицитом.

Изучение химического состава измененных пород и сравнение их с неизменными монцонитами показало, что при серицитизации происходит интенсивный вынос SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , CaO , MgO , Na_2O и привнос Fe_2O_3 , K_2O , H_2O , S , Cu и Mo (табл. 45).

Необходимо отметить, что по сути дела привнос железа не происходит, а происходит переход закисного железа в окисное, в связи с пиритизацией породы.

При интенсивном привносе серы железо, как правило, инертно. Это обстоятельство является характерной особенностью всех гидротермально измененных серицитизированных пород и будет отмечено в дальнейшем при описании серицитизации в связи с другими стадиями минерализации.

Кварц-пиритовая стадия характеризуется довольно интенсивным развитием гидротермального околорудного изменения.

Гидротермальное изменение в эту стадию достигает максимума своего развития по сравнению с остальными стадиями.

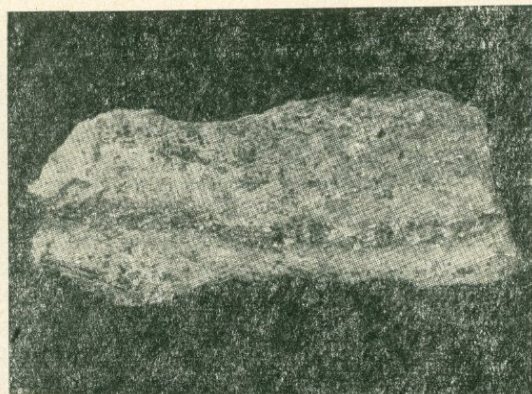
Основным типом изменения в эту стадию как во вмещающих монцонитах, так и в жильных породах (монцонит-порфиры, лампрофиры, граунодиорит-порфиры) являются серицитизация и пиритизация.

По характеру проявления и отношению к трещинным рудоконтролирующим структурам среди околорудно измененных пород можно встретить разности, образованные в результате диффузионного метасоматоза и разности, образованные инфильтрационным метасоматозом.

Околорудно измененные породы, образованные в результате диффузионного метасоматоза, обычно образуют кайму измененных пород незначительной мощности, развивающуюся вдоль рудоносного прожилка (фиг. 226).

Изменение состава монцитов при серицитизации в кварц-халькопиритовую стадию

Оксиды	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего монцонита	Количество (в г) в 100 см ³ измененного монцонита	Вынос—привнос	
	Монцит неизменен- ный	Монцит серицитизи- рованный			Абсолютная разница в г	В % к мас- се окисла в 100 см ³
SiO ₂	51,03	51,26	136,76	129,19	- 7,57	5,55
TiO ₂	1,03	1,18	2,76	2,98	+ 0,22	7,99
Al ₂ O ₃	20,58	16,37	55,15	38,88	-16,27	28,7
Fe ₂ O ₃	4,26	5,52	11,41	13,96	+ 2,55	22,3
FeO	4,37	2,55	11,71	6,45	- 5,26	44,3
MnO	0,08	0,04	0,21	0,10	- 0,11	52,5
CaO	6,74	3,46	18,04	8,75	- 9,29	51,5
MgO	3,88	2,17	10,36	5,49	- 4,87	41,9
K ₂ O	4,04	9,20	10,83	23,18	+12,35	113,9
Na ₂ O	2,79	0,50	7,50	1,26	- 6,24	83,2
H ₂ O ⁻	0,04	—	0,11	—	- 0,11	100
п.п.п.	1,73	3,71	4,64	9,35	+ 4,71	101,5
S	—	2,40	—	6,07	+ 6,07	—
Cu	—	1,88	—	4,75	+ 4,75	—
Mo	—	0,09	—	0,23	+ 0,23	—
Сумма	100,57	99,79	269,53	250,61	Вынос 88,73	
Объем- ный вес	2,68	2,53				



Фиг. 226. Кайма серицитизации (светлое) вокруг пиритового прожилка.

Гидротермально измененные породы, обязанные своим происхождением инфильтрационному метасоматозу, образуют значительные зоны измененных пород, независимые от каких-либо крупных тектонических структур, и охватывают большие площади вытянутой формы, согласные с простираем штокверка. К этому же инфильтрационному типу относятся интенсивно измененные породы, развивающиеся непосредственно в пределах крупных нарушений и зон смятия, протягивающиеся обычно вдоль крупных кварц-молибденитовых жил либо независимо от них, а также некоторые интенсивно измененные дайковые породы лампрофирового состава, избирательно нацело измененные и превращенные в се-

рицитизированные и пиритизированные породы. Характерно, что серицитизации подверглась только дайка, а вмещающие породы серицитизации не подвержены.

Кайма серицитизированных монцонитов вдоль пиритовых прожилков развивается симметрично по обе стороны прожилка и обычно имеет небольшую мощность, которая не превышает 10 см. Граница с несерицитизированными монцонитами довольно отчетливая и четкая.

Изучение полосы измененных пород по мере удаления от пиритового прожилка показало наличие зональности в общей полосе серицитизации.

Пиритовый прожилок в основном состоит из массивного пирита, частично крупнокристаллического, в тесном сростании с кварцем. При этом кварц обычно бывает заключен в пирите. Отмечаются идиоморфные кристаллы кварца, рассеянные в полях пирита. Совместно с кварцем отмечаются розетки или агрегаты розеток серицита, заключенные также в пирите. Все это говорит о почти совместном образовании кварца и серицита с пиритом непосредственно в прожилке.

Непосредственно у прожилка измененные породы имеют типичную лепидогранобластовую структуру, характеризующуюся сростанием серицита, кварца, адуляра. Серицит обычно крупночешуйчатый, распространен более или менее равномерно, порой образует отдельные, сравнительно крупные выделения размером до 2 мм. По мере удаления от прожилка наряду с серицитом, развивающимся за счет плагиоклаза, отмечается серицит, образованный за счет биотита. Он обычно наследует форму и очертание биотита. Совместно с серицитом по биотиту образуется и рудный минерал.

В зоне интенсивной серицитизации постоянно присутствует рутил в виде игольчатых кристаллов, часто коленчатые двойники, а также скопления мелкоигольчатого агрегата.

Далее, уже ближе к границе серицитизации с неизменным монцонитом, отмечаются пятнистые выделения карбоната, развивающиеся по амфиболу, биотиту. Здесь же отмечаются реликты первичных минералов плагиоклаза, амфибола и биотита. Серицит в количественном отношении уступает всем остальным минералам и развивается по плагиоклазу, характерен мелкочешуйчатым строением.

По биотиту образуется также и бесцветный хлорит, который является одним из главных минералов околорудно измененных пород, хотя и присутствует в небольших количествах. Образование хлорита сопровождается выделением рудного минерала по спайности. В шлифе при скрещенных николях хлорит имеет серовато-синий цвет и волокнистое строение. Указанный хлорит образуется главным образом во внешней зоне серицитизации.

Нацело серицитизированная порода состоит в основном из серицита—50%; кварца—20%; адуляра—10%; карбоната—5%; пирита—5—10%, а также постоянно присутствует рутил.

Таким образом, околорудно гидротермально измененная порода, сопровождающая кварц-пиритовую стадию, весьма близка по своему составу и по характеру проявления с околорудно измененными породами, образованными в кварц-халькопиритовую и кварц-сфалерит-галенитовую стадию. Это в основном серицитизация и пиритизация вмещающих монцонитов.

Изучение химизма гидротермально измененных пород и сравнение с неизменными моноцитами (табл. 46) показывает, что при серицитизации в эту стадию происходит вынос Al_2O_3 , FeO , MnO , CaO , MgO , Na_2O , но взамен привносится в довольно значительном количестве SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , S^{-2} , Cu , Mo .

Изменение монцонитов при серицитизации в кварц-пиритовую стадию

Окислы	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего монцонита	Количество (в г) в 100 см ³ измененного монцонита	Вынос—привнос	
	Монцонит неизменен- ный	Монцонит серицитизи- рованный			Абсолютная разница в г	В ‰ к мас- се окисла в 100 см ³
SiO ₂	51,03	50,92	136,76	140,54	+ 3,78	
TiO ₂	1,03	1,03	2,76	2,84	+ 0,08	
Al ₂ O ₃	20,58	17,96	55,15	49,57	- 5,58	
Fe ₂ O ₃	4,26	7,30	11,41	20,15	+ 8,74	
FeO	4,37	1,63	11,71	4,50	- 7,21	
MnO	0,08	0,03	0,21	0,10	- 0,11	
CaO	6,74	2,13	18,04	5,88	-12,16	
MgO	3,88	2,12	10,36	5,85	- 4,51	
K ₂ O	4,04	7,20	10,83	19,87	+ 9,04	
Na ₂ O	2,79	0,25	7,50	0,69	- 6,91	
H ₂ O ⁻	0,04	—	0,11	—	- 0,11	
п.п.п.	1,73	0,16	4,64	0,44	- 4,20	
S	—	6,76	—	18,66	+18,66	
Cu	—	0,26	—	0,77	+ 0,77	
Mo	—	0,12	—	0,33	+ 0,33	
Сумма	100,57	99,41	269,53	270,19	Привнос 0,61	
Объем- ный вес	2,68	2,76				

Необходимо отметить, что при нормальном ходе процесса серицитизации значительных изменений количества железа, по сравнению с неизменными породами, не происходит. Здесь только происходит переход закисного железа в окисное, что связано с интенсивной пиритизацией.

Необходимо отметить, что нередко отмечается чрезмерно интенсивная пиритизация породы, очевидно связанная со значительным привносом железа.

Обычно такие интенсивно пиритизированные породы образуются в крупных зонах дробления со значительной мощностью перетертого материала. В таких зонах пирит обычно образует крупные метакристаллы, достигающие в поперечнике 1,0 см. Одновременно отмечается постоянное уменьшение размеров вкрапленников пирита по мере удаления от полосы дробления.

В табл. 47 приведены данные о химизме и особенностях развития такой пиритизации. Как видно из таблицы, содержание железа в пиритизированной породе намного превышает содержание железа в неизменной породе. Последнее свидетельствует о значительном привносе железа.

Аналогичное поведение компонентов при серицитизации отмечается и в дайках гранодиорит-порфиров и монцонит-порфиров.

Кварц-сфалерит-галенитовая стадия. Гидротермальное окolorудное изменение вмещающих пород в кварц-сфалерит-галенитовую стадию проявляется довольно слабо и выражается в образовании маломощной (3—5 см) полосы измененных пород, протягивающейся вдоль прожилка.

Необходимо отметить, что по своему типу изменения серицитизация кварц-сфалерит-галенитовой стадии весьма сходна с серицитизацией кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой стадий.

Изменение состава монцитонитов при пиритизации в кварц-пиритовую стадию

Окислы	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего монцитонита	Количество (в г) в 100 см ³ из- мененного монцитонита	Вынос—привнос	
	Монцитонит неизменен- ный	Монцитонит се- рицитизиров. и пиритизирован- ный			Абсолют- ная раз- ница в г	В % к мас- се окисла в 100 см ³
SiO ₂	51,03	41,30	136,76	124,9	-11,86	8,67
TiO ₂	1,03	0,85	2,76	2,29	-0,47	17,1
Al ₂ O ₃	20,58	17,56	55,15	47,41	-7,74	14,1
Fe ₂ O ₃	4,26	11,76	11,41	31,75	+20,34	177,9
FeO	4,37	2,18	11,71	5,88	-5,83	49,7
MnO	0,08	0,03	0,21	0,08	-0,13	62,6
CaO	6,74	2,21	18,04	5,97	-12,07	66,3
MgO	2,88	1,97	10,36	5,3	-5,06	48,7
K ₂ O	4,04	6,00	10,83	16,2	+5,37	49,6
Na ₂ O	3,79	0,21	7,50	0,57	-6,93	92,2
H ₂ O ⁻	0,04	0,30	0,11	0,81	+0,70	635,0
п.п.п.	1,73	1,13	4,64	3,051	-1,59	34,19
P ₂ O ₅	—	0,49	—	1,32	+1,32	—
S	—	8,09	—	21,84	+21,84	—
Cu	—	0,59	—	1,59	+1,59	—
Mo	—	0,08	—	0,22	+0,22	—
Сумма	100,57	99,86	269,53	270,98		
Объем- ный вес	2,68	2,70				

Порода в основном состоит из серицита—50%, кварца—20%, адуляра—10%, карбоната—5%, пирита—10—15%.

Структура породы лепидогранобластовая мелкозернистая, характеризуется тесным срастанием кварца, серицита, адуляра. Как видно из табл. 48, при серицитизации происходит вынос FeO, Al₂O₃, CaO, Na₂O, MgO и привнос SiO₂, Fe₂O₃, K₂O, H₂O, S⁻² и Cu.

Таким образом, химизм процесса изменения вмещающих пород в кварц-сфалерит-галенитовую стадию аналогичен с химизмом процесса изменения других стадий минерализации, в основном кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой.

Кварц-карбонатная стадия. Околорудно-измененные породы кварц-карбонатной стадии имеют довольно широкое развитие. Карбонатизированные монцитониты занимают значительное место среди других разновидностей измененных пород рудного поля.

Околорудное изменение проявляется как в виде небольшого ореола карбонатизации, развивающейся на расстоянии до 25—30 см от карбонатной жилы или прожилка, так и в виде сравнительно широко проявленной площадной карбонатизации.

Интенсивность карбонатизации также проявляется в широком интервале вплоть до нацело карбонатизированных пород, в основном состоящих из карбоната с редкими реликтами первичных минералов плагиоклаза, калиевого полевого шпата, пирита.

Структура интенсивно карбонатизированных пород обычно мозаичная, обусловленная полигональным очертанием выделений карбоната, тесно сросшихся друг с другом.

В интенсивно карбонатизированной породе слагающие породу минералы представлены в следующих процентных соотношениях: карбо-

Изменение состава монцонитов при серицитизации в кварц-сфалерит-галенитовую стадию

Окислы	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего монцонита	Количество (в г) в 100 см ³ изменен. монцонита	Вынос—привнос	
	Монцонит неизменен- ный	Монцонит серицитизи- рован.			Абсолютная разница в г	В % к мас- се окисла в 100 см ³
SiO ₂	51,03	51,14	136,76	140,63	+ 3,87	2,91
TiO ₂	1,03	0,77	2,76	2,11	- 0,64	23,6
Al ₂ O ₃	20,58	17,60	55,15	48,40	- 6,75	12,5
Fe ₂ O ₃	4,26	8,70	11,41	23,92	+12,51	13,8
FeO	4,37	1,02	11,71	2,78	- 8,93	78,6
MnO	0,08	0,08	0,21	0,22	+ 0,01	4,76
CaO	6,74	3,52	18,04	9,58	- 8,46	46,9
MgO	3,88	2,40	10,36	6,60	- 3,76	36,3
K ₂ O	4,04	5,02	10,83	13,80	+ 2,97	27,2
Na ₂ O	2,79	0,78	7,50	2,14	- 5,36	71,4
H ₂ O ⁻	0,04	0,50	0,11	1,37	+ 1,26	11,4
п.п.п.	1,73	2,00	4,64	5,50	+ 0,86	18,5
S	—	6,26	—	18,21	+18,21	—
Cu	—	0,09	—	0,25	+ 0,25	—
Mo	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,57	99,88	269,58	275,51	Привнос 6,04	
Объем- ный вес	2,68	2,75				

нат—50%, плагиоклаз—30%, кварц—10%, пирит—5%, темноцветные—5%. В некоторых случаях, когда карбонатизация наложена на ранее образованные серицитизированные породы, в породе отмечаются также агрегаты серицита. В этом случае обычно карбонат интенсивно развивается по серициту.

Количественное изменение состава монцонитов при карбонатизации представлено в табл. 49, где видно, что при карбонатизации происходит интенсивный вынос SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, Na₂O и привнос Fe₂O₃, CaO, MgO, K₂O, CaO (п.п.п.).

Высокое содержание K₂O обусловлено тем, что в карбонатизированной породе отмечаются реликты агрегатов серицита.

Халцедоновая стадия. Гидротермальное изменение в халцедоновую стадию проявляется спорадически и исключительно по крупным гранодиорит-порфировым дайкам. Вмещающие породы обычно не затрагиваются изменением. Процесс изменения выражается в халцедонизации гранодиорит-порфировых даек. Такие участки халцедонизированных гранодиорит-порфиров отмечаются на Центральном участке, в основном в Центральной дайке, которая интенсивно окварцована на значительном протяжении. При этом на верхних горизонтах она окварцована, халцедонизирована очень интенсивно, вплоть до образования мономинеральной кварцевой породы. Халцедонизация отмечается также в лежачем контакте некоторых даек в виде линзовидных тел метасоматически образованного халцедона.

Текстура халцедонизированных гранодиорит-порфиров обычно напоминает брекчиевую, обусловленную наличием остатков первичных пород в массе мелкозернистого халцедона; халцедонизация, как правило, начинается с замещения основной массы гранодиорит-порфира, нередко в породе сохраняются нетронутыми порфировые вкрапленники.

Изменение состава монцитов при карбонатизации в кварц-карбонатную стадию

Окислы	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего монцита	Количество (в г) в 100 см ³ из- мененного монцита	Вынос—привнос	
	Монцит неизмен- ный	Монцит карбонати- зированный			Абсолютная разница в г	В % к мас- се окисла 100 см ³
SiO ₂	51,03	39,94	136,76	110,72	-26,03	19,06
TiO ₂	1,03	0,49	2,76	1,35	-1,41	51,2
Al ₂ O ₃	20,58	14,37	55,15	39,80	-15,35	97,9
Fe ₂ O ₃	4,26	6,74	11,41	21,97	+10,56	92,6
FeO	4,37	3,14	11,71	8,61	-3,10	26,4
MnO	0,08	0,03	0,21	0,08	-0,13	61,9
CaO	6,74	8,63	18,04	23,90	+15,86	32,5
MgO	3,88	3,96	10,36	10,96	+0,60	57,9
K ₂ O	4,04	8,40	10,83	23,27	+12,44	114,9
Na ₂ O	2,79	0,63	7,50	1,94	-5,56	741
H ₂ O ⁻	0,04	0,21	0,11	0,58	+0,47	427
п.п.п.	1,73	13,46	4,64	37,28	+32,64	704
Сумма	100,57	100,00	269,53	280,43	Привнос 20,52	
Объем- ный вес	2,68	2,77				

Изменение гранодиорит-порфиров при халцедонизации представлено в табл. 50.

