

146/6

АКАДЕМИЕ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК



С. А. МОВСЕСЯН

ИНТРУЗИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
ЗАНГЕЗУРСКОГО  
(НОНГУРО-АЛАНГЕЗСКОГО) ХРЕБТА  
И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ  
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ЕРЕВАН 1963

5319

Мовсисян С.А.

Интрузии центр. ч.

Зангезурского...

Е., 1953. (I карта).

10-У/х-2001

146

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

551.22

Экз. № ~~59~~

С. А. МОВСЕЯН

ИНТРУЗИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
ЗАНГЕЗУРСКОГО  
(КОНГУРО-АЛАНГЕЗСКОГО) ХРЕБТА  
И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ  
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

5319

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ЕРЕВАН



1953

Печатается по распоряжению  
Президиума Академии наук Армянской ССР.  
Президент В. А. АМБАРЦУМЯН

## О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение . . . . .	5
I. Географо-геоморфологический очерк . . . . .	7
II. Краткая геологическая характеристика южной части Зангезурского хребта . . . . .	10
III. Геологическое строение исследованного района . . . . .	15
Вулканогенно-осадочная толща . . . . .	15
Песчано-глинистые отложения плиоцена . . . . .	16
Интрузии . . . . .	18
Жильные породы . . . . .	25
Дациты интрузивные . . . . .	29
Возрастные взаимоотношения интрузивных пород . . . . .	30
Контактово-измененные породы . . . . .	33
IV. Тектоника района . . . . .	38
V. Петрографический очерк . . . . .	41
Породы вулканогенно-осадочной толщи . . . . .	41
Порфириты . . . . .	41
Туфы и туфобрекчии . . . . .	44
Туффиты . . . . .	44
Интрузивные породы . . . . .	45
Монциты . . . . .	45
Банатиты . . . . .	52
Диориты, габбро-диориты, габбро . . . . .	58
Порфиroidные граниты и гранодиориты . . . . .	61
Нораревикские гранитоиды . . . . .	69
Сравнение пород отдельных фаз интрузии . . . . .	71
Жильные породы . . . . .	75
Гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, альбитофиры и другие жильные порфиры . . . . .	75
Лампрофиры . . . . .	79
Аплиты и пегматиты . . . . .	80
Дациты интрузивные, липариты . . . . .	81
Дациты интрузивные . . . . .	81
Липариты . . . . .	82
Контактово измененные породы . . . . .	83
Эпидото-полевошпато-рогообманковые, кварц-рогообманково-биотитовые, серицито-полевошпато-эпидотовые, карбонато-серицитовые, эпидотовые и др. роговики . . . . .	83
Сланцевидные рогообманковые биотитовые роговики . . . . .	84
Скарны . . . . .	84

	Стр.
Серицито-кварцевые и кварц-серицито-андалузитовые роговики (вторичные кварциты) . . . . .	85
Существенно андалузитовые породы . . . . .	87
<i>VI. Полезные ископаемые</i> . . . . .	100
Контактово-метасоматические месторождения . . . . .	100
Парагачайское месторождение андалузита . . . . .	100
Урумьское месторождение андалузита . . . . .	104
Гярданинское железорудное месторождение . . . . .	105
Бугаджикские мраморизованные известняки . . . . .	105
Гидротермальные месторождения . . . . .	106
Гидротермальные месторождения восточного склона Зангезур- ского хребта . . . . .	106
Каджаранское медно-молибденовое месторождение . . . . .	106
Джиндаринское медно-молибденовое месторождение . . . . .	121
Личское медно-молибденовое месторождение . . . . .	123
Месторождение Ала-Гюней . . . . .	123
Месторождение у с. Мюльк . . . . .	123
Месторождение Пирзями . . . . .	124
Калерское медно-молибденовое месторождение . . . . .	124
Аткызское полиметаллическое месторождение . . . . .	124
Проявления медно-молибденовых руд в верховьях р. Вохчи . . . . .	125
Гидротермальные месторождения западного склона Зангезур- ского хребта . . . . .	126
Парагачайское медно-молибденовое месторождение . . . . .	127
Мадавндзорское медно-молибденовое месторождение . . . . .	130
Урумьское молибденовое месторождение . . . . .	132
Капланчайское медно-молибденовое месторождение . . . . .	132
Шакардаринское медное месторождение . . . . .	133
Месторождения осадочного происхождения . . . . .	134
Нораревикское месторождение углистых сланцев и бурого угля . . . . .	134
<i>VII. Главнейшие выводы и практические предложения</i> . . . . .	136
Главнейшие научные выводы . . . . .	136
Главнейшие практические выводы . . . . .	142
Литература . . . . .	145
Резюме на армянском языке . . . . .	146