Таблица 50

Изменение состава гранодиорит-порфиров при окварцевании в халцедоновую стадию

Окислы	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ неизменных гранодиорит- порфиров	Количество (в г) в 100 см ³ измененных гранодиорит- порфиров	Вынос—привнос	
	Гранодио- рит-порфи- ры неизме- ненные	Гранодио- рит-порфи- ры окварцо- ванные			Абсолют- ная раз- ница в г	В % к массе окисла 100 см ³
SiO ₂	57,32	81,63	144,45	209,79	+65,34	45,1
TiO ₂	0,76	0,27	1,92	0,69	-1,23	64,1
Al ₂ O ₃	17,40	8,97	43,85	23,05	-20,80	43,9
Fe ₂ O ₃	2,01	1,37	5,07	3,52	-1,55	30,7
FeO	3,09	1,73	7,79	4,44	-3,35	43,1
MnO	0,08	0,03	0,20	0,07	-0,13	65,1
CaO	3,55	0,70	8,95	1,80	-7,15	79,9
MgO	4,99	1,75	12,57	4,50	-8,07	64,3
K ₂ O	4,30	0,12	10,84	0,30	-10,54	97,2
Na ₂ O	4,30	0,03	10,84	0,07	-10,77	99,2
H ₂ O	—	—	—	—	—	—
п.п.п.	2,30	3,44	5,80	8,84	+3,04	51,9
S	—	0,53	—	1,36	+1,36	—
Сумма	100,10	100,56	252,28	258,42	Привнос 5,95	
Объем- ный вес	2,52	2,57				

Из таблицы видно, что при этом происходит интенсивный вынос почти всех элементов: TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, CaO, MgO, K₂O и Na₂O, но взамен этих элементов привносится SiO₂, влага и небольшое

количество серы. Эта сера, вероятно, представляет остатки серы в ранее серицитизированной и пиритизированной породе.

Ангидрит-гипсовая стадия. Изменение вмещающих пород в ангидрит-гипсовую стадию проявляется весьма слабо и выражается в слабом огипсовании вмещающих пород. Ангидрит обычно развивается по плагиоклазу и образует отдельные изолированные участки с неправильным очертанием. Характерно, что огипсованные породы не образуют сплошной каймы вокруг ангидритовых прожилков. Нередко среди огипсованных пород отмечаются незамещенные остатки вмещающих пород, и больше всего К-шпата и апатита.

КАОЛИНИЗАЦИЯ

Каолинизированные монцониты имеют широкое развитие в рудном поле месторождения, особенно на Центральном участке, а каолинизация является главным типом изменения на месторождении, с учетом масштаба и интенсивности этого изменения.

Детальное изучение каолинизированных монцонитов и возрастных взаимоотношений каолинизации с рудными прожилками показало, что каолинизация оторвана по времени образования от рудного процесса и по сути дела относится к завершающим процессам гидротермальной деятельности.

Многочисленные зарисовки из различных участков месторождения показывают, что каолинизация развивается вдоль крупных даек гранодиорит-порфиоров, образуя протяженные и мощные зоны измененных пород, которые зачастую сливаются и образуют значительные по своим масштабам площади. Каолинизация проявляется как вдоль рудоносных структур, так и вдоль структур, выполненных наиболее поздними продуктами гидротермальной деятельности, в частности, вдоль карбонатных жил и прожилков.

Все это свидетельствует о том, что каолинизация относится к позднему проявлению гидротермальной деятельности. На основе такой возрастной оторванности каолинизации от рудного процесса А. Г. Казарян (1958) делает вывод, что каолинизация является гипергенным процессом, обусловленным просачиванием поверхностных вод вдоль рудоносных структур даек и крупных нарушений.

В качестве критерия гипергенности каолинизации он приводит следующие доводы:

оторванность каолинизации по времени образования от рудного процесса и его более позднее проявление;

уменьшение с глубиной масштабов каолинизации;

каолинизированные породы приурочены к местам интенсивного просачивания поверхностных вод.

Надо отметить, что приведенные доводы не могут явиться достоверными критериями, говорящими в пользу гипергенности каолинизации. Действительно, разве более поздний возраст каолинизации по отношению к рудным стадиям со специфическим характером околорудного изменения говорит о гипергенности каолинизации?

Не соответствует действительности и утверждение, что с глубиной масштабы каолинизации уменьшаются. Наоборот, очень часто более нижние горизонты оказываются измененными более интенсивно. Так, например, это хорошо наблюдается по сечению штолен 18—19, 1—2, 32—36. На самом верхнем горизонте (штольня 18—19) каолинизация проявляется в виде узкой полосы до 0,5—1,5 м мощности, протягивающейся

вдоль дайки гранодиорит-порфира. На нижнем горизонте (штольня 1—2) мощность измененных пород вдоль даек превышает 3—5 м. Еще глубже, на горизонте штолен 32 и 36, мощность измененных пород уже превышает 30—40 м.

Нужно отметить, что изменение мощности каолинизированных монцонитов вдоль даек гранодиорит-порфира отмечается также по простиранию даек.

Из погоризонтных планов хорошо видно, что с запада на восток отмечается уменьшение мощности каолинизированных пород и в восточной части Центрального участка отмечается только маломощная зона каолинизированных пород в зальбандах даек.

Вполне очевидно, что если бы каолинизация была обязана гипергенным процессам, то она протекала бы в одинаковой мере по контактам всех даек, независимо от ее пространственного расположения по отношению к зоне Дебаклинского разлома.

Геологическая позиция каолинизированных монцонитов, особенности соотношения каолинизированных пород с рудоносными структурами позволяют сделать вывод о гипогенности процесса каолинизации.

Основными критериями, которые позволяют сделать этот вывод, являются следующие:

очень часто сильно каолинизированные породы залегают под совершенно свежими и неизмененными монцонитами. Это хорошо наблюдается при вскрытии карьера, когда в забоях уступов в верхней части залегают неизмененные монцониты, а в нижних сильно каолинизированные монцониты;

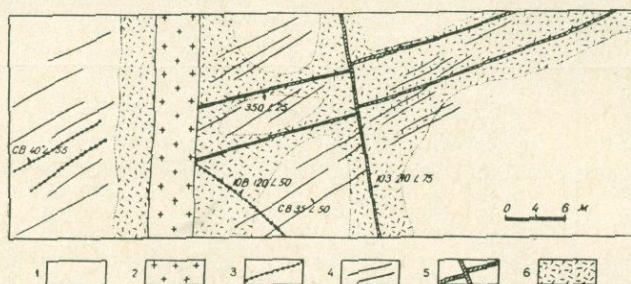
мощность интенсивно каолинизированных пород вдоль контролирующих даек порфиров с глубиной увеличивается;

на некоторых участках каолинизированным монцонитам экранируются мощными тектоническими нарушениями с пологим падением. В этих случаях каолинизированные породы обычно располагаются в лежащем боку таких нарушений. На фиг. 227 приведена зарисовка такого случая. Как видно из зарисовки, каолинизация развивается вдоль контакта круто падающей дайки гранодиорит-порфира, а также вдоль сравнительно крупных полого залегающих карбонатных прожилков. Отмечаются случаи, когда интенсивно каолинизированные монцониты залегают под полого залегающей дайкой гранодиорит-порфира, в то время как над дайкой отмечаются свежие монцониты. Отмечаются также случаи, когда каолинизация развивается вдоль лежащего контакта пологого нарушения, срезающего более крутопадающее нарушение. Приведенные зарисовки показывают, что каолинизация, развивающаяся в лежащем контакте пологих структур, образована восходящая потоком растворов (фиг. 227).

Другим важным критерием гипогенного происхождения каолинизации являются многочисленные случаи установления обломков каолинизированных монцонитов в халцедоновых прожилках, а также интенсивная халцедонизация по каолинизированным монцонитам. В вышеописанном случае одновременно и устанавливается возраст каолинизации, которая попадает в промежуток времени между двумя стадиями минерализации: после карбонатной, поскольку она часто развивается вдоль карбонатных жил и прожилков, но до халцедоновой, поскольку установлены обломки каолинизированных монцонитов в халцедоновых прожилках.

Необходимо отметить, что установление гипогенности процесса каолинизации не исключает возможности развития и вторичной каолинизации, которая может образоваться в результате переотложения глинистых минералов в трещинах.

Породы, подвергшиеся гипергенной каолинизации, легко разрушаются до состояния дресвы даже в подземных выработках, между тем как первично каолинизированные монцитоны устойчивы на дневной поверхности вследствие того, что они сцементированы вторичным карбонатом и кварцем, выделившимся при гипогенной каолинизации.



Фиг. 227. Развитие зоны каолинизации вдоль пологопадающей системы рудоносных структур. 1. Свежие монцитоны. 2. Дайка гранодиорит порфира. 3. Кварц-молибденитовые прожилки. 4. Кварц-халькопиритовые прожилки. 5. Карбонатные прожилки. 6. Интенсивно измененные, каолинизированные монцитоны.

Интенсивно каолинизированные монцитоны сложены в основном глинистыми минералами, карбонатами, бесцветным хлоритом, кварцем. Отмечаются реликты калиевого полевого шпата, серицита. Из аксессуарных минералов присутствует апатит. Первичная структура монцитонов, как правило, не сохраняется. Глинистые минералы и карбонат составляют фон породы, находятся в тесном срастании друг с другом и, очевидно, образовались одновременно.

По данным А. Г. Казаряна, глинистый минерал в основном каолинит, хотя он отмечает также и наличие дикита, установленного Г. А. Ковалевым. Не исключается наличие как каолинита, так и дикита.

Изменение химического состава монцитонов при каолинизации представлено в табл. 51.

Сравнение химических анализов свежего монцитона с интенсивно каолинизированными разностями показывает интенсивный вынос SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O .

В сильно каолинизированных монцитонах отмечается несколько повышенное содержание Al_2O_3 и H_2O .

Значительное увеличение потерь при прокаливании обусловлено высоким содержанием CO_2 связанного с карбонатами.

Резюмируя вышеописанное в отношении гидротермально околорудно измененных пород, необходимо отметить следующее:

а) гидротермальное изменение пород проявляется в связи со стадиями минерализации. Каждой стадии минерализации соответствует свой тип околорудного изменения пород (см. схему).

б) Наиболее главным типом изменения в период развития продуктивных стадий является серицитизация, интенсивность которой возрастает по мере развития гидротермального процесса.

Максимальная интенсивность околорудного изменения пород установлена для кварц-пиритовой стадии.

в) Для серицитизации всех стадий минерализации характерен единый процесс химического изменения, которое сводится к выщелачиванию: TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , Na_2O и привнесу Fe_2O_3 , участвующего в составе пирита, K_2O в сериците, H_2O , S и впоследствии тяжелых металлов Cu и Mo.

Изменение состава монцитов при каолинизации

Оксиды	Весовые проценты		Количество (в г) в 100 см ³ свежего монцонита	Количество (в г) в 100 см ³ као- линизи- рованных монцонита	Вынос—привнос	
	Монцит неизмен- ный	Монцит каолинизи- рованный			Абсолютная разница в г	В % к мас- се окисла в 100 см ³
SiO ₂	51,03	43,36	136,76	107,53	-29,23	21,5
TiO ₂	1,03	0,57	2,76	1,39	-1,37	4,99
Al ₂ O ₃	20,51	23,46	55,15	58,18	+3,03	5,46
Fe ₂ O ₃	4,26	1,42	11,41	3,52	-7,89	68,6
FeO	4,37	5,36	11,71	13,29	+1,58	13,9
MnO	0,08	0,05	0,21	0,12	-0,09	42,8
CaO	6,74	6,30	18,04	15,62	-2,42	13,8
MgO	3,86	1,80	10,36	4,46	-5,90	56,9
K ₂ O	4,04	1,16	10,83	2,87	-7,96	73,5
Na ₂ O	2,79	0,63	7,50	1,56	-5,94	79,1
H ₂ O ⁻	0,04	0,14	0,11	0,34	+0,23	209
п.п.п.	1,73	15,76	4,64	39,98	+35,84	762
Сумма	100,57	100,00	269,53	248,86	Вынос 20,62	
Объем- ный вес	2,68	2,48				

г) Указанный процесс связан с явлением кислотного выщелачивания, протекающего в ранние периоды циркуляции растворов каждой стадии.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕНИЯ, СЕЛЕНА И ТЕЛЛУРА В РУДАХ КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Наиболее распространенными из группы редких и рассеянных элементов, имеющих промышленное значение, в рудах месторождения являются рений, селен и теллур.

Первые сведения о распространении указанных элементов в рудах месторождений Армянской ССР, и в частности Каджаранского месторождения, приведены в работах И. Г. Магакьяна и Г. О. Пиджяна.

Позже некоторые сведения о поведении рения в рудах Каджаранского месторождения приводятся в работе В. Н. Гороховой. Наиболее детальная работа, касающаяся закономерностей распределения редких элементов в рудах Каджаранского месторождения, проделана А. С. Фарамазяном (1960). В 1963 году Р. Н. Зарьяном были изучены особенности поведения селена и теллура в рудах месторождений Каджаран и Кафан.

В настоящей главе приводится обобщение результатов химических анализов на рений, селен и теллур в основных рудных минералах, к числу которых относятся молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит. Изучение проведено путем отбора возможно чистых мономинеральных проб указанных минералов, взятых из продуктов всех стадий минерализации, в которых в тех или иных количествах присутствуют эти минералы и которые возможно отобрать под бинокуляром.

Рений является довольно распространенным элементом в рудах Каджаранского месторождения. Его содержание в руде зависит от со-

держания молибдена. Рений входит в молибденит в виде изоморфной примеси.

Содержание рения в молибденитах колеблется в больших пределах и зависит от ряда факторов, к числу которых относится генерация молибденита, т. е. одновременные выделения молибденита.

Молибдениты различных стадий разнятся по содержанию в них рения. Табл. 52 иллюстрирует изменение содержания рения по стадиям минерализации. Как видно, в таблице не приведены содержания рения в молибденитах кварц-магнетитовой и кварц-полевошпатовой стадий в силу того обстоятельства, что количество сингенетического молибденита в них очень незначительно и, помимо этого, имеются также молибдениты других стадий в количестве, намного превышающем первичный молибденит.

Таблица 52

Средние содержания рения в молибденитах по стадиям минерализации

Стадии минерализации	Количество проб	Колебания содержания рения	Среднее содержание Re в %
Кварц-молибденитовая	21	0,0033—0,0517	0,0285
Кварц-молибденит-халькопиритовая	7	0,0395—0,2620	0,0864
Кварц-халькопиритовая	3	0,0195—0,0275	0,0230
Кварц-пиритовая	2	0,0114—0,0357	0,0235

Как видно из таблицы, наивысшие содержания рения отмечаются в молибденитах кварц-молибденит-халькопиритовой стадии, где содержание его достигает десятых долей процента. Таким образом, в ходе гидротермального процесса максимальные содержания рения достигают в молибденитах кварц-молибденит-халькопиритовой стадии, после чего наступает общий спад его содержания.

Это свидетельствует о том, что концентрация рения в гидротермальном растворе была наивысшей именно в эту стадию минерализации.

Другим фактором, влияющим на содержание рения в молибдените, является размер выделения молибденита. Имеющиеся анализы молибденитов показывают, что крупночешуйчатые разновидности молибденитов содержат более высокие содержания рения по сравнению с мелкочешуйчатой разновидностью. Это хорошо устанавливается даже в пределах отдельных стадий, не говоря уже о том, что это правило справедливо в целом для месторождения.

Таблица 53

Зависимость содержания рения от размеров кристаллов молибденита*

Стадии минерализации	Размер выделения	Количество анал.	Содержание в %
Кварц-молибденитовая	Крупночешуйч.	6	0,0390
	Мелкочешуйч.	11	0,0273
Кварц-молибденит-халькопиритовая	Крупночешуйч.	3	0,1430
	Мелкочешуйч.	4	0,0430
Кварц-халькопиритовая	Крупночешуйч.	1	0,0275
	Мелкочешуйч.	2	0,0207
Кварц-пиритовая	Крупночешуйч.	1	0,0357
	Мелкочешуйч.	1	0,0114

* Молибдениты с величиной чешуйки 0,5 см и выше относятся к крупночешуйчатым разновидностям. Молибдениты с величиной чешуйки меньше 0,5 см относятся к мелкочешуйчатым разновидностям.

Вышеотмеченное свидетельствует о том, что медленный во времени рост кристаллов молибденита, в условиях которого достигается формирование крупнокристаллических индивидов, является наиболее благоприятным условием для вхождения максимального содержания рения в кристаллическую решетку молибденита.

Необходимо отметить, что наши выводы о закономерностях распределения редких элементов в рудах месторождения сходятся с выводами А. С. Фарамазяна (1960) и в значительной части подтверждают его выводы.

Таблица 54

Баланс распределения рения в молибденитах по стадиям минерализации

Стадии минерализации	Кол-во рения в данной стадии в % в общем балансе	Среднее содержание рения в %	Эквивалент соотношения	Количество рения данной стадии в % в общем балансе
Кварц-молибденитовая	85	0,0285	2,4	71,6
Кварц-молибденит-халькопиритовая	10	0,0864	0,8	23,8
Кварц-халькопиритовая	5	0,0230	0,15	4,6
Всего	100		3,35	100,0

Как видно из табл. 54, основная масса рения, около 95%, сосредоточена в молибденитах двух стадий минерализации—кварц-молибденитовой и кварц-молибденит-халькопиритовой. Роль остальных стадий в балансе рения ничтожна.

Рассматривая некоторые особенности поведения рения в молибденитах Каджаранского месторождения, можно установить четко выраженный неравномерный вынос рения гидротермальными растворами в процессе минерализации.

Неравномерность содержания рения в молибденитах различных стадий обусловлена различной концентрацией этого элемента в растворах различных стадий минерализации, что, очевидно, связано со специализацией отдельных порций растворов, обусловленных различным временем выноса отдельных элементов в ходе минерализации.

Касаясь вопроса о причине различной обогащенности молибденитов рением на различных месторождениях, М. К. Баситова (1950) считает, что содержание его в молибденитах возрастает от высокотемпературных месторождений к низкотемпературным.

Этот вывод М. К. Баситовой нельзя считать правильным, поскольку молибдениты более низкотемпературных стадий Каджарана содержат значительно более низкие содержания рения по сравнению с молибденитами более ранних стадий.

Причина же эта, помимо температуры, кроется также в различных местных условиях кристаллизации (медленный и длительный рост кристаллических индивидов), а также в основном в специализации гидротермальных растворов, т. е. в первичной обогащенности их этим элементом.

Селен является одним из наиболее распространенных из группы рассеянных элементов на месторождении. Селен присутствует во всех главных рудных минералах и исключительно в виде изоморфной примеси, замещая серу.

С целью изучения поведения этого элемента в рудном процессе были проанализированы все главные сульфиды (молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит и один анализ тетраэдрита), отобранные из всех стадий минерализации.

Молибденит является одним из главных минералов-носителей селена и содержание последнего в молибденитах достигает десятых долей процента.

В процессе развития гидротермальной деятельности максимальное содержание селена отмечается в молибденитах кварц-молибден-халькопиритовой стадии (табл. 55).

Таблица 55

Средние содержания селена в молибденитах различных стадий

Стадии минерализации	Количество анализов	Колебания содержания	Среднее по стадиям
Кварц-молибденитовая	21	0,0052—0,0955	0,0307
Кварц-молибденит-халькопиритовая	7	0,0260—0,1144	0,0555
Кварц-халькопиритовая	3	0,0071—0,0145	0,0104
Кварц-пиритовая	2	0,0104—0,0260	0,0182

Халькопирит является также одним из основных минералов-носителей селена.

Наивысшее содержание селена устанавливается в халькопиритах кварц-халькопирит-молибденитовой стадии. Затем, по мере развития гидротермальной деятельности, содержание его постоянно убывает. Вышеотмеченное иллюстрируется табл. 56.

Таблица 56

Содержание селена в халькопиритах различных стадий

Стадии минерализации	Количество проб	Колебания содержания	Среднее содержание
Кварц-молибденит-халькопиритовая	5	0,0290—0,0480	0,0384
Кварц-халькопиритовая	12	0,0160—0,0480	0,0250
Кварц-пиритовая	2	0,0142—0,0210	0,0176
Кварц-сфалеритовая	2	0,0115—0,0145	0,0130

Пирит—широко распространенный минерал месторождения. Присутствует во многих стадиях минерализации, но в основном развит в конечных рудных стадиях. Селен в пирите развит довольно широко и наивысшие содержания этого элемента устанавливаются в пирите кварц-пиритовой стадии (до 0,050%).

Таблица 57

Содержание селена в пиритах различных стадий

Стадии минерализации	Количество проб	Колебания содержания	Среднее содержание
Кварц-халькопиритовая	2	0,0080—0,0120	0,0100
Кварц-пиритовая	13	0,0010—0,0500	0,0135
Кварц-сфалерит-галенитовая	2	0,010—0,0120	0,0115

Сфалерит и галенит отличаются, как правило, низкими содержаниями селена. Это, очевидно, обусловлено, с одной стороны, значительным падением концентрации селена в растворе, а с другой стороны, очевидно, слабой степенью сродства свинца и цинка с селеном.

Ниже приводятся (табл. 58) содержания селена в сфалерите и галените.

Таблица 58

Минерал	Количество проб	Колебания содержания	Среднее содержание
Сфалерит	4	0,0036—0,0045	0,0040
Галенит	5	0,0044—0,0065	0,0055

Тетраэдрит. Имеется один анализ тетраэдрита на селен, который показывает содержание его 0,0003%. Этот анализ довольно сомнителен, поскольку в совместной статье А. С. Фарамазяна и Р. Н. Зарьяна приводится содержание селена в тетраэдрите—0,043%. Очевидно, необходимо эти данные проверить дополнительными анализами.

Таким образом, на основе вышеприведенных данных можно составить следующий ряд минералов по возрастающему содержанию в них селена: сфалерит—галенит—пирит—халькопирит—молибденит.

Теллур является менее распространенным элементом по сравнению с селеном и рением, однако он присутствует во всех ранее упомянутых главных сульфидах месторождения. В основном теллур находится в виде изоморфной примеси в сульфидах, но в отдельных случаях образует также самостоятельные минералы с Au, Ag, Bi, Pb.

Теллуриды в основном проявляются в конце кварц-сфалерит-галенитовой стадии, образуя самостоятельный парагенезис, накладывающийся на все ранее образованные минералы.

В молибденитах теллур обычно образует небольшие концентрации, но в отдельных случаях его содержания в молибдените достигают 0,0184%.

Таблица 59

Содержание теллура в молибденитах различных стадий

Стадия минерализации	Количество проб	Колебания содержания	Среднее содержание
Кварц-молибденитовая	21	0,0014—0,0184	0,0058
Кварц-молибденит-халькопиритовая	7	0,0040—0,0076	0,0053
Кварц-халькопиритовая	3	0,0042—0,0055	0,0049
Кварц-пиритовая	2	0,0060—0,0075	0,0067

Как видно из табл. 59, распределение теллура в молибденитах первых стадий примерно одинаковое, за исключением молибденита кварц-пиритовой стадии, где отмечается заметное увеличение этого элемента. Это, очевидно, следует объяснить тем, что в данных стадиях содержание теллура в каких-то пределах коррелируется с содержанием селена, а в молибдените кварц-пиритовой стадии отмечается увеличение теллура вследствие увеличения концентрата теллура в растворе.

В халькопиритах максимальное количество теллура отмечается для кварц-молибденит-халькопиритовой стадии. Такие высокие содержания

Содержание теллура в халькопиритах различной стадии

Стадии минерализации	Количество проб	Колебания содержания теллура	Среднее содержание Те
Кварц-молибденит-халькопиритовая	3	0,0040—0,0120	0,0074
Кварц-халькопиритовая	12	0,0025—0,0060	0,0040
Кварц-пиритовая	2	0,0020—0,0045	0,0033
Кварц-сфалерит-галенитовая	2	0,0022—0,0035	0,0028

теллура в халькопиритах этой стадии согласуются с высокими содержаниями селена. Последнее, очевидно, обуславливается корреляционной зависимостью между двумя элементами. В дальнейшем содержание теллура постепенно падает.

В пиритах содержание теллура колеблется в значительных интервалах—от следов до 0,050, однако следует отметить, что в общем средние содержания теллура в пиритах в различных стадиях примерно одного порядка.

Таблица 61

Содержание теллура в пиритах различных стадий

Стадии минерализации	Количество проб	Колебания содержания теллура	Среднее содержание
Кварц-халькопиритовая	2	0,0020—0,0035	0,0028
Кварц-пиритовая	13	Следы—0,0050	0,0025
Кварц-сфалерит-галенитовая	2	0,0030—0,0042	0,0036

Содержание теллура в галенитах и сфалеритах обычно незначительное, особенно для сфалерита, в котором отмечаются наиболее низкие содержания теллура среди всех отмеченных минералов.

В табл. 62 приведены средние содержания теллура для сфалерита и галенита.

Таблица 62

Стадии минерализации	Минерал	Число проб	Колебания содержания	Средние содержания
Кварц-сфалерит-галенитовая	Сфалерит	4	0,0010—0,0015	0,0012
Кварц-сфалерит-галенитовая	Галенит	5	0,0036—0,0056	0,0044

В указанной таблице не учтена проба галенита с высоким содержанием теллура, в которой отмечено самостоятельное выделение теллуридов.

Самое низкое содержание теллура отмечается в тетраэдрите, где содержание его достигает 0,0002. Однако эти данные необходимо проверить ввиду недостаточности количества определений.

Разбирая вопрос об особенностях поведения селена и теллура в рудах месторождения, необходимо отметить следующее:

Селен главным образом концентрируется в минералах средних стадий минерализации.

Наиболее высокие содержания селена в молибденитах отмеча-

ются в кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой стадиях; в халькопиритах—в кварц-молибденит-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой стадиях; в пиритах—кварц-пиритовой стадии. В более низкотемпературных стадиях содержание селена последовательно падает.

Таким образом, селен более всего концентрируется в тех минералах, которые для данной стадии являются главными рудообразующими. Такими минералами являются: молибденит для кварц-молибденитовой и кварц-молибденово-халькопиритовой; халькопирит для кварц-молибденово-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой; пирит для кварц-пиритовой.

Если характер поведения селена в ходе развития рудного процесса устанавливается довольно четко, то это нельзя сказать о теллуре, поведение которого двойственно. С одной стороны, он дает высокие содержания в молибденитах и халькопиритах ранних стадий, с другой стороны, отмечаются отдельные очень высокие содержания теллура в пиритах, халькопиритах, галенитах более поздней стадии.

Это говорит о том, что в ранних стадиях сравнительно высокие содержания теллура коррелируются с высокими содержаниями селена, а в низкотемпературных стадиях повышенное содержание теллура обусловлено наложением самостоятельной ассоциации теллуrow.

Необходимо отметить, что как А. С. Фарамазян, так и Р. Н. Зарьян в совместной статье о геохимии селена и теллура Каджаранского месторождения отмечают чрезвычайно высокие содержания теллура в пиритах поздних стадий, особенно кварц-сфалерит-галенитовой, и считают, что это обусловлено последовательным повышением концентрации теллура в поздних стадиях минерализации.

С этим доводом, объясняющим некоторое повышение содержания теллура в пиритах, трудно согласиться, поскольку совершенно непонятно, почему же повышение концентрации теллура в поздних стадиях минерализации не влияет на содержание его в халькопирите, сфалерите и галените.

По нашему представлению, отдельные повышенные содержания в пирите, так же как и в галените, обусловлены наличием самостоятельных минералов теллуридов вследствие наложения самостоятельной парагенетической ассоциации теллуридов.

О КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ РЕНИЕМ, СЕЛЕНОМ И ТЕЛЛУРОМ В МОЛИБДЕНИТАХ

О существовании связи между рением и селеном в молибденитах месторождений Армении упоминалось многими исследователями.

И. Г. Магакьян и Г. О. Пиджян отмечают, что в этих молибденитах между рением и селеном существует определенная зависимость. С возрастанием содержания рения часто возрастает и содержание селена.

А. С. Фарамазян (1961) для иллюстрации этой связи составил точечную диаграмму с нанесением содержания рения и селена. Из этой диаграммы видно, что высоким содержаниям рения соответствуют высокие содержания селена. На основе этой диаграммы Фарамазян делает вывод о пропорциональной зависимости между содержанием в молибденитах рения и селена.

В целях более детальной характеристики взаимосвязи рения, селена и теллура нами было проведено статистическое изучение химических анализов молибденитов. С этой целью были обработаны данные по 107*

* Из 107 химических анализов молибденитов 65 анализов взяты из работы А. С. Фарамазяна 11 — любезно предоставлены Р. Н. Зарьяном и 32 анализа — автора статьи.

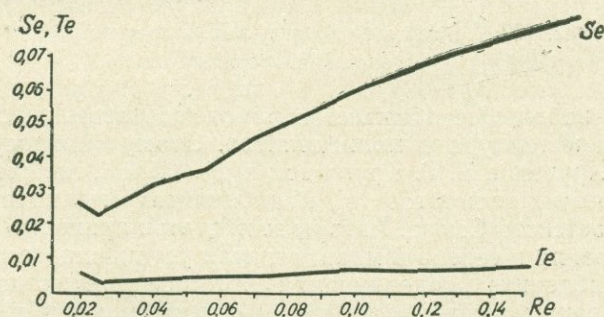
химическим анализам молибденитов, имеющимся у различных исследователей, в которых определялись рений, селен и теллур. Указанные химические анализы были сгруппированы по содержанию рения в порядке, приведенном в табл. 63. Соответственно были высчитаны средние содержания рения, селена и теллура для каждой группы.

Таблица 63

Группировка по содержанию рения в %	Число образцов	Re, %		Se, %		Te, %		Соотношение		
		Итого	Среднее	Итого	Среднее	Итого	Среднее	Se/Te, если Te 100%	Te/Re, если Re 100%	Te/Se, если Se 100%
До 0,0200	7	0,1259	0,0179	0,1845	0,0263	0,0235	0,0033	146,90	18,40	12,50
0,0200—0,0300	32	0,7936	0,0240	0,7934	0,0247	0,0749	0,0023	99,60	9,27	9,40
0,0300—0,0400	35	1,1954	0,0341	0,0451	0,0298	0,1190	0,0034	84,45	9,97	11,40
0,0400—0,0500	18	0,7935	0,0440	0,6156	0,0342	0,0684	0,0038	77,72	8,63	11,10
0,0500—0,0700	4	0,2456	0,0614	0,1572	0,0393	0,0200	0,0050	62,00	8,14	12,7
0,0700—0,0900	5	0,4156	0,0833	0,2708	0,0541	0,0259	0,0051	64,94	6,24	9,4
0,0900 и выше	6	0,0340	0,1723	0,4984	0,0830	0,0365	0,0060	47,1	3,47	7,2
Всего	107	4,6045	0,0430	3,5850	0,0335	0,3582	0,0033			

Из данных табл. 63 видно, что по мере возрастания содержания рения в молибденитах возрастает, с некоторыми незначительными отклонениями, и содержание селена и теллура. Из таблицы также видно, что возрастание содержания различных элементов в молибденитах происходит не в одинаковой степени. Так, содержание рения возрастает от группы к группе значительно больше, чем содержание селена, а содержание селена в свою очередь больше, чем теллура, что отмечается в графиках соотношений, из которых видно, что Se/Re, Te/Re, Te/Se последовательно возрастает в пользу рения и селена.

На основании вычисленных средних содержаний рения, селена и теллура по отдельным группам составлены кривые зависимости содержания селена и теллура от содержания рения.



Фиг. 228. Кривая зависимости содержания селена и теллура от содержания рения.

Как видно из фиг. 228, кривые содержания селена и теллура по мере возрастания содержания рения все более приобретают направление, параллельное оси абсцисс.

В целях установления характера взаимосвязи содержания в молибденитах селена и теллура было проведено аналогичное статистическое

изучение, однако здесь группировка была проведена по содержанию селена и теллура.

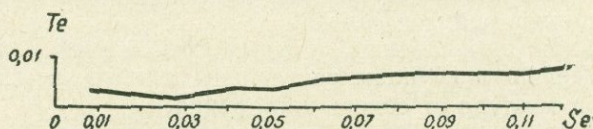
Таблица 64

Группировка по содержанию селена в ‰	Число образцов	Se, ‰		Te, ‰		Соотношение Te/Se, если Se 100‰
		Итого	Среднее	Итого	Среднее	
До 0,0100	10	0,0690	0,0069	0,0329	0,0033	47,8
0,0100—0,0200	12	0,1752	0,0146	0,0350	0,0029	19,70
0,0200—0,0300	28	0,0731	0,0289	0,0734	0,0027	9,35
0,0300—0,0400	28	0,9352	0,0334	0,0929	0,0033	9,88
0,0400—0,0500	8	0,3498	0,0437	0,0368	0,0046	10,5
0,0500—0,0600	6	0,3300	0,0550	0,0274	0,0045	8,1
0,0600—0,0700	3	0,1885	0,0628	0,0141	0,0047	7,6
0,0700—0,100	4	0,3244	0,0811	0,0253	0,0063	7,7
0,100 и выше	2	0,2420	0,1210	0,0140	0,0070	6,5

Из табл. 64 видно, что по мере возрастания содержания селена по отдельным выделенным группам происходит возрастание содержания теллура. Однако, как и в случае с рением, степень возрастания содержания теллура по сравнению с селеном здесь незначительная.

Особенности поведения этих двух элементов в молибденитах выражены в виде соотношения Te/Se, откуда видно, что по мере повышения содержания селена соотношение Te/Se также последовательно возрастает в пользу селена. Последнее означает, что концентрация селена в молибденитах происходит более интенсивно, чем для теллура.

На основе средних содержаний селена и теллура по отдельным группам составлена кривая, зависимости содержания теллура от содержания селена (фиг. 229), которая в сущности представляет собой графическое отображение вышеотмеченного соотношения.



Фиг. 229. Кривая зависимости содержания теллура от содержания селена

Имеется небольшое количество работ, где освещается поведение рения, селена и теллура в молибденитах. Этому вопросу посвящена статья Н. А. Хрущева, В. Г. Кругловой и др. (1960), где сведены данные по поведению этих элементов в молибденитах молибденовых месторождений Советского Союза. Авторы этой статьи приходят к выводу, что в поведении рения и селена в молибденитах устанавливается закономерность—в молибденитах, содержащих небольшое количество рения, обнаруживаются также низкие содержания селена; в молибденитах, содержащих значительное количество рения, обычно обнаруживаются значительные содержания селена.

Эту закономерность в накоплении рения и селена в молибденитах авторы статьи объясняют температурой образования и принадлежности к той или иной формации руд. Наиболее повышенные содержания рения в молибденитах присущи для руд кварц-молибденит-халькопиритовой формации (мезотермальный тип). Однако когда в молибденитах месторождения этого типа отмечаются и более низкие содержания рения и се-

лена (Дастакертское месторождение), то это обусловлено, по мнению авторов, более низкой температурой образования этого месторождения, что приводит к более низкой смесимости селена и серы.

В изоструктурных минералах (галенит, клаусталит) устанавливается полный изоморфизм. В минералах не изоструктурных—изоморфизм ограниченный.

Изоморфизм между серой и теллуrom сильно ограничен ввиду значительного различия в размерах ионных радиусов: $S^{-2} = 1,28\text{Å}^*$, $Te = 2,11\text{Å}$.

Резюмируя вышеописанное, следует отметить, что рений, селен и теллур в молибденитах Каджаранского месторождения находятся в определенной корреляционной зависимости друг от друга, а степень этой зависимости выражается в виде кривых (рис. 228 и 229). Естественно, что говорить о пропорциональной зависимости между рением и селеном в этих молибденитах не приходится.

Вполне очевидно, что, помимо наиболее благоприятных факторов: (температура образования и формация), обеспечивающих максимальное вхождение рения и селена в молибдениты, большое значение имеет специализация гидротермальных растворов, т. е. первичная обогащенность их этими элементами, чем и объясняется то обстоятельство, что однотипные месторождения, формирующиеся в одинаковых температурных условиях, характеризуются резко различными содержаниями редких элементов.

Как известно, работами И. Ноддак и В. Ноддак (1950) были доказаны широкие пределы изоморфизма между рением и молибденом. Последнее обусловлено весьма большим сходством ионных радиусов: $Mo^{4+} = 0,70\text{Å}$ и $Re^{4+} = 0,72\text{Å}$. Более того, К. Ранкама и Т. Сахама предполагают также и изоморфное вхождение в решетку молибденита изоструктурного с ним ReS_2 .

Изоморфизм между серой и селеном, прослеженный на изоморфном ряде некоторых минералов, имеет широкие пределы и, очевидно, обусловлен также близостью размеров их ионных радиусов.

Различная интенсивность концентрации этих элементов в кристаллической решетке молибденита зависит от близости размеров ионных радиусов Mo^{4+} и Re^{4+} , с одной стороны, и S^{-2} , Se^{-2} и Te^{-2} — с другой.

Более интенсивная концентрация рения по отношению к селену, а селена, в свою очередь, по отношению к теллуру объясняется более широкими возможностями изоморфной смесимости рения и молибдена, чем изоморфная смесимость серы и селена и тем более серы и теллура.

Низкая степень корреляции между селеном и теллуrom свидетельствует об ограниченных масштабах проявления этого изоморфизма.

ДРУГИЕ РУДОНОСНЫЕ УЧАСТКИ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ УЧАСТОК

Северо-восточный участок является непосредственным продолжением Центрального. Граница между этими участками проходит по «Центральной дайке».

К западу и востоку от этой дайки отмечается различие как в интенсивности оруденения, так и в характере локализирующих структур.

* В. М. Гольдшмидт дает r_i для $S^{-2} = 1,74\text{Å}$.

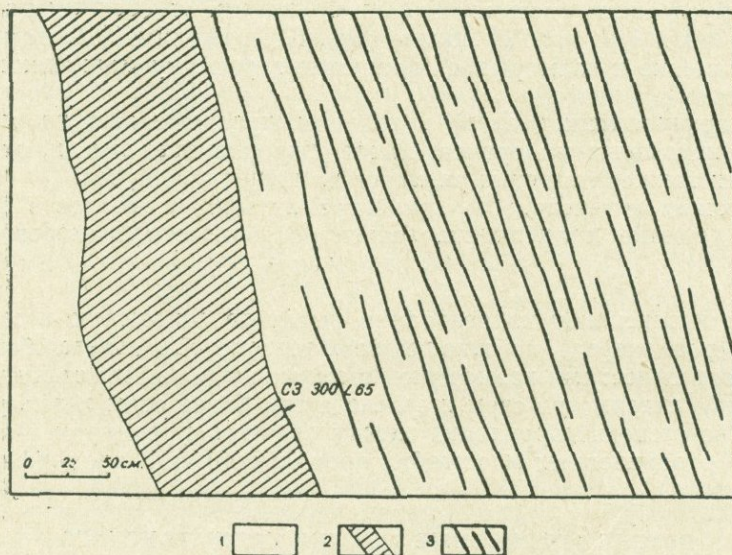
На Северо-восточном участке, так же как и на Центральном, распространены в различной степени гидротермально измененные монцитониты. Основным типом изменения здесь является каолинизация, которая не имеет площадного распространения, а образует отдельные небольшие зоны или участки, отделенные друг от друга свежими неизмененными монцитонитами.