## ВВЕДЕНИЕ

Центральная часть Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта, охватывающая западную часть Кафанского и северную Мегринского районов Армянской ССР, а также восточную часть Ордубадского района Нахичеванской АССР, отличается не только своим геологическим строением, вызывающим большой интерес, и многообразием интрузивных пород, но и многочисленными месторождениями полезных ископаемых— молибдена, меди, свинца и цинка, а также андалузита, мрамора и др.

В районе исследований, на восточном склоне Зангезурского хребта, расположено одно из крупнейших в СССР—Каджаранское медно-молибденовое месторождение, занимающее первое место по запасам молибдена в Союзе ССР и по меди—в Армянской ССР. Месторождение это детально разведано, на базе его запасов построен и введен в эксплуатацию в 1952 году крупный медно-молибденовый комбинат.

На западном склоне Зангезурского хребта разрабатывается небольшое по запасам, но богатое по содержанию металла в руде, Парагачайское молибденовое месторождение, открытое автором в 1936 году.

Продолжаются разведочные и поисковые работы по выяснению промышленного значения и выявлению новых месторождений полезных ископаемых района.

Огромные минеральные богатства, выявленные в разведанных месторождениях, а также большие перспективы в этой области, делают актуальным и необходимым правильное понимание геологического строения района.

Настоящая работа представляет собою обобщение результатов полевых геологических работ, произведенных автором в центральной части Зангезурского хребта.

Исследования, охватившие площадь в 650 кв. км, имели своей целью изучить геологию района, сложенного, главным образом, разнообразными интрузивными породами, входящими в состав сложного Конгуро-Алангезского плутона. Основное внимание уделялось возрастному расчленению различных интрузивных комплексов и петрографическому изучению каждого из типов интрузивных пород, выявлению генезиса и закономерностей распределения рудопроявлений и других полезных ископаемых района, а также научному обоснованию направления дальнейших геолого-поисковых и разведочных работ.


Для достижения намеченной цели автором была проведена геологическая съемка района в масштабе 1 : 50 000, с попутными поисковыми работами, выявившими ряд ценных месторождений, а также детальное изучение отдельных участков района, наиболее интересных по своей рудоносности и геологическому строению, с составлением геологических карт в масштабе 1 : 10 000. Особое внимание было уделено изучению Каджаранского медно-молибденового месторождения, по которому была составлена структурно-геологическая карта в масштабе 1 : 1000.

Детальному описанию Каджаранского медно-молибденового месторождения посвящен специальный труд\*. В настоящей работе приводится лишь краткое изложение основных черт геологии, структуры и минералогии этого крупного и других месторождений района в объеме, необходимом для освещения общих закономерностей рудообразования.

Автор надеется, что настоящий труд поможет правильному пониманию геологического строения и закономерностей рудообразования описываемого района, облегчит и правильно направит работу геологов, ведущих разведку месторождений полезных ископаемых и геолого-поисковые исследования в центральной части Зангезурского хребта и в прилегающих районах.

---

\* С. А. Мовсисян, Пирдоуданское (Каджаранское) медно-молибденовое месторождение, Издательство Арм. ФАН-а, 1941.



## 1. ГЕОГРАФО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Описываемый район представляет собой центральную, самую высокогорную часть Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта, одновременно являющегося административной границей между Нахичеванской АССР и Армянской ССР. Район исследований ограничивается с севера параллелью, проходящей через вершину г. Казан, с юга—линией, проходящей от с. Унус, Ордубадского района, на восток, до с. Нор Аревик, Мегринского района, с востока—направлением от с. Ванк, Мегринского района, к с. Гярд, Кафанского района, и с запада—меридианом, проходящим через с. Насерваз, Ордубадского района (см. рис. 1).