Морфологически участки измененных пород имеют как вытянутые очертания вдоль рудоносных структур, так и изометрические формы. Переходы их в неизмененные породы обычно постепенны, но отмечаются случаи ограничения отдельными тектоническими структурами, а также дайками, которые, очевидно, служили экранами для распространения гидротерм.

Оруденение Северо-восточного участка представлено двумя морфологическими типами—прожилковым и жильным. Преобладает прожилковый тип.

В отличие от Центрального участка прожилковый тип здесь не образует повсеместно распространенный штокверк, а представлен в виде отдельных прожилковых зон различных мощностей и протяжений. Максимальная мощность рудных зон 15—20 м, при протяжении 80—100 м. Они, как правило, имеют кулисообразное залегание, состоят из серии параллельных прожилков и небольших жил.

Часто рудоносные зоны посредством отдельных диагональных перемычек (оперяющих структуру) соединяются друг с другом. Нередко отмечается, что зоны прожилкования приурочены к сравнительно крупным жилам (фиг. 230).



Фиг. 230. Система рудоносных прожилков висячем боку кварц-сульфидной жилы. 1. Слабо измененные монцитониты. 2. Кварц-сульфидная жила. 3. Рудоносные прожилки.

Жилы на Северо-восточном участке имеют небольшое распространение. Максимальная мощность их достигает 2 м, прослеживаются они на 150—200 м по простиранию.

По составу среди жил выделяются как медные, так и пиритовые, однако преобладают жилы пиритового состава.

Рудоносные структуры, как правило, имеют северо-восточное простирание с падением на северо-запад под углом 55—70° и по своему ге-

нетическому типу относятся к трещинам скола. Повсеместно вдоль кварц-сульфидных жил отмечается дорудная измененная глина трения. По характеру смещения северо-восточные рудоносные структуры относятся к сдвигам. Отмечаются пересечения и смещения ранних микромонзонитов и аплитов вдоль северо-восточных структур.

Сдвиговая природа отмечается и для более поздних структур, локализирующих карбонатные жилы.

Амплитуда смещения вдоль карбонатных жил достигает 4 м.

Помимо линейно вытянутых рудоносных зон на северо-восточном участке отмечается также локализация прожилкового оруденения в блоках между параллельными дайками гранодиорит-порфиров. Очевидно, в таких блоках между дайками породы были наиболее раздроблены.

В некоторых случаях при пересечении рудоносных структур и даек отмечается значительное изменение направления, простирание и выполаживание прожилков.

По вещественному составу оруденение Северо-восточного участка существенно отличается от оруденения Центрального участка.

На Северо-восточном участке весьма слабо развита кварц-молибденитовая стадия, представленная здесь в виде единичных прожилков. Наибольшим развитием из продуктивных стадий отличается лишь кварц-халькопиритовая стадия. Отмечается широкое развитие более поздних стадий: кварц-пиритовой, кварц-карбонатной, халцедоновой. Наиболее ранние стадии—магнетитовая и полевошпатовая—отсутствуют.

Таким образом, оруденение Северо-восточного участка локализовано в сколовых структурах северо-восточного простирания, которые, очевидно, представляют собой оперяющие структуры сдвиговых подвижек, образовавшиеся вдоль разлома, а также и более поздних подвижек, происшедших вдоль указанных структур.

УЧАСТОК АТКИЗ

Участок Аткиз является одним из наиболее рано исследованных участков Каджаранского рудного поля, где еще в 1931 и 1933 годах велись разведочные работы.

Разведка велась на медь, изучались в основном крупные жилы. Однако после двухлетних работ разведка показала бесперспективность этого участка: во всех исследованных жилах содержание меди оказалось низким. В 1952 г. в связи с организацией треста «Армсвинец-разведка» здесь проводились некоторые разведочные работы на полиметаллических жилах, которые были затем приостановлены.

Участок Аткиз расположен в крайней северо-восточной части рудного поля в эндоконтакте монзонитовой интрузии с роговиками и порфиритами.

Непосредственно на Аткизском участке контактирующие с монзонитами роговики имеют минимальную для района мощность—25—30 м. Малая мощность роговиков обусловлена тем, что контакт интрузии здесь образует выступ и имеет более крутой угол падения.

В районе Аткизского участка большим распространением пользуются жильные породы, которые образуют серию параллельных друг другу даек с одинаковым составом.

Среди дайковых пород отмечаются спессартиты, минетты, гранодиорит-порфиры I этапа внедрения и керсантиты.

Наиболее древними из комплекса даек являются спессартиты, которые имеют близширотное простирание с падением на север под пологими углами. Прослеживаются они в виде зон, вытянутых в направлении простирания контакта, и характеризуются малыми мощностями (до 1 м) и протяженностью до 50 м.

Указанные дайки приспособились к трещинам отдельностей, ориентированным параллельно контактовой плоскости.

Минетты образуют единичные дайки северо-восточного простирания с падением на юго-восток.

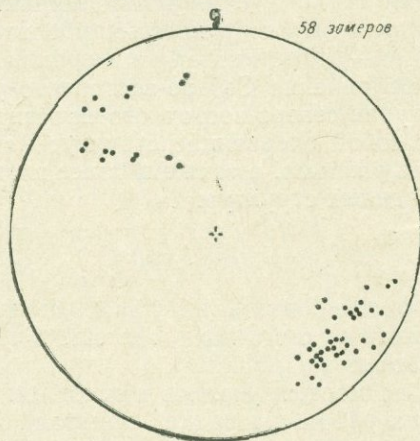
Гранодиорит-порфиры I этапа внедрения образуют серии даек северо-восточного простирания с падением на северо-запад. Они повсеместно пересекают и частично смещают на небольшую амплитуду (до 1,0 м) широтные дайки спессартитов.

Керсантиты образуют единичные дайки северо-восточного простирания и пересекают как спессартиты, так и гранодиорит-порфиры.

Таким образом, на данном участке образуются многосистемные взаимноперпендикулярные нарушения, впоследствии заполненные дайковыми образованиями.

Основным типом оруденения здесь является жильный. Все остальные морфологические типы оруденения (прожилки и вкрапленность), имеющие широкое развитие на других участках, здесь полностью отсутствуют.

Кварц-сульфидные жилы имеют, как правило, северо-восточное простирание, но по падению отмечаются жилы с падением как на северо-запад, так и на юго-восток (фиг. 231).



Фиг. 231 Точечная диаграмма элементов залегания кварц-сульфидных жил Аتكизского участка.

Жилы имеют незначительные размеры. По мощности они не превышают 2 м, а по протяжению прослеживаются максимум на 200 м. На глубину отдельные жилы разведаны на 100 м.

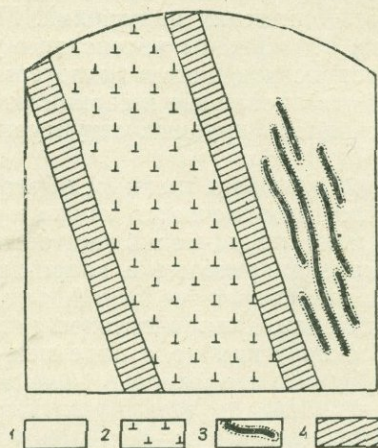
Аتكизские кварц-сульфидные жилы приурочены к системе сколовых нарушений. Вдоль контакта последних отмечаются гидротермально измененные продукты дробления. Нередко жилы приурочены к висячим контактам гранодиорит-порфиров и лампрофиров северо-восточного простирания.

Отмечаются случаи локализации жил в обоих контактах дайки (фиг. 232).

По составу среди жил выделяются кварц-халькопиритовые, кварц-пиритовые, кварц-сфалерит-галенитовые.

Отмечается локализация в пределах одной тектонической структуры жил двух составов. Так, в штольне 1 вдоль кварц-пиритовой жилы вскрыта кварц-сфалерит-галенитовая.

На Аткизском участке широко развиты кварц-карбонатные жилы, образующие параллельную серию северо-восточного простирания с падением на северо-запад под крутыми углами. По мощности они достигают 1,5—2 м и прослеживаются на 150—160 м. В общей зоне они имеют кулисообразное расположение.



Фиг. 232. Развитие полиметаллических жил в контакте дайки лампрофира: 1. Монзониты свежие. 2. Дайка лампрофира. 3. Кварц-пиритовые прожилки с ореолом серицитизации. 4. Кварц-сфалерит-галенитовые жилы.

Жилы эти также приурочены к сколовым нарушениям. Для карбонатных жил характерна система оперения, свидетельствующая о сдвиговых подвижках вдоль локализирующих структур. Отмечается пересечение кварц-карбонатными жилами даек лампрофиров и аплитов. При этом всякий северо-западный блок двигался на северо-восток. Амплитуда смещения обычно незначительная (до 1,5—2 м).

Гидротермально измененные породы на участке имеют широкое развитие и представлены серицитизированными, каолинизированными и карбонатизированными разновидностями. Серицитизация и карбонатизация проявляются в связи с рудоносными структурами и образуют небольшой ореол вокруг жил.

Каолинизация имеет широкое развитие и развивается территориально в связи с дайками и рудоносными структурами. Каолинизированные породы вытянуты в северо-восточном направлении параллельно вытянутости всей серии даек порфиров. Интенсивной каолинизации подвержены также и дайки порфиров. Из многочисленных стадий минерализации, проявленных в пределах рудного поля на Аткизском участке, отмечаются только поздние стадии: кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая, кварц-карбонатная и халцедоновая.

Анализируя все вышеописанное, следует отметить, что в структурном отношении рудные тела Аткизского участка приурочены к системе сколовых нарушений сдвигового характера северо-восточного простирания, представляющих собой осложненные оперяющие структуры Дебаклинского разлома.

УЧАСТОК МЯКАН

Участок Мякан примыкает непосредственно к зоне дробления Дебаклинского разлома и расположен в всячем его боку. В районе участка распространены монзониты и секущие их дайки гранодиорит-порфиров, которые, как и на Центральном участке, имеют близширотное

простираение. Последние с приближением к зоне дробления приобретают северо-западное простираение, но они здесь, как правило, имеют южное падение.

Зона дробления здесь отмечается довольно мощной (50—70 м) полосой перемятых пород с характерной расланцованностью и наличием сравнительно крупных тектонических нарушений. Монцитоны непосредственно в районе участка подвержены интенсивному гидротермальному изменению. Наиболее распространенными гидротермально измененными породами являются каолинизированные и серицитизированные монцитоны, которые развиваются вдоль крупных структурных элементов (дайки, жилы).

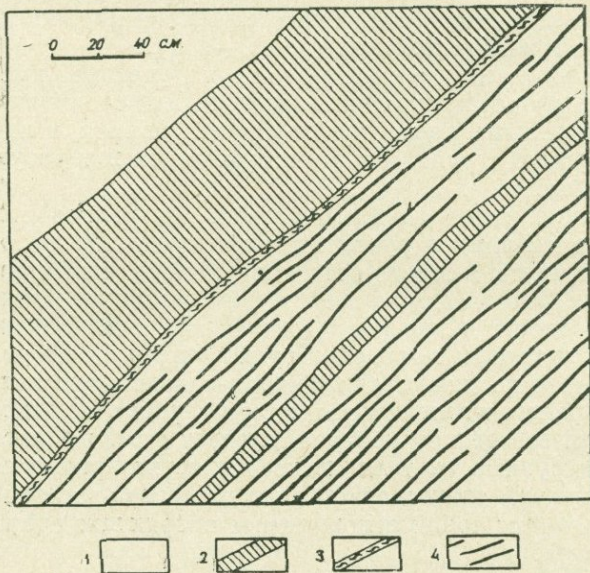
Оруденение здесь представлено главным образом жильным типом, однако на отдельных участках отмечается также и прожилковый.

В основном жилы имеют кварц-молибденитовый состав, хотя отмечаются также и кварц-халькопиритовые и кварц-пиритовые жилы.

Преобладающее большинство рудоносных структур продуктивных стадий (кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая) имеют, как правило, северо-западное простираение с падением на северо-восток. Указанные кварц-молибденитовые жилы обычно приурочены к трещинам скола, представляющим, по всей вероятности, оперяющие системы основной контролирующей структуры. В зальбандах жил постоянно отмечается наличие глинки трения.

Зоны прожилкования имеют подчиненное значение и представлены системой параллельных маломощных, расположенных кулисообразно относительно друг друга прожилков.

В некоторых штольнях участка Мякан отмечаются довольно тесные сочетания сравнительно мощных (1,0 м) кварц-сульфидных жил с параллельной системой рудоносных прожилков, располагающихся как висячем, так и в лежащем боку жилы (фиг. 233).



Фиг. 233. Сочетание прожилкового оруденения с жилами. Участок Мякан. 1. Монцитоны слабо измененные. 2. Кварц-сульфидные жилы. 3. Тектонические нарушения. 4. Рудоносные прожилки.

На участке Мякан отмечаются почти все стадии минерализации, установленные в пределах рудного поля, однако они представлены не рав-

ноценно. Более всего распространена кварц-молибденитовая стадия. Из промышленных стадий кварц-молибденит-халькопиритовая стадия практически отсутствует, если не считать единичных маломощных прожилков. Кварц-халькопиритовая стадия представлена отдельными прожилковыми зонами, незначительными как по мощности, так и по протяженности. Сравнительно больше распространена кварц-пиритовая, которая образует маломощные (30 см) кварц-пиритовые жилы и небольшие прожилковые зоны.

Кварц-карбонатная стадия представлена единичными небольшими жилами и единичными прожилками.

Остальные стадии практически отсутствуют. В некоторых пиритовых жилах отмечаются небольшие участки полиметаллической минерализации. Последние, очевидно, представляют наложенные образования.

На участке Мякан отмечается несколько систем рудоносных структур:

северо-западного ($320-330^\circ$) простирания, с падением на северо-восток при довольно крутых углах падения— $60-70^\circ$. Эта система в основном параллельна зоне дробления Дебаклинского разлома и распространена в непосредственной близости от разлома. В указанных структурах локализованы основные кварц-молибденитовые жилы;

северо-восточного (50°) простирания, с падением на северо-запад под углом $20-25^\circ$. К этой системе трещин, удаленной от первой к востоку, приурочена относительно более поздняя минерализация кварц-пиритовой стадии. Отмечается пересечение структур первой системы структурами второй.

Помимо этих двух систем, отмечаются структуры северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом $70-75^\circ$; однако они имеют весьма ограниченное развитие.

Таким образом, в структурном отношении участок Мякан приурочен к висячему боку зоны дробления Дебаклинского разлома и его структурные элементы (кварцевые жилы и прожилки) представляют собой оперяющие структуры, образовавшиеся вследствие тектонических подвижек вдоль разлома.

Характеризуя структурные особенности участка Мякан, нельзя не упомянуть о наличии дугообразных жил. Такая жила была отмечена в штольне (фиг. 234) и характерна тем, что она имеет дугообразное очертание, напоминая антиклинальную складку, при котором одно крыло жилы падает на юго-запад $230^\circ \angle 20$, а другое СВ $50^\circ \angle 20$. Такая морфология жилы является, очевидно, следствием объемной деформации в полосе Дебаклинского разлома.

УЧАСТОК ШЛОРКУТ (САККАР)

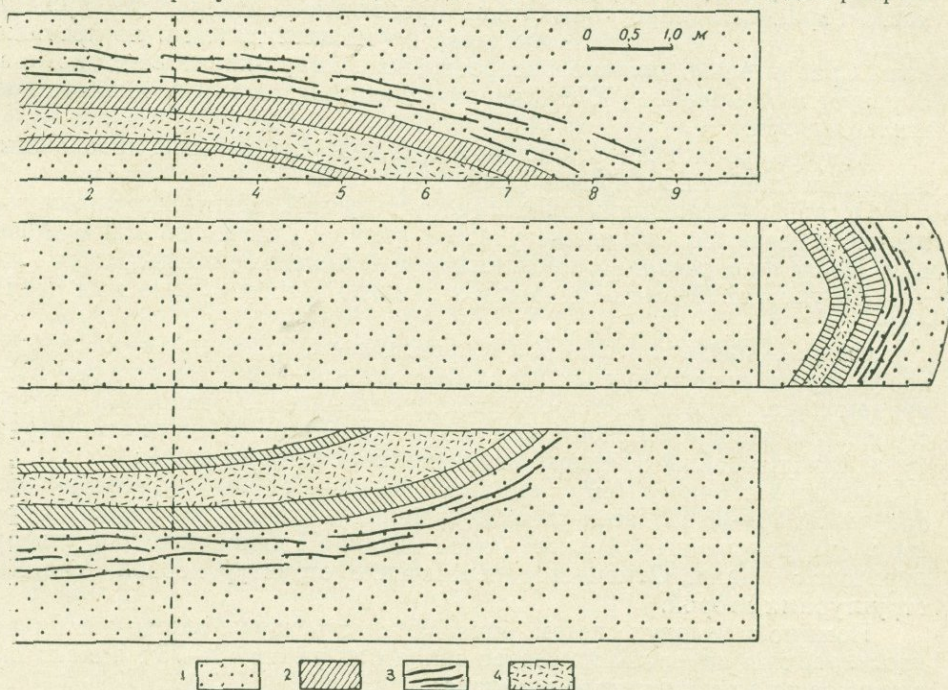
Участок Шлоркут, или Саккар, непосредственно граничит с участком Мякан на востоке. Однако эти два участка отличаются друг от друга как по характеру оруденения, так и по структурным особенностям.

На участке Саккар в течение ряда лет велись разведочные работы Громовской экспедицией. Здесь был проведен ряд штолен и скважин, но, к сожалению, последние не опробовались на медь и молибден.

Только в 1962 году в связи с доразведкой флангов Центрального участка были опробованы пройденные здесь горные выработки. Результаты опробования показали целесообразность продолжения разведочных работ, которые и проводятся в настоящее время.

В геологическом строении участка принимают участие в различной степени гидротермально измененные монциты и дайковые породы: гранодиорит-порфиры II этапа, керсантиты и спессартиты. Гранодиорит-

порфиры II этапа, как правило, имеют широтное—северо-западное простирание с падением на юг. Для них характерны разветвленность и причудливые очертания, что является типичным для разрыв-



Фиг. 234. Дугообразное строение рудной жилы. Участок Мякан. 1. Монцитоны свежие. 2. Кварц-сульфидная жила. 3. Кварц-сульфидные прожилки. 4. Интенсивно-гидротермально измененные, серицитизированные монцитоны.

ных нарушений; менее распространены керсантиты и спессартиты. Отмечаются также аплиты, мощность которых доходит до 0,5 м. На участке Саккар развиты прожилковый и жильный типы оруденения. Вкрапленная минерализация имеет резко подчиненное значение и проявляется в тесной связи с прожилками, развиваясь в сравнительно узком ореоле прожилков. Непосредственно на участке Саккар жилы имеют резко подчиненное значение и залегают обычно согласно с системой рудоносных прожилков.