Географическое положение района определяется координатами  $39^{\circ} 01' 30''$  и  $39^{\circ} 13' 30''$  северной широты и  $45^{\circ} 57'$  и  $46^{\circ} 18' 30''$ , восточной долготы от Гринвича.

Исследованная площадь характеризуется рельефом, глубоко расчлененным эрозией. Самой крупной и определяющей всю ситуацию района орографической единицей является Зангезурский хребет, который расположен, примерно, в середине описываемого района и простирается с юго-востока на северо-запад.

Средняя абсолютная высота хребта в центральной части достигает 3200—3500 м над уровнем моря. На нем выделяется ряд горных вершин, как, например, г. Капутджух (3906 м), Шек (3575 м), Казангел-даг (3313 м), Егасар (3827 м) и др.

От главного водораздела в обе стороны, примерно в широтном направлении, отходят боковые хребты-отроги: на восточном склоне Зангезурского хребта выделяются Пирамсарский и Мегринский отроги, с вершинами до 3500 м абсолютной высоты, а на западном склоне—хребты Похлигядигский, Хазар-юрт и Капланчайский.

Во всем районе склоны гор круты и скалисты. Однако, в отличие от резко обнаженного западного склона, восточный склон Зангезурского хребта частично покрыт дубовым лесом, распространяющимся до абсолютной высоты 2600—2800 м. Большая же часть склонов гор либо покрыта альпийскими лугами, либо представляет собой скалистые обнажения, лишенные растительности. Узкие каньоны речек делают местность труднопроходимой.

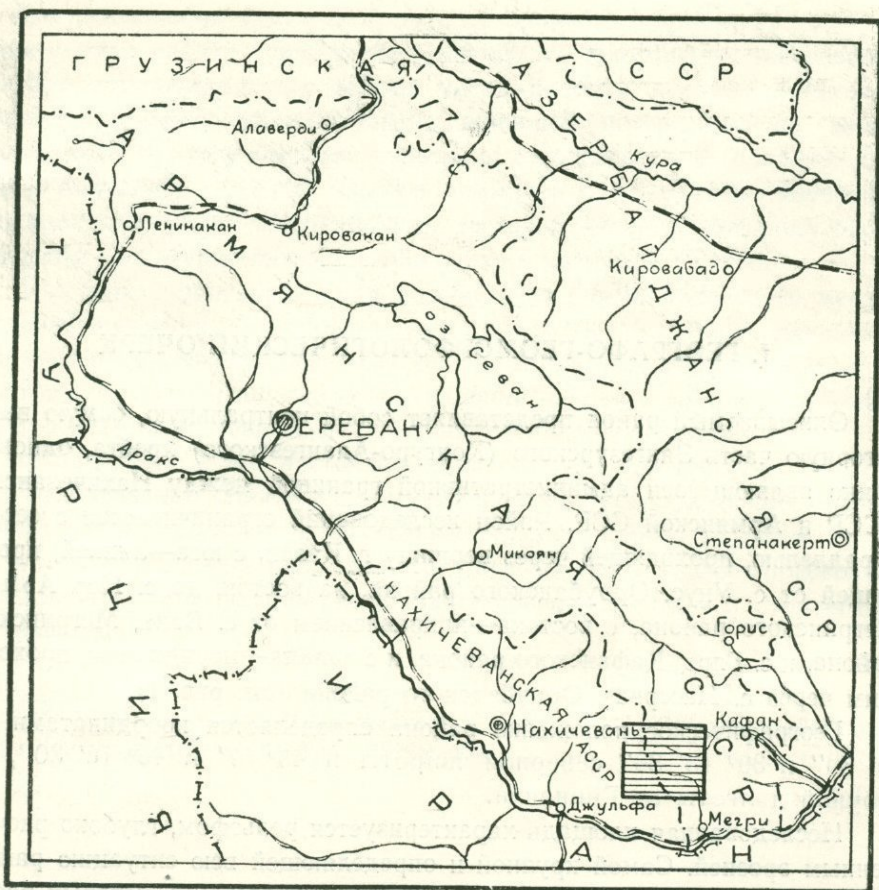


Рис. 1. Обзорная карта Армянской ССР (заштрихована исследованная площадь).