Восточнее, уже на участке Ширин, наоборот, прожилковые системы имеют небольшое развитие и преобладает жильный тип.

Кварц-сульфидные жилы на участке Саккар имеют небольшие размеры. По мощности они доходят до 2 м, а по простиранию прослеживаются до 100 м. Они имеют северо-восточное простирание с падением на северо-запад под крутыми (60—65°) углами падения. Жилы участка Шлоркут—Ширин приурочены к сколовым нарушениям северо-восточного простирания. В зальбандах мощных кварц-сульфидных жил отмечаются измененные продукты дробления.

Участок Шлоркут по вещественному составу руд довольно существенно отличается от участка Мякан. Здесь в основном развита медная минерализация, в то время как на участке Мякан оруденение преимущественно молибденовое.

Оруденение на участке Шлоркут представлено сравнительно маломощными рудоносными зонами с неправильными очертаниями, но в основном имеющими северо-восточное простирание. Мощность рудных зон

различная и достигает местами 20—25 м. Зоны часто располагаются кулисообразно.

На участке Шлоркут развиты следующие рудоносные структуры: с азимутом падения от $З-270^{\circ}$ до $ЮЗ-250^{\circ} \angle 30-60^{\circ}$ и с азимутом падения от $СЗ-285^{\circ}$ до $СЗ-300^{\circ} \angle 40-65^{\circ}$.

Из указанных двух систем рудоносных прожилков первая система распространена на сравнительно большой площади, но более редка по сравнению со второй системой.

Вторая система северо-восточного простирания с падением на северо-запад является основной рудолокализирующей структурой.

По составу среди кварц-сульфидных жил отмечаются как кварц-халькопиритовые, так и кварц-пиритовые.

На Шлоркутском участке проявляются следующие стадии минерализации: кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, карбонатная, халцедоновая.

Из разнообразных гидротермально измененных пород наиболее распространены серицитизированные и каолинизированные.

Серицитизация проявляется в тесной связи с рудоносными стадиями (кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая) и образует сравнительно небольшие ореолы вокруг кварц-сульфидных жил и прожилковых зон.

Каолинизация проявляется вне связи с рудоносными структурами и захватывает сравнительно большие площади.

Анализируя вышеописанное, следует отметить, что структурная позиция участка Шлоркут определяется системой рудоносных структур северо-восточного простирания, представляющих собой оперяющие трещины зоны дробления Дебаклинского разлома.

УЧАСТОК ДАВАЧИ

Участок Давачи расположен в самой северо-западной части рудного поля непосредственно в стыке между Дебаклинским разломом и контактом монцонитов с роговиками.

На западе Давачинский участок примыкает к полосе дробления Дебаклинского разлома.

В геологическом строении участка принимают участие монцониты, контактовые роговики, которые здесь имеют значительную мощность, и дайки гранодиорит-порфиров I и II этапов внедрения.

Дайки гранодиорит-порфира II этапа внедрения образуют сравнительно мощные, но малопротяженные штокообразные тела с неправильным очертанием северо-западного простирания. Одна из даек севернее штольни 41 переходит с левого берега ручья Давачи на правый без каких-либо смещений, что указывает на то, что непосредственно в тальвеге ручья нет тектонического нарушения, как это предполагалось ранее. Очевидно, разлом протягивается значительно западнее. Дайки гранодиорит-порфиров I этапа характеризуются маломощными, но более протяженными телами северо-восточного простирания.

Отмечается несколько сравнительно крупных тектонических нарушений, смещающих дайки порфиров на амплитуду до 10—15 м. Эти пострудные нарушения имеют северо-западное простирание с падением на северо-восток— $60-75^{\circ}$.

Вмещающие породы на Давачинском участке подверглись интенсивному гидротермальному изменению—полевошпатизации и каолинизации.

Полевошпатизация имеет большое площадное распространение и

развита вне зависимости от структурных элементов и, как правило, не образует четких контактов с вмещающими неизменными породами.

Менее распространены в территориальном отношении каолинизированные монцитоны: они прослеживаются в основном в пределах участка оруденения и вытянуты в широтном направлении.

Оруденение на Давачинском участке в основном прожилковое, с незначительной рслюю очень редкой вкрапленности.

Жильный тип оруденения отсутствует. В морфологическом отношении рудоносный участок имеет форму зоны, вытянутой в широтном направлении, параллельно линии контакта монцитонов с роговиками. Переход от оруденелых к безрудным породам совершенно постепенный.

Распределение оруденения в рудной зоне весьма неравномерно. Пробуренные здесь скважины показали чередование рудных интервалов с безрудными. В целом рудные зоны имеют неправильные очертания.

Рудные тела состоят из серии параллельных прожилков, которые в общем совпадают с направлением вытянутости зон. Основное направление прожилков на участке широтное, с падением на север.

Рудоносные структуры Давачинского участка по своему типу относятся к трещинам скола и характеризуются небольшими сдвиговыми перемещениями висячего бока на восток. Однако в период локализации оруденения они испытали небольшое приоткрывание.

Оруденение на Давачинском участке в основном молибденитовое, а содержание меди весьма низкое.

Из многочисленных стадий минерализации, установленных в пределах Каджаранского рудного поля, на этом участке имеют большое распространение высокотемпературные, наиболее ранние стадии, такие, как кварц-магнетитовая, полевошпатовая, кварц-молибденитовая. Весьма спорадически развиты кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая и карбонатная стадии, которые не образуют самостоятельных прожилков (за исключением карбонатной).

Таким образом, Давачинский участок в структурном отношении приурочен к контактовой зоне между монцитонитами и роговиками и, очевидно, рудоносные структуры образованы благодаря подвижкам, происшедшим вдоль этой зоны, и впоследствии неоднократно омоложены.

УЧАСТОК КАРМИР-КАР

Участок Кармир-Кар расположен, так же как и участок Давачи, в контактовой полосе монцитонов с роговиками, в значительном удалении на восток от участка Давачи.

В районе участка распространены монцитоны и роговики, последние постепенно на север переходят в порфириты. Контакт между роговиками и монцитонитами имеет извилистые очертания и характерен проникновением многочисленных апофиз монцитонов в роговики.

Из жильных пород распространены аплиты, единиты, спессартиты, а также многочисленные мелкие штоковидные тела микромонцитонов, т. е. жильные породы монцитонитовой интрузии.

Отмечаются также и дайки гранодиорит-порфиров I этапа внедрения, которые здесь имеют северо-восточное простирание.

Непосредственно в контакте монцитонов и роговиков эти породы расланцованы с ориентировкой слоистости параллельно плоскости контакта. Местами в полосе расланцования отмечается мелкая пльчатость и складчатость, обусловленная пластической деформацией пород.

Гидротермально измененные породы имеют сравнительно небольшое распространение и образуют отдельные маломощные зоны, вытянутые

параллельно основным структурным элементам: дайкам, кварцевым жилам. Наиболее характерными типами изменения являются амфиболитизация, серицитизация и каолинизация.

Амфиболитизация проявляется в виде пятнистых участков метасоматически развивающихся как по монцонитам, так и роговикам. Эти участки протягиваются вдоль контакта монцонитов с роговиками. Это наиболее ранняя стадия метасоматического изменения монцонитов и не связана с рудным процессом.

Более позднее изменение—серицитизация проявляется спорадически вдоль рудоносных структур. Каолинизация по сравнению с серицитизацией имеет более широкое развитие.

Оруденение в основном представлено прожилковым типом, но отмечаются также и единичные жилы небольших размеров. Одна такая жила локализована в всячем контакте дайки гранодиорит-порфиров северо-восточного простирания.

Вкрапленная минерализация обнаружена на небольших участках и проявляется в тесной связи с прожилковой минерализацией.

Оруденение в основном распространено в монцонитах и в меньшей степени в роговиках. Рудоносные участки имеют вытянутые очертания в виде зон и полос, параллельных направлению контакта. Очевидно такое же падение, что и контактовая плоскость, имеют рудные зоны. Примерно аналогичные элементы залегания имеют и рудоносные структуры (прожилки и жилы).

Распределение оруденения в пределах рудных зон и участков крайне неравномерное. На основе результатов опробования буровых скважин устанавливается чередование промышленных участков с участками некондиционных руд.

Рудоносные структуры относятся к трещинам скола. Крупные структуры—жилы сопровождаются, как правило, продуктами дорудного дробления.

Оруденение Кармир-Карского участка в основном медно-молибденовое, отмечается чувствительное повышение содержания меди по сравнению с участком Давачи.

На участке Кармир-Кар распространены в основном следующие стадии минерализации: кварц-магнетитовая, кварц-молибденитовая и кварц-халькопиритовая.

Продукты остальных стадий минерализации имеют весьма ограниченное распространение и практического значения не имеют.

Таким образом, участок Кармир-Кар в структурном отношении тяготеет к полосе контакта монцонитов с роговиками и локализация оруденения в эндо- и экзоконтакте монцонитов обязана подвижкам, происшедшим вдоль контакта. Очевидно, эти подвижки представляют собой «отголоски» тех движений, которые происходили в полосе Дебаклинского разлома.

V. ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Структуры Каджаранского рудного поля формировались и развивались на протяжении нескольких этапов тектонических деформаций. Историю их развития следует начать с момента становления и консолидации монцонитовой интрузии.

I. Наиболее древние тектонические деформации имели место в период остывания монцонитовой интрузии и формирования ореола контактовых роговиков.

Вследствие значительного прогрева вмещающих интрузию пород, превратившихся к тому времени в контактовые роговики, и неравномерного распределения сжимающих усилий в роговиках возникает пластическая деформация, которая приводит к образованию сланцеватости и мелкой складчатости. Вдоль сланцеватости, ориентированной параллельно линии контакта, при последующих тектонических подвижках происходит внедрение магматического материала. На отдельных интервалах возникают участки мигматитов. Возможно, этот процесс возобновлялся и внедрение магматических масс совершалось неоднократно, о чем свидетельствует внедрение вдоль сланцеватости в роговиках также и микромонцонитов, аплитов, пегматитов. Неоднократными были также подвижки, приведшие к образованию сланцеватости в монцонитах.

II. Следующий этап тектонических деформаций относится по времени к моменту образования многочисленной серии жильных тел «дополнительных интрузий».

Большая часть дополнительных интрузий представлена микромонцонитами, среди которых по форме выделяются штоковидные тела, пологие залежи и жилы небольшой мощности.

Контакты указанных образований характерны гладкими плоскостями, очевидно обусловленными сколовыми подвижками. Замеры контактовых плоскостей микромонцонитов показали преимущественное развитие их в двух направлениях: северо-западного простирания с падением на СВ и северо-западного простирания с падением на ЮЗ при довольно крутых углах падения.

Жильные же гранодиориты, следующие по времени образования из серии дополнительных внедрений монцонитовой интрузии, характеризуются небольшими штокообразными телами, жилами северо-западного простирания с падением на северо-восток.

Таким образом, условия локализации жильных гранодиоритов примерно одинаковы с микромонцонитами.

Следующими по времени формирования являются аплиты; последние представлены небольшими жилообразными телами мощностью до 1,0 м с четкими прямолинейными контактами, представляющими собой, очевидно, сколовые нарушения. Наибольшее развитие аплитов отмеча-

ется в эндоконтакте монцонитовой интрузии, что свидетельствует о значительной близости условий формирования аплитов и предшествующих им дополнительных интрузий.

Для аплитов рудного поля характерно два основных направления: северо-восточное простираение с падением на северо-запад и северо-западное простираение с падением на северо-восток.

Очень близкими к аплитам по времени образования являются пегматиты, которые, так же как и аплиты, в большинстве случаев тяготеют к эндоконтактовой полосе монцонитовой интрузии и нередко территориально совмещены с аплитами.

Однако в отличие от аплитов пегматиты образуют тела неопределенной формы с извилистыми очертаниями контакта, апофизами и ответвлениями, свидетельствующие о разрывной природе трещин их локализации.

Таким образом, в ранний этап формирования монцонитовой интрузии в условиях растяжения имело место раскрытие системы ранее образованных небольших сколовых нарушений северо-западного простираения с падением на СВ и северо-восточного простираения с падением на СЗ. При этом в результате разноориентированных растягивающих усилий попеременно приоткрывалась то одна система трещин, то другая, а то и обе вместе.

III. Следующий крупный этап тектонического развития рудного поля относится к моменту формирования серии дайковых пород, генетически также связанных с монцонитовой интрузией (одиниты, спессартиты).

Указанные дайковые образования развиты в эндоконтактовой полосе монцонитов и в виде пояса вытянуты вдоль контакта интрузии; морфологические особенности указывают на их внедрение по трещинам разрыва.

Намечается зональность в размещении дайкового комплекса, выразившаяся в территориальной обособленности разнотипных даек; на западе развиты одиниты, на востоке развиты спессартиты. Последнее обусловлено последовательным раскрытием структур с запада на восток и заполнением их жилами различного состава.

Особое место в истории тектонического развития рудного поля занимают продукты высокотемпературной постмагматической деятельности, генетически связанной с монцонитовой интрузией.

К указанным образованиям относятся: роговообманково-магнетитовая, биотит-апатитовая, кварц-турмалин-шеелитовая минерализация, а также грейзенизация в аплитах.

Отмеченные образования имеют широкое развитие в эндоконтактовой полосе монцонитовой интрузии, проявляясь в виде отдельных изолированных полос и зон, вытянутых вдоль контакта монцонитов с порфиритами, а также в виде отдельных участков в пределах монцонитов (Центральный участок). Образуют они гнезда и неправильные по форме тела с пятнистой текстурой. Характер их нахождения свидетельствует об отсутствии отчетливо выраженной закономерно-ориентированной системы структур к моменту минерализации.

По времени формирования указанные метасоматиты образовались, очевидно, непосредственно сразу после аплитов и пегматитов, но до образования лампрофировых даек, о чем свидетельствуют неоднократно развитие амфиболитизации, биотитизации, турмалинизации, грейзенизации по аплитам, пегматитам и более ранним жильным образованиям и пересечение их дайками лампрофиров.

Все вышеизложенное свидетельствует о слабой тектонической подготовленности данного участка рудного поля к моменту образования высокотемпературных растворов, а также о небольшой глубине их формирования.

IV. Новый этап развития рудного поля начинается весьма мощными тектоническими подвижками, приведшими к становлению и формированию интрузии порфиroidных гранитов и гранодиоритов.

Очевидно в это время возникло крупное тектоническое нарушение в западной части монцонитовой интрузии, по которому внедрилась интрузия порфиroidных гранитов и гранодиоритов.

Становление порфиroidной интрузии происходит на фоне многократных тектонических подвижек, сопровождающихся последовательным заполнением поступающего из глубин магматического материала.

Надо отметить, что каждая подфаза порфиroidной интрузии характерна развитием определенных трещинных структур, обусловленных специфичной тектоникой в период становления и формирования.

Порфиroidные граниты образуют вытянутое в меридиональном направлении сравнительно узкое тело с параллельными, падающими к востоку контактами. На севере контакт интрузии резко загибает и приобретает широтное простираие.

Для порфиroidных гранитов характерны в основном следующие системы трещин: северо-восточного простираия с падением на ЮВ $\angle 80-85^\circ$; северо-восточного простираия с падением на СЗ $\angle 80-85^\circ$; северо-западного простираия с падением на СВ $\angle 80-85^\circ$ и северо-западного простираия с падением на ЮЗ $\angle 80-85^\circ$.

Указанная система трещин образовалась вследствие сжимающих усилий, ориентированных в направлении запад—восток, и по характеру соответствует трещинам скола.

Для порфиroidных гранитов, так же как и для монцонитов, характерен более ранний этап формирования аплитов и пегматитов. Они образуют небольшие жилоподобные тела мощностью до 1,0 м и протяжением 30—40 м и простираются в северо-западном направлении с падением на юго-запад при сравнительно пологих углах падения.

По своему положению указанные аплиты и аплит-пегматиты локализованы в системе трещин, соответствующих «краевым надвигам», полого падающим в сторону интрузии и образованным вследствие движения интрузии вверх после застывания.

Необходимо отметить, что каждая подфаза интрузии порфиroidных пород имеет свой комплекс жильных пород, представленных в основном небольшими дайками гранодиорит-порфиroidного состава с характерным обликом, не встречающимся в других интрузиях.

V. Одному из важных этапов тектонического развития рудного поля по времени соответствует время формирования дайкового комплекса, широко развитого в пределах рудного поля, а также и за его пределами.

К этому комплексу относятся диорит порфириты, гранодиорит-порфиры I этапа внедрения, гранодиорит-порфиры II этапа внедрения, керсантиты и авгитовые минетты. Перечень их приведен в порядке последовательности внедрения, установленном на основе конкретных пересечений.

Комплекс даек образовался позже интрузии порфиroidных гранодиоритов. Он имеет широкое развитие как внутри массива интрузивных пород, так и во вмещающих интрузию породах.

В наиболее древних из числа этих даек диорит-порфиритах в рудном поле установлены ксенолиты порфиroidных гранодиоритов, на основе чего и устанавливается более молодой возраст всего дайкового комплекса.

Необходимо отметить также и то, что некоторые представители дайкового комплекса в пределах порфиroidной интрузии не констатированы (диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры I этапа внедрения, кер-

сантиты). Они исключительно развиты в монцонитах и во вмещающей вулканогенной толще.

Последнее обстоятельство указывает на то, что очаги магмы, дающие породы даек регионального развития, расположены за пределами порфиридной интрузии.

Изучение морфологических особенностей вышеотмеченного дайкового комплекса показало, что все представители дайкового комплекса характеризуются: а) многочисленными апофизами и разветвлениями, б) раздувами и пережимами, в) коленообразными очертаниями, г) перемычками между параллельными дайками, свидетельствующими о разрывной природе структур, локализирующих дайковые тела.

Все дайки характеризуются значительными мощностями и протяженностью, формировались в условиях растягивающих усилий, охватывавших значительные площади. Вследствие изменения во времени их направления различные.

Учитывая региональный характер распространения даек, проявляющихся вне зависимости от конкретных интрузивных массивов, и более молодой возраст по сравнению со всеми магматическими образованиями (интрузивными фазами), следует их считать как самостоятельные проявления магматического очага, который был материнским и для всех интрузивных фаз.

В вышеприведенном кратком изложении истории тектонического развития рудного поля заслуживают упоминания более поздние метасоматические образования. К ним относятся эпидотовые прожилки, сопровождающиеся альбитизацией (деанортизацией) вмещающих пород. Указанные образования имеют широкое развитие в пределах всего Мегринского батолита.

Эпидотовые прожилки приурочиваются к двум системам трещин: северо-восточного простирания с пад. на СЗ—65—70° и реже северо-западного простирания с пад. на СВ.

Локализирующие структуры по своему облику относятся к трещинам скола и, по-видимому, образовались еще в ранние стадии формирования монцонитовой интрузии. Пересечение даек гранодиорит-порфиоров II этапа указанными прожилками устанавливает возраст эпидот-альбитовых прожилков как последайковый.

VI. Предрудный и интравудный этапы тектонического развития рудного поля охватывают большой промежуток времени, во время которого происходят неоднократные тектонические подвижки.

Важно отметить, что, очевидно, в это время происходит формирование основной тектонической структуры района—Дебаклинского разлома.

После консолидации интрузии порфиридных гранодиоритов восточный контакт ее становится поверхностью, вдоль которой происходит разрядка тектонических напряжений. При этом следует отметить, что контактовая плоскость являлась границей раздела двух различных по физико-механическим свойствам сред: плотных и менее деформированных порфиридных гранитов и гранодиоритов и относительно менее плотных и в достаточной степени уже к этому времени раздробленных и подвергшихся ранним метасоматическим изменениям монцонитов.

В начальные стадии образования месторождения—в период формирования продуктов наиболее ранних стадий минерализации (кварц-магнетитовой, кварц-полевошпатовой) локализация продуктов гидротермальной деятельности происходила в системах трещин, образованных в ранние стадии становления монцонитовой интрузии и, очевидно, не была связана с движением блоков по разлому. И только непосредственно перед локализацией продуктивной стадии отмечается новый импульс тек-

тонических подвижек, в период которых образуются рудоносные структуры.

Морфология рудоносных структур и размещение их в пространстве (дугообразное очертание в плане, погасание при подходе к контактовой поверхности) свидетельствуют о том, что система рудоносных структур, составляющих штокверк, была образована в результате мощного тектонического сжатия, ориентированного в направлении с северо-востока на юго-запад.

После заложения основной системы рудоносных структур происходит процесс их последующего осложнения неоднократными повторными подвижками, причем с различным характером движения блоков по ним (надвиги, сдвиги-взбросы, сбросо-сдвиги).

В этот же этап тектонических деформаций образуется система трещин, оперяющих Дебаклинский разлом. Эти структуры имеют северо-восточное простираие с падением на северо-запад. Вдоль трещин их происходят, как правило, взбросо-сдвиги с перемещением висячего блока вверх и на северо-восток. Характерно, что как сместители, так и смещенные структуры заполняются продуктами одной и той же стадии гидротермальной деятельности.

Структуры оперения Дебаклинского разлома развиты не только в приразломной полосе, но отмечаются также и далеко от нее, в восточной части рудного поля; они, очевидно, претерпели значительное осложнение после их зарождения.

На основе изучения продуктов заполнения трещин устанавливается до десяти стадий тектонических подвижек.

В каждую последующую стадию отмечается осложнение тектонической обстановки (появление новой системы трещин, омоложение старой системы либо затухание второстепенных структур), обусловленное: а) изменением плана деформаций, б) образованием локальных подвижек, характерных только для отдельных участков рудного поля.

В наиболее ранние периоды формирования месторождения дробление пород происходило в районе, прилегающем к зоне контакта монцититов с порфиroidными гранодиоритами. В дальнейшем при периодическом повторении сжимающих усилий дробление пород охватывало все новые участки, отстоящие от контакта на значительное расстояние. Такое последовательное дробление и соответствующее заполнение продуктами соответствующих стадий минерализации привело к четко выраженной зональности оруденения по отношению к контролирующей структуре—Дебаклинскому разлому.

Изучение рудовмещающих структур и заполняющих их продуктов показало, что в период каждой стадии минерализации образуются несколько систем трещин, пересекающихся или смещающих друг друга.

Движение блоков вдоль Дебаклинского разлома привело к активизации подвижек вдоль северного контакта монцититовой интрузии. Здесь подвижки носят характер малоамплитудных (20—30 см) сдвигов, которые зачастую смещают небольшие тела аплитов, микромонцититов и других ранних образований. Указанные подвижки обычно обновляют структуры, образованные в ранние этапы формирования рудного поля (сланцеватость).

Таким образом, рудоконтролирующие структуры Каджаранского рудного поля подразделяются на структуры следующих типов:

- структуры, образованные в ранние стадии формирования монцититовой интрузии, имеющие локальное развитие в монцититах;
- структуры, представляющие собой оперение Дебаклинского разлома и образованные подвижками вдоль Дебаклинского разлома;

структуры, возникшие в результате мощного ориентированного сжатия и дробления;

структуры, образованные в результате подвижек вдоль контакта монцитов с роговиками.

VII. В заключительный—пострудный этап тектонической деятельности образуются подвижки сбросо-сдвигового характера:

вдоль полосы Дебаклинского разлома, с движением висячего блока в северо-западном направлении;

вдоль отдельных крупных структурных элементов рудного поля, заполненных жильными породами.

По времени образования структур, по отношению к оруденению можно выделить таким образом три главных периода развития рудного поля:

дорудный, рудный и пострудный.

В дорудный период развития происходит формирование в основном вмещающих пород (трещиноватость и образование многочисленной серии жильных пород).

В этот период образуются небольшие сколовые нарушения (система ранней трещиноватости) и сравнительно крупные разрывы, в которых локализируются дайковые тела.

В рудный период развития формируются основные структурные элементы рудного поля—как крупные сколовые нарушения, так и системы мелкой трещиноватости, которые явились рудоконтролирующими и рудолокализирующими.

Наконец, в пострудный период образуются многочисленные сбросо-сдвиговые нарушения вдоль крупных структурных элементов.

Необходимо отметить, что выделенные периоды развития рудного поля неравноценны по продолжительности. Так, например, к дорудному периоду относится значительный отрезок времени, в течение которого происходило формирование двух интрузивных массивов и многочисленной серии жильных пород. Рудный период охватывает сравнительно небольшой отрезок времени и характеризуется интенсивными тектоническими подвижками. Наиболее продолжительным является пострудный период, охватывающий время от образования месторождения до наших дней.

VI. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОЛИБДЕНА И МЕДИ В РУДНОМ ПОЛЕ КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Выяснение закономерностей поведения основных полезных компонентов молибдена и меди в рудном поле Каджаранского месторождения представляет большой научный и практический интерес. Знание основных закономерностей поведения полезных компонентов в рудном поле позволит дать обоснованную оценку перспектив глубоких горизонтов и и флангов месторождения и проводить добычу руды с заранее запланированным содержанием полезных компонентов на разведанных горизонтах.

С целью изучения закономерностей поведения меди и молибдена в рудном поле нами было проведено статистическое изучение большого количества анализов проб по скважинам и горным выработкам почти по всем участкам рудного поля. Преобладающее количество фактического материала относится к наиболее изученному Центральному участку месторождения.

При выявлении закономерностей распределения молибденита и меди были использованы данные разведочных скважин и данные опробования горных выработок.

Горные выработки и скважины на Центральном участке располагаются по разведочным линиям меридионального направления, которые в целом перпендикулярны простиранию основных рудоносных структур. В результате создавалась система параллельных вертикальных сечений, которая оказалась наиболее благоприятной для проведения статистических исследований. Одинаковые расстояния между разрезами позволяют установить возможные содержания молибдена и меди по мере удаления от основной контролирующей структуры—Дебаклинского разлома. Изучение средних содержаний металлов для определенных горизонтов месторождения позволяет изучить и поведение их с глубиной. Изучение же средних содержаний металлов по скважинам по определенным широтам, обозначенным I, II, III, IV, V и расположенным с севера на юг, позволяет установить характер распределения металлов в этом направлении. В табл. 65 и 66 приведены: изменения величины значения соотношения $Mo:Cu$ при содержании меди, равном 100% по разрезам и по глубинам; изменения величины значения соотношения $Mo:Cu$, если принять содержание меди за 100% по широтам и разрезам.

По данным табл. 65 устанавливается:

1) последовательное возрастание величины соотношения с глубиной. Это говорит в первую очередь не только о возрастании среднего содер-

Таблица 65

Изменения соотношений молибдена к меди по разрезам и глубинам залегания при содержании меди, равном 100 ‰

Глубина залегания в м	Р а з р е з ы										Итого
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
До 25	16,5	7,2	7,7	27,5	7,8	9,9	5,5	5,7	11,8	5,2	9,5
25—50	22,5	58,0	14,3	29,2	22,0	15,8	21,1	9,3	31,7	7,3	18,7
50—75	24,1	39,7	16,6	23,0	27,7	15,7	12,7	9,3	46,4	13,0	20,9
75—100	15,2	32,1	12,3	21,6	21,9	10,9	23,5	25,3	40,4		20,9
100—125	14,5	24,4	229,8	37,3	69,3	39,7	27,9	32,4	21,6		38,6
125—150	26,2	51,8	871,1	32,4	33,9	28,6	17,2	33,5	70,4	—	42,3
150—175		64,1	336,6	49,8	73,3	33,7	46,3	27,4	52,0	—	49,3
175—200		33,1	747,1	31,7	115,6	83,9	85,0	31,2	40,1	—	55,0
200 и более		23,1	469,9	88,3	193,1	44,7	640,8	49,5	127,6	—	86,5
Итого	20,5	33,5	33,9	30,0	29,2	23,2	21,0	21,5	41,5	7,6	26,7

жания молибдена с глубиной, но и об одновременном уменьшении средних содержаний меди.

2) Изменение значения величины соотношений Mo:Cu с запада на восток. При этом в первых трех разрезах намечается повышение величины соотношения Mo:Cu. В последних разрезах эта величина постепенно уменьшается. Это свидетельствует о том, что в первых трех разрезах происходит более интенсивное возрастание содержания молибдена, а в остальных разрезах отмечается четкое превалирование меди над молибденом.

Таблица 66

Изменения соотношений молибдена к меди по широтам и разрезам при содержании меди, равном 100 ‰

Разрезы	Ш и р о т а					Итого
	1	2	3	4	5	
0	—	14,4	24,2	23,4	—	20,5
1	—	18,2	40,2	—	—	33,5
2	—	552,4	10,8	18,1	—	33,9
3	84,2	25,5	11,1	23,7	—	30,0
4	78,9	8,0	18,1	10,3	439,2	29,2
5	44,2	19,8	8,1	25,8	14,3	23,2
6	159,8	13,8	5,0	6,4	—	21,0
7	47,2	24,0	10,0	9,2	—	21,5
8	667,1	18,6	6,3	10,4	—	41,5
9	—	5,3	8,2	8,3	—	7,6
Итого	94,6	21,0	12,9	13,1	40,8	26,7

Из табл. 66 отчетливо видно последовательное уменьшение величины соотношения Mo:Cu с севера на юг. Это обусловлено не только уменьшением содержания молибденита с севера на юг, но и одновременным резким повышением содержания меди.

В целях подтверждения статистических исследований по скважинам была проведена обработка также и данных опробований горных выработок по двум сечениям:

I сечение на востоке. Штольни 18—19, 1—2, 32—36 и

II сечение на западе. Штольни 7—8, 34, 38.

Данные изменения величины соотношения молибдена и меди при содержании меди, равном 100%, по отдельным горизонтам сечений I и II приведены в табл. 67.

Таблица 67

Сечение I (восточное)		Сечение II (западное)	
Горизонты	Показатели соотношений в %	Горизонты	Показатели соотношений в %
2175, шт. 18—19	9,3	2165, шт. 7—8	17,6
2125, шт. 1—2	11,1		
2075, шт. 32	30,6	2075, шт. 34	41,9
2025, шт. 36	22,1	2025, шт. 38	32,6
Общее по сечению	13,4	Общее по сечению	23,9

Сравнение значения величин соотношения между молибденом и медью по указанным сечениям показывает повышенное содержание молибденита в западном сечении по сравнению с восточным и, наоборот, повышенное значение содержания меди в восточном сечении по сравнению с западным. Одновременно отчетливо намечается также повышение значения величин соотношения молибдена к меди с глубиной.

Представляет определенный интерес с точки зрения выяснения закономерности распределения оруденения вдоль северного контакта монцитовой интрузии и изучение средних содержаний меди и молибдена, а также и соотношение между ними на участках Давачи—Кармир-кар. Здесь в период разведки был задан ряд горных выработок в следующей последовательности с запада на восток: штольни 41, 39, 40, 42. В табл. 68 приводятся данные изменения величин соотношения Mo:Cu при содержании меди, равном 100% по штольням.

Таблица 68

Штольни	41	39	40	42
Соотношение Mo к Cu в %	103,4	35,4	18,1	13,8

Из таблицы видно, что в указанной полосе развития оруденения довольно отчетливо прослеживается последовательное уменьшение величины соотношения Mo:Cu по мере удаления от Дебаклинского разлома.

Аналогичное исследование было проведено также на двух других участках рудного поля: на участке Мякан, непосредственно примыкающем к полосе Дебаклинского разлома, и на участке Шлоркут, расположенном на значительном удалении от полосы Дебаклинского разлома на восток.

На участке Мякан для кварц-рудных жил значение величин соотношения Mo:Cu равно 25,8%, а для участка Шлоркут, по данным целого ряда скважин и горных выработок, значение величин соотношения Mo:Cu равно 0,07%.

Таким образом, результаты обработки многочисленных данных по содержаниям меди и молибдена, а также соотношений между ними показали, что в целом в пределах рудного поля в распределении оруденения выявляется четко выраженная горизонтальная и вертикальная зональность.

Горизонтальная зональность выражается в закономерном изменении молибдена к меди по мере удаления на восток от полосы Дебаклинского разлома. Здесь происходит последовательное уменьшение содержания молибдена и увеличение содержания меди.

Вертикальная зональность выражается в последовательном увеличении с глубиной содержания молибдена и уменьшении содержания меди. Следует отметить, что увеличение содержания молибденита происходит на глубину до 200—250 м, после чего отмечается постепенное уменьшение его содержания.

Преыдушие исследователи Каджарана, также отмечая проявление на месторождении горизонтальной зональности в размещении оруденения относительно основной рудоподводящей структуры—Дебаклинского разлома, объясняли ее постепенным падением температуры растворов и в соответствии с этим последовательное выпадение минералов по температуре их кристаллизации по мере удаления растворов от рудоподводящего канала.

Детальное исследование структуры штокверка Каджаранекого месторождения и процессов минерализации в пределах рудного поля показало, что зональное размещение оруденения связано исключительно с процессом стадийного развития рудовмещающих структур и оруденения.

Каковы основные доводы в пользу пульсационной зональности и против зональности по схеме Эммонса?

1. На месторождении установлена стадийность минералообразования, обусловленная пульсацией растворов из магматического очага.

На основе многочисленных пересечений прожилков с различным минеральным составом установлена последовательность минералообразования характерных парагенетических ассоциаций.

2. Установлена приуроченность парагенетических ассоциаций к различным системам трещин.

3. Установлена пространственная обособленность различных парагенетических ассоциаций.

4. Нигде на месторождении не установлен факт постепенного изменения оруденения с запада на восток либо снизу вверх в пределах одного рудного тела (кварцевой жилы или прожилковой зоны), на основе чего можно было бы говорить об отложении различных металлов из одного и того же раствора по мере его продвижения по локализирующим структурам, т. е. по мере падения температуры раствора. В пределах рудного тела (кварцевая жила, прожилковая зона, линзы массивных руд) характерна локализация одной парагенетической ассоциации.

Все случаи совместного нахождения нескольких парагенетических ассоциаций обусловлены последующим дроблением и повторным приоткрыванием локализирующей структуры.

Таким образом, последовательное изменение содержания молибдена и меди с глубиной и в горизонтальном направлении надо рассматривать как результат различного количественного соотношения прожилков и жил различных продуктивных стадий.

Естественно, представляет интерес механизм трещинообразования и причины последовательного смещения участков трещинообразования с запада на восток.

В наиболее ранние периоды формирования месторождения в результате мощных сжимающих усилий дробление пород охватывало значительную площадь, непосредственно прилегающую к границе двух различных по физико-механическим свойствам пород—монзонитов и порфировидных гранодиоритов.

При ориентированном северо-восток—юго-западном сжатии порфировидные гранодиориты являлись жестким упором благодаря своей значительной прочности и вследствие этого дробление пород происходило в основном в пределах монзонитового массива.

В дальнейшем трещинообразованием охватывались все большие площади, которые смещались на восток от упомянутого жесткого упора. В процессе такого стадийного дробления происходило последовательное заполнение возникающих структур продуктами соответствующих стадий минерализации—кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой, кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой, кварц-сфалерит-галенитовой.

Поскольку в процессе развития структур участки трещинообразования смещались на восток, естественно, смещались на восток и площади локализаций продуктов поздних стадий минерализации.

Вследствие этого имело место наблюдаемое последовательное уменьшение содержания молибдена и увеличение содержания меди с запада на восток и снизу вверх.

Наряду с пульсационной зональностью необходимо указать также на факт наличия совершенно нового типа зональности—фильтрационной зональности. Она проявляется в постепенном убывании содержания молибдена с глубиной.

На глубине 200—250 м от поверхности происходит постепенное уменьшение содержания молибдена. Такое равномерное уменьшение содержания его с глубиной коррелируется с изменением мощности рудоносных структур и их обогащенностью молибденитом.

Многочисленные наблюдения в горных выработках показали, что насыщенность молибденитом в прожилках находится в зависимости от мощности прожилка. Чем меньше мощность прожилка, тем богаче он молибденитом. Выше отмечалось, что это явление обусловлено фильтрацией раствора вдоль рудоносных структур.

При постепенном продвижении растворов вверх по рудоносным структурам вследствие уменьшения мощности рудных локализирующих структур по восстанию происходит увеличение скорости движения раствора в маломощных структурах. Это приводит к проявлению фильтрационного эффекта, т. е. к отставанию растворенного компонента по отношению к растворителю. Отставание растворенного компонента и затруднение его продвижения приводит к выпадению из раствора молибденита в рудоносных структурах.

Таким образом, в пределах Каджаранского рудного поля проявляется как пульсационная зональность, обусловленная обособлением в пространстве отдельных стадий минерализации, так и фильтрационная зональность, проявившаяся в кварц-молибденитовую стадию минерализации.

VII. ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ И ПРОДУКТОВ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ С ИНТРУЗИВНЫМИ ПОРОДАМИ

Вопрос о генетической связи медно-молибденового оруденения с интрузивными породами и формы этой связи являются предметом дискуссии среди исследователей. Решение этого вопроса представляет определенные трудности. Подчас он решался методически неверно, без учета реальных фактов, а нередко копировались схемы, разработанные рядом исследователей для других рудных районов Советского Союза, где имеет место совершенно иное соотношение между оруденением и интрузивными породами.

Совершенно безосновательно связывали оруденение с небольшими штоковидными телами аплитов и гранодиорит-порфиоровыми дайками, выделяя их в самостоятельную фазу и приписывая им роль носителей руды, которые выносят оруденение в верхние горизонты земной коры в процессе внедрения интрузии (магмы). Штоковидные тела аплитовидных пород, прорывающие как монцониты, так и порфиоровидные гранодиориты, представляют собой «дополнительные интрузии» как монцонитовой фазы, так и интрузии порфиоровидных гранодиоритов и проявляются в процессе дифференциации этих двух интрузий. Указанные штоковидные тела аплитовидных пород пересекаются многочисленными дорудными дайками диорит-порфиритов, диабазов, гранодиорит-порфиоров.