Гидрографическая сеть района довольно густа и представлена мелкими притоками двух наиболее многоводных рек—Вохчи на восточном и Гиянчай на западном склонах Зангезурского хребта. Все мелкие и крупные реки берут начало от главной водораздельной линии главного хребта и текут с востока на запад на западном его склоне и с запада на восток—на восточном. Как р. Гиянчай, так и р. Вохчи впадают в р. Аракс. Из притоков первой реки следует отметить рр. Пазмарачай, Ванадчай и Парагачай, а второй—Цаккар, Егадзор и Гехи. Юго-восточная часть описываемого района охватывает верховья р. Мегри, также впадающей в Аракс.

Реки описываемого района, как типично горные, отличаются большим падением и быстрым течением. Характерно, что там, где местность сложена интрузивными породами, водопады почти отсутствуют, но они часты в районах распространения пород туфопорфиритовой толщи, что объясняется различной стойкостью слагающих толщу пород. Почти все долины в верхних своих частях обладают меньшей крутизной и значительно шире, чем в среднем течении рек. Это объясняется тем, что высокогорная

часть района была некогда занята ледниками, долины которых характеризуются корытообразной (тропообразной) формой и пологим продольным падением. Дополнительным фактом для такого заключения служат морены, встречающиеся в районе Каджаранского месторождения, у оз. Газаналич, в верховьях р. Парагачай и в других местах. К таким ледниковым долинам нужно отнести долины р. Цаккар, выше Каджарана, р. Парагачай в ее самой верхней части и район озера Газаналич.

Другой особенностью морфологии района является наличие многочисленных цирков—нишеобразных углублений, или каров, наблюдаемых в верхних частях склонов Зангезурского хребта, под самым его гребнем.

Исходя из морфологии, происхождение этих цирков можно объяснить действием фирна, льда и морозного выветривания. Они встречаются разобщенно, но нередко расположены вплотную один возле другого и отделяются лишь острыми скалистыми гребнями (район оз. Капуйтлич и г. Капутджух). Главная их масса приурочена к теневым сторонам гор и обращена на север и северо-восток.

Большинство каров заключает в себе фирн, образующий вдоль хребта цепь небольших фирновых пятен, сохраняющихся в орографически благоприятных местах круглый год. Снеговая граница проходит на высоте 3000—3200 м.

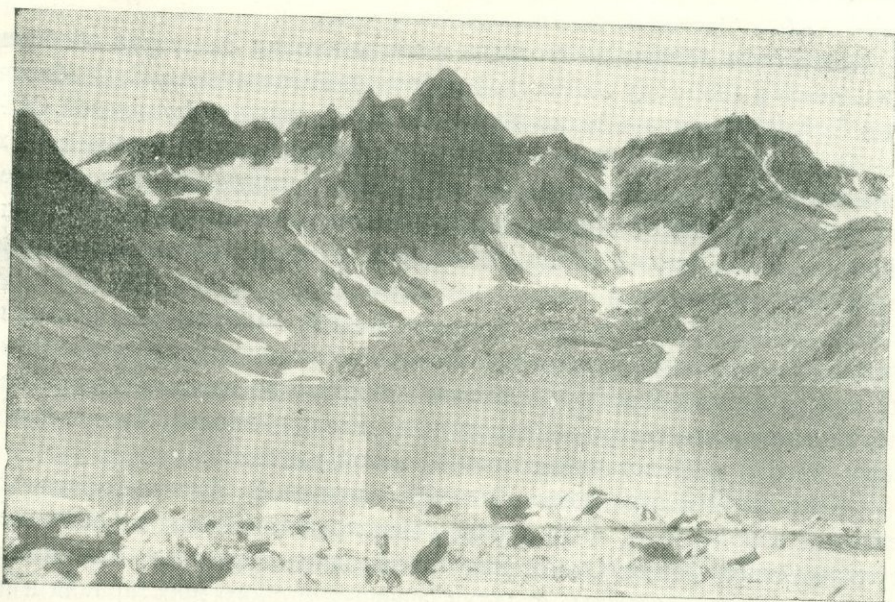


Рис. 2 Озеро Капуйтлич у истоков реки Вохчи.

Многие из каров заняты в настоящее время высокогорными, живописными каровыми озерами. Таких озер на протяжении 20 км насчитывается 7. Среди них наиболее известны озера Саккарлич, Капуйтлич I, Капуйтлич II и Газаналич. Озера расположены, примерно, на уровне снеговой границы (см. рис. 2). Владины озер с наружной стороны подпружены обычно ледниковой мореной. Обладая прозрачными голубыми

всдами, эти озера придают местности живописный вид. Реже, на более низких уровнях, встречаются пустые кары (юго-западный склон г. Капутджух), подвергающиеся в настоящее время разрушению.

Приведенные данные говорят о том, что снеговая линия на Зангезурском хребте раньше была расположена ниже, чем теперь.

## II. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАНГЕЗУРСКОГО ХРЕБТА

Для лучшего представления геологического строения исследованного района мы приводим ниже схематическое описание геологии южной части Зангезурского хребта, охватывающей Ордубадский, Кафанский и Мергинский районы.

Указанная территория изучалась одновременно с различной степенью детальности, в зависимости от целей исследования. Описание геологического строения этой территории мы находим в работах Г. Аби́ха, Цулукидзе, Архипова, Халатова, А. Коншина, Эрна, Л. К. Конюшевского, В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, А. Л. Додина, С. Г. Саркисяна, А. К. Шилленко, С. А. Мовсисяна, И. Н. Чиркова, С. С. Мкртчяна, К. Н. Паффенгольца, Ю. А. Арапса, А. Б. Каждана, А. И. Адамяна, Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдуллаева, Д. А. Твалчрелидзе и др.

Последние данные по геологии и металлогении Зангезура обобщены в изданной в 1950 году совместной работе И. Г. Магакьяна, С. С. Мкртчяна и С. А. Мовсисяна «Медно-молибденовая провинция Армянской ССР».

В геологическом строении Зангезура и прилегающих частей Нахичеванской АССР принимают участие разнообразные вулканогенные и осадочные породы от кембрия-докембрия до четвертичных образований включительно. Отложения эти дислоцированы и прорываются гранитоидными интрузиями.

С. С. Мкртчян разделяет Зангезур на две области, резко отличные друг от друга по своему геологическому строению и металлогении. Граница между этими областями проходит примерно посередине Зангезура, в меридиональном—северо-западном направлении, вдоль Хуступ-Чимянского хребта и представлена мощной зоной разломов.

К востоку от этой зоны разломов, названной Хуступ-Гиратахской, развиты породы юры, мела и палеогена, представленные в основном в вулканогенной фации. Отложения здесь дислоцированы относительно слабо, сложены в крупные складки северо-западного простирания и прорываются небольшими массивами интрузий гранитов. Возможно последние представляют собой апикальные части крупного интрузивного тела. Оруденение представлено в этой области, главным образом, медью и полиметаллами.

К западу от Хуступ-Гиратахского разлома развиты интенсивно дислоцированные породы палеозоя, трансгрессивно и несогласно перекрытые отложениями палеогена. Отложения эти прорываются крупнейшим на Малом Кавказе Конгуро-Алангезским сложным плутоном гранитоид-

дов, с которым генетически связано оруденение области, представленное преимущественно медно-молибденовыми месторождениями.

Небольшое развитие имеют отложения плиоцена, залегающие на размытой поверхности Конгуро-Алангезского плутона.

Исследованный нами район располагается в пределах указанной западной области Зангезура и прилегающих частей Нахичеванской АССР. Стратиграфический разрез всей этой территории представляется в следующем виде (снизу вверх):

**Кембрий-докембрий.** Метаморфические сланцы, представленные слюдисто-кварцитовыми разностями с редкими линзами и пачками мрамора. Обнажаются они в юго-восточной части Мегринского района, на правом берегу р. Аракс, в районе сс. Алидара и Ньюады, за пределами исследованной нами территории.