Что касается штоковидных тел гранодиорит-порфиоров, которым приписывалась роль самостоятельных интрузивных образований, то они представляют либо морфологические разновидности обычных гранодиорит-порфиоровых даек, широко развитых на Каджаранском месторождении, либо краевые фации гранодиорит-порфиорового строения интрузии порфиоровидных гранодиоритов Джуркап, Джиндара. Вполне очевидно, что нет никаких оснований связывать оруденение генетически именно с этими «гранодиорит-порфиоровыми штоками».

Также малоубедительна точка зрения тех исследователей, которые связывают оруденение с процессами ультра-метаморфизма и по мнению которых при этом происходит монцонитизация древних палеозойских гнейсов.

С. А. Мовсесян (1953), изучивший интрузивные породы Мегринского плутона и его полезные ископаемые, приходит к выводу о связи оруденения с глубинным магматическим очагом. По данным С. А. Мовсесяна, оруденение следует вслед за дайками гранодиорит-порфиоров, аплитов и пегматитов, замыкая и завершая магматический процесс.

И. Г. Магакьян (1954), проведший детальное металлогеническое исследование Малого Кавказа, приходит к аналогичному выводу и считает, что оруденение связано с глубинным магматическим очагом.

Несколько иной точки зрения придерживается С. С. Мкртчян (1958), который считает, что оруденение связано с наиболее кислыми дифференциатами Мегринского плутона—интрузией порфировидных гранитов и гранодиоритов.

Однако, по его мнению, с каждой фазой интрузивной деятельности связан свой комплекс постмагматических образований.

Все рудные месторождения района им были увязаны с разными интрузивными породами. В результате, по данным указанного автора, медно-молибденовое оруденение проявляется как с кислыми дифференциатами монцонитовой интрузии, так и интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов, т. е. оруденение связывается с конкретными интрузивными массивами.

Б. М. Меликсетян (1965), проводивший детальные минералого-геохимические исследования, по сути дела подтвердил точку зрения о связи оруденения с кислыми фазами Мегринского плутона—порфировидными гранитами и гранодиоритами.

Однако в дополнение к уже отмеченному он внес понятие о ранней серии постмагматических образований, аналогично В. С. Коптеву-Дворникову (1952), связывая их непосредственно с конкретными интрузивными телами, которые проявляются в ранние стадии формирования интрузивного массива непосредственно после жильных пород I этапа (пегматиты, аплиты).

Действительно, высокотемпературные постмагматические образования района, такие, как кварц-турмалиновые жилы с шеелитом, молибденитом, халькопиритом, магнетитом, магнетит-апатит-роговообманково-биотитовые метасоматические образования, сульфидоносные (молибденит, халькопирит, пирит) пегматитовые тела в монцонитах и гранодиоритах генетически связаны с конкретными интрузивными массивами (монцонитами, порфировидными гранодиоритами) и формируются в ранние стадии становления интрузивных массивов. К аналогичным образованиям следует отнести также скарны бассейна р. Гехи со слабой шеелитовой и медно-молибденовой минерализацией, развивающейся в контакте Гехинской интрузии.

Наличие ранней сульфидной минерализации с пегматитами, скарнами, высокотемпературными контактово-метасоматическими образованиями доказывается пересечением вышеотмеченных образований поздними дайками второго этапа: одинитами, спессартитами, диорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами. То, что справедливо в отношении высокотемпературных постмагматических образований—пегматитов, скарнов и метасоматитов, совершенно бесспорно для всего ряда высоко-, средне- и низкотемпературных медно-молибденовых, медных и полиметаллических проявлений, как, например, Пхрут, Катнарат, Кармир-Кар, Шорджур, Мегри-Гет, Саак-юрт, Бугакяр, Капуджих, Яглу и др., которые очень близки как по типу минерализации, так и по составу с постмагматическими образованиями позднего этапа.

Следует отметить, что выделение гидротермальных рудных месторождений раннего и позднего этапов в связи с конкретными интрузивными фазами должно производиться на основе тщательных изучений возрастных соотношений даек I и II этапов с соответствующим оруденением. Однако до настоящего времени мы не можем привести ни одного примера пострудной дайки, что являлось бы доказательством существования ранней серии гидротермального оруденения.

Изучение возрастных соотношений между интрузивными породами и различными типами постмагматических образований позволило предложить следующую схему генетической связи эндогенного минералообразования с интрузивными породами и магматическими комплексами (табл. 69). Процесс формирования Мегринского батолита (послеэоценового интрузивного комплекса) был многоэтапным. Он распадается на четыре интрузивные фазы, которые протекали в интервале времени между поздним эоценом и ранним миоценом.

Таблица 69

Магматические комплексы и сопутствующие им постмагматические образования медно-молибденового пояса Южной Армении

Циклы и фазы	Состав пород	Абсол. возр. в млн. лет	Характер минерализации	Абс. возр. оруденения
Послесреднеэоценовый цикл батолитовых интрузий				
I фаза	Габбро, габбро-пироксениты	43	Магнетитовое, магнетит-апатитовое оруденение	—
II фаза	Монцитониты, гранодиориты, граносиениты	39	Биотитизация, амфиболитизация, магнетит и апатит	30
III фаза	Кв. банатиты, кв. диориты, гранодиориты, граносиениты		Скарны с медно-молибденовой минерализацией с шеелитом	
IV фаза	Порфирировидные гранодиориты и граниты	24—25	Гематитовая минерализация. Вторичные кварциты	—
	Даечный комплекс регионального профиля, „малые интрузии“	22	Медно-молибденовое, медное, полиметаллическое оруденение	—
Постбатолитовый интрузивный комплекс	Малые интрузии кварцпорфиоров	15—16		
Экструзивный комплекс	Андезиты, андезитодациты, дациты	7—8		

Интрузивный процесс начинается с внедрения габбро-пироксенитовой интрузии, которая имеет сравнительно небольшие размеры и незначительное распространение в полосе развития медно-молибденового оруденения. С указанными основными и ультраосновными интрузивными породами связаны магматические и гистеромагматические титаномагнетитовые месторождения (Пальчихлу).

Во вторую фазу интрузивной деятельности происходит внедрение гибридной монцитонитовой магмы. Гибридный характер этой магмы связан, очевидно, с глубинной ассимиляцией кислой магмой основных вмещающих пород. Породы указанной интрузии характеризуются резко

неравномерной ассоциацией минералов. С одной стороны, калиевый полевой шпат, с другой—пироксен, лабрадор. В результате дифференциации происходит образование многочисленных петрографических разновидностей пород от габбро-габбродиоритов до гранодиоритов, характеризующихся быстрой сменой их в пространстве в пределах единого интрузивного массива.

Процесс становления монзонитовой интрузии был многоэтапным и сопровождался неоднократным внедрением внутри интрузивных магматических масс «дополнительных» интрузий габбро, микро-монзонитов, среднезернистых гранодиоритов.

После дополнительных интрузий образуются жильные породы I этапа (аплиты и пегматиты), несущие редкую сульфидную минерализацию (молибденит, халькопирит, пирит).

Вслед за жильными породами I этапа образуются постмагматические образования, среди которых выделяются продукты как ранней высокотемпературной щелочной стадии постмагматических процессов, так и более поздней стадии кислотного выщелачивания.

К указанным образованиям относятся:

амфибол, биотит, магнетит-апатитовая ассоциация, кварц-турмалиновые жилы и метасоматическая турмалинизация, грейзенизированные аплиты.

Раннее образование указанных минеральных ассоциаций доказывается тем, что дайки второго этапа внедрения, генетически связанные с монзонитовой интрузией,—одиниты, сплессартиты, минетты—пересекают вышеотмеченные минеральные ассоциации.

Третья фаза интрузивной деятельности Мегринского плутона представлена кварцевыми диоритами, банатитами, гранодиоритами, сиенито-гранитами, которые имеют по сравнению с предшествующей стадией более ограниченное распространение.

В указанной фазе также образуются дополнительные интрузии и жильные породы I этапа—аплиты и пегматиты (с сульфидами).

Доказательств четкой генетической связи постмагматических образований с породами указанной фазы в пределах Мегринского плутона не имеется, но в контакте Гехинской интрузии, являющейся ее аналогом на южном склоне Баргушатского хребта, развиваются биметасоматические и инфильтрационные скарны, сопровождающиеся молибденитом, халькопиритом, шеелитом.

Наконец, четвертая фаза интрузивной деятельности представлена гипабиссальными гранитами и гранодиоритами, которые характеризуются дополнительными интрузиями (лейкократовыми гранитами), жильными породами I этапа (аплиты, пегматиты с сульфидной минерализацией—молибденит, халькопирит, пирит).

Генетически с порфировидными гранодиоритами и гранитами могут быть увязаны вторичные кварциты, которые представляют собой продукт стадии кислотного выщелачивания порфировидной интрузии, а также спорадически распространенная гематитовая минерализация, проявляющаяся как в самих порфировидных гранодиоритах, так и во вмещающих породах непосредственно вблизи интрузии.

Процесс формирования эоцен-миоценового интрузивного комплекса завершается внедрением группы даек «регионального развития», очевидно, представляющей собой малые интрузии, широко представленные в пределах медно-молибденового пояса. К дайкам указанного типа относятся диорит-порфириты, диабазы, гранодиорит-порфиры I и II этапа внедрения, керсантиты и другие разновидности лампрофиров.

Указанные дайки, широко распространенные во всем районе развития медно-молибденового оруденения, совершенно независимы от конкретных интрузивных массивов и во времени не увязываются с фазами

внедрения Мегринского плутона. В наиболее древнем представителе этого дайкового комплекса диорит-порфиридах были обнаружены ксенолиты пород порфиroidной интрузии, хотя сами дайки локализованы в монзонитах и нигде не отмечены в порфиroidных граодиоритах. Последнее свидетельствует о позднем возрасте даек и о расположении их очагов значительно глубже порфиroidной интрузии.

Наконец, после даек «регионального развития» следует главная высоко-, средне-низкотемпературная медно-молибденовая минерализация, которая во всех медно-молибденовых месторождениях всегда следует после даек. Повсеместно вышеотмеченные дайки являются дорудными.

Перед началом формирования медно-молибденового оруденения в пределах Мегринского плутона происходит образование эпидотовых прожилков, сопровождающихся альбитизацией плагиоклазов (деанортитизация) вдоль эпидотовых прожилков, где уже после этих метасоматитов следует многостадийная рудная минерализация.

Приуроченность Каджаранского месторождения и других медно-молибденовых месторождений юга Армении к Мегринскому плутону и другим массивам гранитоидных интрузий отчетливо указывает на связь оруденения с глубинными магматическими и постмагматическими процессами.

Анализ возрастных соотношений интрузивных пород и постмагматических образований показывает, что непосредственно с интрузивными массивами и отдельными фазами может быть увязана высокотемпературная минерализация, не имеющая широкого площадного распространения и развивающаяся как в контакте, так и в самих массивах.

Промышленная медно-молибденовая минерализация проявляется в конце магматической деятельности и генетически связана с глубинным магматическим очагом.

Вышеописанное подтверждает точку зрения С. С. Смирнова о связи оруденения не с конкретными интрузиями и массивами, а с интрузивным комплексом в целом, с его глубинным очагом.

Такая трактовка генетической связи оруденения с глубинными очагами интрузивного комплекса проливает свет и на вопрос о месте и времени отделения рудоносных флюидов.

Высокотемпературные минеральные ассоциации—пегматиты, скарны и грейзены возникают в процессе остывания интрузивного массива. Среди пегматитов отмечаются несколько типов, секущих друг друга и возникающих, очевидно, по мере остывания интрузивного массива (К. А. Карамян, Т. А. Аревшатыан, А. М. Авакян, 1962).

Высоко- и среднетемпературные рудные ассоциации возникают в глубинах очагов магматического комплекса.

В связи с изложенным трудно согласиться с мнением о параллельном и одновременном развитии пегматитового и гидротермального процессов в пределах медно-молибденовой формации.

ВОПРОСЫ ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Определение глубины формирования рудных месторождений и интрузивных массивов имеет большое научное и практическое значение.

Решить эту проблему можно двумя путями: во-первых, определением глубины залегания интрузивных массивов и месторождений от дневной поверхности путем воссоздания мощности вышележащих пород к моменту оруденения и, во-вторых, определением глубины залегания пород и месторождений путем изучения и выяснения ряда факторов, обусловленных глубиной локализации месторождения и интрузивов. Глуби-

на формирования Каджаранского месторождения может быть оценена следующим образом.

К моменту рудообразования вся Зангезурская рудоносная область находилась ниже уровня моря и над месторождением находилась покрывка, сложенная породами эоцена мощностью порядка 2000 м, и налегающая на эоцен толща пород олигоценового возраста около 1000 м.

Учитывая размах рудного столба по вертикали порядка 1000 м, приблизительно можно принять глубину формирования Каджаранского месторождения 2000 м.

Такого же порядка глубины формирования определяют И. Г. Магакьян (1954), С. С. Мкртчян (1958), А. Т. Асланян (1958).

Определение глубины формирования интрузивных пород и рудных месторождений косвенными методами является сложным процессом и сводится к выделению ряда критериев, на основании которых можно было бы определить приближенные глубины (фации) становления интрузивных массивов и генетически связанных с ними рудных месторождений.

Первая попытка выделения фаций интрузивных пород была сделана М. А. Усовым (1925). Далее Д. С. Коржинский (1961) выделил шесть фаций глубинности для контактово-метаморфических пород.

В дальнейшем был предложен ряд классификаций магматических пород по глубине становления—Ю. А. Кузнецов (1965), В. К. Мониц (1962) и др.

Для постмагматических месторождений П. М. Татариновым и И. Г. Магакьяном (1949) были выделены группы месторождений различных глубин. За последние годы вопросам глубинности формирования месторождения был посвящен ряд исследований А. Г. Бетехтина (1953), В. М. Крейтера (1956), Д. С. Коржинского (1961), А. И. Гинзбурга (1960), В. Н. Котляра (1961), Ф. И. Вольфсон (1962), И. П. Кушнарева (1961), В. И. Смирнова (1965).

Вопросам связи различных типов месторождений с интрузивными массивами различных глубин посвящена статья Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1963).

Однако необходимо отметить, что увязывание определенных типов гидротермальной минерализации с соответствующими фациями интрузивных пород возможно лишь при условии прямой генетической связи оруденения с интрузиями. В случае парагенетической связи оруденения с глубинным магматическим очагом, естественно, такой связи установить невозможно, поскольку оруденение связывается не с конкретной интрузией, а в целом с комплексом, внутри которого отмечаются интрузии как средних глубин, так и более поверхностных гипабиссальных, в то время как оруденение имеет черты глубинного формирования.

Прекрасным примером сказанного является связь медно-молибденового оруденения с третичным интрузивным комплексом.

Нами сделана попытка расчленения интрузивных образований Мегри-Сисианского рудного района по глубине становления, характеризующихся по сумме особенностей соответствующим из выделенных глубинных фаций. Выделены также постмагматические образования, связанные с интрузивными образованиями каждой выделенной фации (см. схему 11).

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Гидротермальная деятельность, с которой связано образование Каджаранского месторождения, характеризуется некоторыми специфическими особенностями, являющимися общими для всех аналогичных ме-

Характерные особенности фации глубинности магматических комплексов медно-молибденового пояса Южной Армении

Фации глубинности	Интрузивы	Форма залегания	Характер структур	Особенности контактового метаморфизма	Эндоконтактовое изменение структур	Метасоматические процессы	Характерные черты пегматитов	Генетически связанные гидротермальные оруденения	Характер локализации магматических тел	Примерная глубина залегания
Эффузивная	Андезитовые, базальтовые, диабазовые порфириды	Потоки, покровы	Порфировая, фельзитовая, витрофировая	Не проявляются	Не характерно	Хлоритизация, эпидотизация	Не проявляются	Не проявляются	Трещинные излияния	До 50 м
Субвулканическая	Андезиты, андезито-дациты, дациты. Софулу, Мурхуз-Сисианский р-н; Джибанд-Мегринский р-н	Некки, штоки, дайки, потоки	Порфировая, микролитовая, витрофировая	Не проявляются	Проявляется в виде небольших каем стекловатых структур	Не проявляются	Не проявляются	Не проявляются	Трещинные магматические тела	До 50 м
Гипабиссальная	Габбро-порфириды, диорит-порфириды. Кяфрю-сар, р-н Дастакерта	Штоки	Порфиroidная	Не проявляются	Не проявляются	Амфиболитизация	Не проявляются	Не проявляются	Трещинные магматические тела	0,5 км
	Порфиroidные граниты, гранодиориты. Каджаран, Мегринский интрузив, Казангёл, Баргушатский хребет	Штоки, дайки	Гранит-порфировая, порфиroidная	Маломощная полоса — 100 м контактового воздействия	Широко развита полоса порфиroidов	Альбитизация	Недифференцированные пегматиты, аплиты, миародовые пегматиты	Вторичные кварциты, кварц-гематитовые прожилки	Трещинные интрузии	1,0 км
	Кварцевые порфиры. Сев. скл. Баргушатского хребта	Малые интрузии, пояса даек	Порфировая	Не проявляются		Серицитизация	Не проявляются	Серицитизация. Вторичные кварциты	Трещинные интрузии	1,0 км
Мезоабиссальная	Габбро, габбро-диориты, монзониты, биотиты, гранодиориты. Мегринский интрузив, интрузивы Баргушатского хребта	Батолиты, крупные секущие интрузивные тела	Полнокристаллическая, часто переходящая в пегматоидные	Мощная полоса — 400 м контактовых роговиков с хорошо выраженными температурными фациями. Отмечается полоса мигматитов	Слабо выраженная полоса — 50 м мелкозернистых пород	Биотитизация, амфиболитизация. Ранняя высокотемпературная щелочная стадия, грейзенизация слабая	Дифференцированные многостадийные пегматиты	Высокотемпературные магнетит-апатитовые образования. Кварц-турмалиновые жилы	Камерные интрузии	3,0 км

«сторождений медно-молибденовой провинции юга Армянской ССР (К. А. Карамян).

Наиболее характерной особенностью является многостадийность ее проявления, установленная на основе многочисленных фактов пересечения прожилков различного состава.

На месторождении выделено 10 стадий минерализации, между которыми устанавливается постепенное изменение температуры образования, а также и парагенетических минеральных ассоциаций.

Наиболее ранними образованиями гидротермального процесса являются кварц-магнетитовые жилы и крупные линзовидные тела, где характерным рудным минералом является магнетит. Другие рудные минералы присутствуют в весьма ограниченном количестве. Характерна также структура распада борнит-халькопирита, свидетельствующая о сравнительно высокотемпературных условиях формирования этой стадии.

После магнетитовых образований на смену приходит кварц-полевошпатовая стадия, которая характеризуется обилием калиевого полевого шпата; из рудных минералов—магнетит, молибденит и халькопирит присутствуют в ограниченном количестве. Здесь уже наблюдается преобладание молибдена над медью. По ассоциации минералов эта стадия также относится к высокотемпературной.

Затем следуют среднетемпературные стадии, во время которых происходит формирование всего промышленного медно-молибденового оруденения.

Привнос основной массы молибдена происходит в кварц-молибденитовую стадию. За кварц-молибденитовой стадией следует кварц-молибденит-халькопиритовая, где отмечается примерно равное количественное соотношение минералов (халькопирита и молибденита). В последующую стадию следует существенно медная минерализация.