**Силур (?)**. К указанному возрасту условно, на основе региональных данных, отнесена свита метаморфизованных известняков, слагающих западный склон Хуступского отрога.

**Нижний девон (?)**. Выше указанных известняков располагается мощная (свыше 600 м) вулканогенная толща, представленная в основном разнообразными порфиритами, обычно сильно измененными.

**Верхний девон.** Толща известняков, сланцев (*Spirifer ex. gr. Verneuilii* Murch, *Rhynchonella* gr. и др.) мощностью до 700 м, залегающая резко трансгрессивно, с мощным базальным конгломератом в основании, на вышеуказанную вулканогенную толщу.

**Верхний палеозой (карбон?).** Над верхним девонem налегает, по С. С. Мкртчяну, верхнепалеозойская (карбон?) вулканогенно-осадочная толща, представленная порфиритами с прослоями туфов и туфобрекчий.

**Эоцен.** Непосредственно на отложения палеозоя трансгрессивно и с угловым несогласием налегает мощная вулканогенно-осадочная толща, отнесенная по региональным данным, а также по фауне, к эоцену. Отложения эоцена развиты, в основном, на западном склоне Зангезурского хребта, где падают моноκлиально на юго-запад, слагая юго-западное крыло крупной антиκлиальной складки северо-западного простирания.

**Олигоцен.** Представлен также породами вулканогенной фации. Обнажается на западном склоне Зангезурского хребта и в ряде других мест Нахичеванской АССР (Дары-даг и др.), где они трансгрессивно перекрывают верхний эоцен и более древние породы.

**Плиоцен.** Отложения плиоцена имеют весьма незначительное распространение. Они констатированы лишь в верховьях р. Мегригет—между сс. Мюльк, Тей, Нор Аревик и Личк, в виде небольшого островка, среди интрузивных пород. Представлены песчано-глинистыми образованиями с прослоями углистых сланцев и бурого угля. В свое время отложения эти геологами Цулукидзе, Архиповым и Халатовым были ошибочно отнесены к миоцену. Отложения плиоцена залегают трансгрессивно на размытой поверхности интрузивных пород, определяя тем самым верхний предел возраста Конгуро-Алангезского плутона.

**Четвертичные отложения.** Самыми молодыми образованиями являются брекчии и конгломераты, развитые в небольших масштабах в ряде мест района (с. Агарак, г. Капутджух и др.), возраст которых точно не определен; они относятся к верхнетретичным или же четвертичным отложениям.

**Современные речные отложения** имеют ничтожное распространение.

**Интрузивные породы** слагают всю центральную и юго-восточную части описываемого района, охватывая юго-восточную часть Зангезурского хребта от г. Капутджух до р. Аракс. Они обнажаются и за пределами этого района, т. е. к северо-востоку и юго-востоку от него, и, кроме того, сплошной полосой переходят за р. Аракс—в Иран, где имеют также широкое развитие по Карадагскому хребту. Только на Советской территории эта интрузия занимает площадь в 1000 кв. км. В северной части района интрузия явно приурочена к своду широкой антиклинальной складки (район г. Капутджух). Возраст интрузии В. Г. Грушевым и К. Н. Паффенгольцем определяется следующим образом: к востоку от Ордубада, у сс. Килит и Кетам, интрузия прорывает туронские известняки и налегающий на них осадочный эоцен, а на севере—вулканогенный олигоцен. С другой стороны, налегающие на интрузию небольшими островками песчано-глинистые озерные отложения плиоценового возраста, встречающиеся в верховьях р. Мегригет, в своем основании содержат окатанную гальку подстилающих гранодиоритовых пород и следов контактового изменения не несут. Следовательно, интрузия внедрилась в промежутке от верхнего олигоцена до плиоцена, в одну из фаз альпийского орогенеза.

Конгуро-Алангезская интрузия имеет все характерные черты молодых интрузий Кавказа. По составу она неоднородна и представлена гранитами, сиенитами, монцонитами, диоритами, габбро-диоритами и еще более основными разновидностями. Среди них резко преобладают гранитоиды, и интрузия по среднему составу соответствует приблизительно гранодиоритам.