К числу переходных от среднетемпературной к низкотемпературной следует отнести кварц-сфалерит-галенитовую стадию.

К низкотемпературным стадиям следует отнести: карбонатную, халцедоновую и ангидрит-гипсовую, завершающие процесс гидротермальной деятельности.

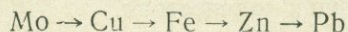
Такая многостадийность процесса минерализации часто затрудняет установление границы между температурными интервалами в гидротермальном процессе.

Другой характерной особенностью оруденения Каджаранского месторождения является растянутость процесса минерализации.

Как видно из таблицы (фиг. 235) количественного соотношения минералов по стадиям минерализации, главные рудные минералы (молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, медно-висмутовые минералы, энаргит, блеклая руда) присутствуют во многих стадиях минерализации. В качественном отношении в каждой последующей стадии намечается преемственность минерального состава. Местами различие между стадиями минерализации заключается лишь в различных количественных соотношениях между главными рудными минералами.

Такая растянутость процесса минерализации обусловлена, по-видимому, глубоко протекавшей дифференциацией источника оруденения.

На Каджаранском месторождении в процессе образования сульфидов намечается следующая последовательность выноса металлов:



Как видно из вышеприведенной схемы, максимальный вынос главного металла молибдена падает на кварц-молибденитовую стадию, хотя в предыдущую стадию также отмечается его присутствие. В последующие кварц-молибденит-халькопиритовую, кварц-халькопиритовую и

Стадии минерализации \ Минералы	Магнетит-гематит	Молибденит	Халькопирит	Пирит	Барнит	Висмутин и м. висмутит	Энергит и люционит	Теннантит и тетраэдр	Сфалерит	Галенит
Кварц-магнетитовая	—	-	-	-	—					
Полвошпатовая		—	-	-						
Кварц-молибденитовая		—	-	-						
Халькопирит-молибденитов.		—	—	-	-	-	-	-	-	-
Кварц-халькопиритовая	-	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц-пиритовая	-	-	-	—	-		—	-	—	-
Полиметаллическая		-	-	—	-	-	-	—	—	—
Карбонатная				-						
Халцедоновая										
Гипс-ангидритовая										

— Длина линий показывает сравнительное распространение указанного минерала в процессе минерализации

Фиг. 235. Схема количественного соотношения основных рудных минералов по стадиям минерализации.

кварц-пиритовую стадии содержание молибденита последовательно падает.

Время выноса основной массы меди значительно отстает от молибдена и приурочено к кварц-халькопиритовой стадии.

Далее следует стадия существенно пиритовой минерализации, в связи с которой происходит образование главной массы пирита.

Как правило, наиболее ранние стадии минерализации бедны пиритом, но постепенно с развитием гидротермального процесса роль пирита повышается вплоть до существенно пиритовой стадии, после которой значение пирита резко падает.

Позднее проявление пиритовой стадии по сравнению с основными промышленными стадиями минерализации, по-видимому, обусловлено значительным обеднением поздних порций гидротермальных растворов молибденитом и медью и значительным обогащением железом при общем повышении порционного давления серы в конечных стадиях гидротермальной деятельности.

Сфалерит и галенит наибольшее развитие имеют в кварцит-сфалерит-галенитовую стадию, хотя их присутствие отмечается и в предыдущих стадиях.

Максимум развития висмутин и медно-висмутовых минералов приходится на кварц-халькопиритовую стадию, хотя указанные минералы отмечаются и в предыдущих стадиях.

Мышьяковые минералы (энергит, люционит, блеклая руда) также присутствуют во многих стадиях минерализации, однако максимального развития достигают в кварц-халькопиритовой стадии, где они присутствуют в довольно больших количествах.

Несмотря на то, что минерализация в пределах Каджаранского рудного поля проявилась в течение 10 стадий, основными продуктивными промышленными стадиями минерализации являются три: кварц-молибденитовая, кварц-молибденит-халькопиритовая и кварц-халькопиритовая.

Баланс привноса молибденита и меди по стадиям минерализации представлен в табл. 70, 71.

Таблица 70

Баланс распределения молибдена по основным стадиям минерализации Каджаранского месторождения

Стадии минерализации	Роль отдельной стадии минерал. в балансе в %	Форма проявления в %		
		Прожилки	Жилы	Вкрапленники
Кварц-молибденитовая	85	80	20	—
Кварц-молибденит-халькопиритовая	10	90	10	—
Кварц-халькопиритовая	до 5	70	5	25
Все прочие стадии	до 1			
Всего	100			

Таблица 71

Баланс распределения меди по основным стадиям минерализации Каджаранского месторождения

Стадии минерализации	Роль отдельной стадии в балансе в %	Форма проявления в %		
		Прожилки	Жилы	Вкрапленники
Кварц-молибденитовая	до 1	80	20	—
Кварц-молибденит-халькопиритовая	15	90	10	—
Кварц-халькопиритовая	80	70	5	25
Прочие стадии	до 4			
Всего	100			

Как видно из вышеприведенных таблиц, в процессе минерализации происходит разделение привноса металлов. Первоначально привносится основная масса молибдена, а затем и основная масса меди.

Роль промежуточной стадии, в период которой содержания меди и молибденита примерно равны, незначительна. Указанные таблицы дают наглядное представление о роли той или иной стадии в формировании промышленного оруденения.

Весьма интересным представляется выяснение вопроса о способе отложения рудного вещества, о механизме осаждения рудного вещества в процессе движения растворов по трещинкам. Нами были приведены зарисовки, показывающие, что различные текстурные особенности рудных тел находятся в зависимости от мощности рудных тел. Так, в кварц-молибденовых жилах руда с пятнисто-гнездовой текстурой распространена по всей массе жилы, а это говорит о том, что в крупных жилах рудоотложение происходит в объеме всей массы рудоносных растворов. В прожилках молибденит исключительно приурочен к зальбандам в виде оторочек. Это обусловлено тем, что рудоотложение происходит на

контакте раствора с вмещающей породой вследствие, очевидно, реакции между растворами и вмещающей породой.

Далее нами было показано, что в прожилковых структурах при постепенном уменьшении мощности прожилка отмечается увеличение содержания молибдена вплоть до исключительно полного заполнения прожилка молибденитом.

Указанное явление, очевидно, связано с явлением фильтрационного эффекта, когда рудное вещество в маломощных структурах переносится гораздо медленнее, нежели в крупных, и под конец задерживается и выпадает в виде труднорастворимого осадка.

Нами было также показано, что рудоносные структуры—прожилки с глубиной увеличиваются по мощности и интенсивность оруденения в крупных жилах несравненно меньше, чем в маломощных прожилках, и естественно, что с глубиной интенсивность оруденения в определенной мере падает.

Таким образом, процесс рудоотложения в трещинах связан с фильтрацией растворов вдоль них. По мере продвижения растворов в более тонкие структуры затрудняется их просачивание, которое приводит к выпаданию рудного вещества.

О ХИМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Вопрос о химической природе рудообразующих растворов является одним из интересных и проблематических вопросов теории рудообразования.

Этот вопрос является спорным и долгое время был предметом дискуссии среди исследователей рудных месторождений.

Ряд исследователей (Фенер, Боуэн и др.) считает, что вынос рудных компонентов из магматического очага осуществляется при помощи кислых газов, которые позднее конденсируются в жидкость, первоначально жидкую, но впоследствии переходящую в щелочную. В качестве довода в пользу этой гипотезы они приводят факты обогащенности фумарол газообразными HF, HCl и другими газами и присутствие в них свободного H₂SO₄. Отмечается также интенсивное выщелачивание вмещающих пород в районах развития фумарол с образованием алунита, каолинита и других минералов, образующихся в кислой среде.

Другая группа исследователей, в частности Грейтон, Линдгрэн, Росс и Шеллор, считает преобладающим агентом переноса металлических элементов богатую щелочами жидкость позднемагматического происхождения.

Близко ко второй точке зрения стоит точка зрения А. Г. Бетехтина, который считает, что в глубинных условиях растворы не могут быть сильно кислыми или сильно щелочными. Они, по мнению А. Г. Бетехтина (1955), слабощелочные и в зависимости от химического состава пород и окислительно-восстановительного потенциала среды могут приобретать как кислую, так и щелочную реакцию.

Д. С. Коржинским (1961) была выдвинута гипотеза кислотно-щелочного взаимодействия растворов, которая обусловлена опережающей волной кислотных компонентов. В процессе продвижения растворов вследствие кислотно-фильтрационного эффекта в потоке гидротермальных растворов возникает волна кислотных компонентов. Первоначально, при прохождении волны кислотных компонентов, происходит интенсивное выщелачивание пород. Затем идет постепенное убывание кислотности растворов вследствие значительной пересыщенности растворов основаниями, что ведет к их отложению.

Наши представления о характере гидротермальных рудообразующих растворов, участвующих в формировании оруденения Каджаранского месторождения, построены целиком на изучении характера гидротермального околорудного изменения и возрастных взаимоотношений между околорудным изменением и оруденением.

Как было показано выше, процесс минерализации Каджаранского месторождения был многостадийным и характеризовался последовательной сменой во времени различных парагенетических ассоциаций. Каждая стадия минерализации характерна своим типом изменения. В ранние стадии минерализации в основном происходит калишпатизация (микроклин, ортоклаз), в средние промышленные стадии характерна серицитизация, в позднюю карбонатную—карбонатизация.

Необходимо отметить, что по мере развития процесса минерализации от стадии к стадии происходит возрастание интенсивности серицитизации и наибольший максимум этого изменения происходит в кварц-пиритовую стадию.

Как было показано выше, изменение пород выражается в образовании ореола околорудного изменения пород вокруг рудных тел той или иной стадии: жил, отдельных прожилков, прожилковых зон, зон вкрапленной минерализации. Такое строение рудных тел свидетельствует о некотором опережении во времени околорудного изменения по сравнению с рудоотложением в пределах одной стадии минерализации, одной порции растворов.

Химизм измененных пород показывает, что при серицитизации происходит интенсивный вынос таких компонентов, как Ca, Mg, Mn, Fe, Na. Такое интенсивное выщелачивание вмещающих пород было обусловлено взаимодействием их с кислыми растворами.

Таким образом, в пределах одной стадии минерализации намечается кислотно-щелочное взаимодействие растворов, которое приводит первоначально к интенсивному изменению вмещающих пород и уже затем к осаждению рудных компонентов, т. е. в начальные периоды циркуляции они имели кислую реакцию, растворы затем нейтрализовались и на фронте нейтрализации происходило концентрированное выпадение рудных компонентов. Здесь, таким образом, подтверждается точка зрения Д. С. Коржинского о кислотно-щелочном взаимодействии растворов и опережающей волне кислотных компонентов. Однако, в отличие от Д. С. Коржинского, мы не считаем источником металлов вмещающие породы, которые образовались выщелачиванием из них.

В дальнейшем в ходе гидротермальной деятельности после продуктивных стадий минерализации растворы становятся щелочными, обусловленными интенсивной карбонатной минерализацией.

Затем, после карбонатной стадии минерализации происходит новая смена кислотности растворов. Завершающая стадия минерализации—ангидрит-гипсовая, имеет явно кислую природу и характеризуется обилием сульфатного аниона.

Таким образом, в ходе развития гидротермальной деятельности происходит неоднократное изменение щелочности и кислотности растворов и это обусловлено составом той или иной порции растворов.

VIII. НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ И НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВО- РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Детальное изучение геологического строения структуры и закономерностей размещения оруденения в пределах Каджаранского рудного поля позволяет сделать ряд практических выводов, которые могут помочь ведению дальнейших поисково-разведочных работ.

Наиболее перспективным участком, требующим первостепенного исследования, является северо-западный участок, расположенный между Центральным участком и участком Давачи.

Геолого-структурная позиция этого участка диктует проведение здесь геолого-разведочных работ. Наиболее важным доводом является приуроченность данного участка непосредственно к зоне дробления Дебаклинского разлома, а с другой стороны, здесь из-под мощных наносных образований обнажаются окна, сложенные гидротермально измененными монцититами, секущимися дайками гранодиорит-порфиоров. В этих породах отмечаются также отдельные редкие прожилки со слабым оруденением.

Для оценки этого участка необходимо пробурить 10—12 скважин глубиной до 100—150 м.

Другим важным участком, требующим дальнейшего изучения, является Шлоркутский. Здесь с 1962 года проводились геолого-разведочные работы, которые выявили мощную рудную зону медной минерализации северо-восточного простирания с падением на северо-запад.

Одновременно необходимо произвести разведку между участком Шлоркут и Центральным. Необходимо также расширить площадь поисковых работ вдоль простирания Дебаклинского разлома шириной до 0,5 км.

Ввиду общего погружения «рудного тела штокверка» Центрального участка месторождения на восток возможно обнаружение новых рудных зон на более глубоких горизонтах. Очевидно, глубина скважин, заданных для оконтуривания восточной границы штокверка, должна быть более значительной. Отсутствие руды в неглубоких скважинах, заданных в восточном фланге рудного поля, не говорит об отсутствии оруденения на востоке.

Учитывая падение рудоносных структур Центрального участка на север и некоторое повышение содержания меди в восточных разрезах можно ожидать наличие зоны медного оруденения по разрезам на север.

Заслуживают изучения глубокие горизонты Кармиркарского участка, для чего в первую очередь следует задать одну или две скважины глубиной 250—300 м.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Адамян А. И.* Петрография щелочных пород Мегринского района АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1955.
- Азизбеков Ш. А.* Геология Нахичеванской АССР, 1961.
- Акопян Е. А.* Минералогия зоны окисления главнейших медно-молибденовых месторождений Армении. Изд. АН АрмССР, 1960.
- Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Изд. Айгирк, 1958.
- Баситова С. М.* Геохимия рения.—Диссертационная работа, представленная на соискание ученой степени кандидата хим. наук, 1950.
- Бетехтин А. Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Вольфсон Ф. Н.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., 1962.
- Габриелян А. А.* К истории тектонического развития Армении в третичное время. ДАН СССР, т. VIII, 1946, № 2.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов. Геология рудных месторождений, № 1, 1960.
- Горжевский Д. И.* Фации глубинности магматических пород и магматических месторождений полезных ископаемых. «Советская геология», 1963, № 8.
- Грушевой В. Г.* Медные месторождения в верховьях рр. Охчи-чай и Мегри-чай в Зангезуре (Армения). Вестник геол. ком., 1925, № 5.
- Грушевой В. Г., Соколов В. А., Кржечковский А. В.* Геолого-петрографический очерк южного Зангезура (Мегринский и часть Кафанского районов Армении). Труды главного геол. Управления, 1933.
- Гуюмджян О. П.* Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре (АрмССР). ДАН АрмССР, т. XXXVII, № 5, 1963.
- Додин А. А.* Интрузивные породы бассейна р. Киги-чай. Сб. «Интрузивы Закавказья». Тр. Груз. ГРУ, вып. II, 1941.
- Иванов Д.* Геологический очерк Карадага. Сб. «Карадагские рудные месторождения», 1902.
- Казарян А. Г.* О биотизации в дайках одинитов Каджаранского месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол.-геогр. наук, т. XI, 1958, № 3.
- Казарян А. Г.* Об околорудно-измененных породах Каджаранского месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XI, 1958, № 6.
- Карамян К. А., Фарамазян А. С.* К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений АрмССР. Изв. АН АрмССР, т. XII, № 6, 1959, сер. геол.-геогр.
- Карамян К. А., Фарамазян А. С.* О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр., 1960.
- Карамян К. А.* О корреляции рения, селена, теллура в молибденитах Каджаранского медно-молибденового месторождения. «Геохимия», 1962, № 2.
- Карамян К. А., Аревшатян Т. А., Авакян А. М.* Пегматитовые образования Каджаранского рудного поля. Зап. Арм. отделен. ВМО, вып. II, 1962

- Коншин А. Отчет об исследованиях медных месторождений Зангезурского района. Материалы по геологии Кавказа, сер. 2, кн. 4, 1889.
- Конюшевский Л. К. Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветпольской губернии. Мат. по геологии Кавказа, сер. 3, кн. 10, 1911.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузий гранитоидов. (На примере Ц. Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 4.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. Тр. лабор. вулканологии, 1961.
- Котляр В. Н. Об особенностях образования некоторых близповерхностных послемагматических месторождений. Изв. высш. уч. заведений. «Геология и разведка», № 1, 1961.
- Кочарян В. Г., Таян Р. Н. К вопросу о направлении движения по зоне Дебаклинского разлома. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр., № 4—5, 1963.
- Крейтер В. М. Предварительная оценка Пирдоуданского медно-молибденового месторождения. Тр. МГРИ им. Орджоникидзе, т. XI, 1938.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолиздат, 1956.
- Кузнецов Ю. А., Круглов В. Г. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. Сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии», 1960.
- Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. Геология рудных месторождений, № 6, 1961.
- Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН АрмССР, т. XVIII, № 3—4—5, 1965.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудносная область Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
- Монич В. К. К вопросу о фациях кислых магматических пород Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 15, 1962.
- Ноддак И., Ноддак В. Геохимия рения. Сб. «Основные идеи геохимии», вып. II, 1935.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. «Недра», М., 1965.
- Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Изд. АН СССР, 1952.
- Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. Всесоюзного мин. общ., сер. 2, 1949, ч. 78, вып. 3.
- Фарамазян А. С. К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр., 1958, № 6.
- Хрущев Н. А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. ЗВМО. 1953, № 1.
- Хрущев Н. А., Круглова В. Г., Пенсионерова О. М., Панкова В. Е., Розовская Е. В. Распределение рения, селена и теллура в молибденовых месторождениях Советского Союза. Сб. «Минеральное сырье», 1960, вып. 1.
- Цулукидзе Г. Д., Халатов, Архипов. Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губернии и части Зангезурского уезда Елизаветпольской губ. Мат. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 2, 1869.
- Усов М. А. Фации и формации горных пород. Тр. Томского политех. института, 1926.
- Rankama K., Sahama Th. G. Geochemistry. Chicago, 1950.
- Rieben H. Notes sur la géologie du Nord de l'Iran. Sangbe lima. Cameroun, 1942.

V. История тектонического развития рудного поля	304
VI. Закономерности распределения молибдена и меди в рудном поле Каджаранского месторождения и вопросы зональности оруденения	310
VII. Основные генетические черты месторождения	315
Связь оруденения и продуктов постмагматической деятельности с интрузивными породами	315
Вопросы глубины формирования интрузивных массивов и рудных месторождений	319
О химической природе гидротермальных растворов	324
VIII. Некоторые практические выводы и направления дальнейших поисково-разведочных работ	326
Литература	327

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР*

Отв. редактор К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ
Редактор издательства В. Б. АНДРЕАСЯН
Худож. оформление Ю. А. АРАКЕЛЯНА
Технич. редактор М. А. КАПЛАНЯН
Корректор В. Т. СИМОНЯН

ВФ 03627. Изд. № 3097. РИСО 1158. Заказ 297. Тираж 1000.

Сдано в производство 24/II 1969 г. Подписано к печати 9/XII 1969 г.

Печ. л. 20,75+7 вкл., усл.-печ. л. 28,42, изд. 25,72 л.

Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Цена 2 р.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР,
Ереван, Барекамутян, 24.