Переход между различными типами пород—постепенный, или же последние образуют друг с другом резкие контакты. Работами Цулукидзе, В. Г. Грушевого, Ю. А. Арапова и автора настоящего труда установлено до пяти-шести главных фаз образования этой сложной интрузии, в процессе которого новые порции дифференцированной магмы внедрялись в уже застывшие породы предыдущих фаз. Об этом более детально будет сказано несколько ниже.

Разные по составу и относительному возрасту тела этой интрузии, как правило, имеют резко вытянутую удлиненную в меридиональном северо-западном направлении форму, совпадающую с простираем всего интрузивного массива. Такое же направление имеют полосчатость пород и тектонические структуры.

Многофазность интрузивного массива и то обстоятельство, что туронские известняки и породы эоцена прорываются не наиболее древней, а относительно более молодой фазой плутона, ставят вопрос об уточнении нижней границы возраста Конгуро-Алангезского плутона.

Описанные выше вулканогенно-осадочные породы допалеозоя, палеозоя, мезозоя и палеогена интенсивно дислоцированы и, как указывалось, прорваны крупными массивами интрузии. Отмеченные в районе нарушения, как пликативного, так и дизъюнктивного характера имеют, как и во всей юго-восточной части Закавказья, в основном общекавказское простирание.

Приняв верхнедевонские известняки западной части Зангезура за меловые и параллелизуя их с верхнемеловыми отложениями бассейна реки Воротан, Абих (1) допускал в районе наличие одной крупной антиклинальной структуры, осложненной второстепенной складчатостью.

По тектонической схеме Освальда описываемый район относится к так называемому «Западно-Карабахскому обломку», ограниченному крупными сбросами северо-западного простирания. Объяснение этой структуры автор находит в действии широтных тектонических усилий (21).

Геологическое строение Зангезура и прилегающих частей Нахичеванской АССР стало выясняться лишь в последнее время, благодаря работам геологов В. Г. Грушевого, А. Л. Додина, К. Н. Паффенгольца, В. Н. Котляра, С. С. Мкртчяна, Ш. А. Азизбекова, Р. Н. Абдуллаева и автора настоящей работы.

По данным указанных исследователей, породы района сложены в две крупные брахиантиклинальные складки северо-западного простирания, разделенные узкой, сжатой синклиналью.

Восточная из них, так называемая Хуступ-Зейвинская, с простиранием на северо-запад  $310-340^{\circ}$ , проходит через хребет Арачадзор и г. Кячали, в районе Кафанского медного месторождения. Она резко асимметрична; северо-восточное ее крыло, на котором наблюдаются складки второго порядка, пологое ( $15-20^{\circ}$ ). Угол падения юго-западного крыла колеблется в пределах от  $25-30^{\circ}$  до  $60-70^{\circ}$ \*

Вторая брахиантиклинальная складка, так называемая Гехинская, расположена к западу от нее, почти параллельно первой,—в более высокогорной части района. Она менее размыта. Ось этой складки проходит примерно в направлении с. Гехи—г. Хамар. Эта складка А. Л. Додиным выделяется по следующим соображениям: известняки в районе с. Гехи падают на восток, северо-восток, под углом от  $20$  до  $50^{\circ}$ , в то время как туфобрекчии и сланцы г. Хамар и Армали имеют падение на запад, северо-запад под углом от  $30$  до  $40^{\circ}$ .

Юго-западное крыло этой складки автором не установлено. Вероятнее всего продолжение этой складки находится в Меграинском районе, где, по исследованиям В. Г. Грушевого, слои туфо-осадочных пород падают на юго-запад под углом в  $30-60^{\circ}$ . Здесь уместно отметить, что наши наблюдения в туфо-порфировой толще западного склона Зангезурского хребта в районе Парагачай-Насерваз показывают западное и в некото-

---

\* По новым данным, полученным С. С. Мкртчяном в 1939 г., наличие этой складки ставится под сомнение, так как породы обоих крыльев „складки“ относятся к различным возрастным комплексам (палеозой и мезозой).

рых случаях юго-западное падение прослоев туффитов, под углом от 10—15 до 70°. Сопоставляя эти наблюдения с данными А. Л. Додина по Гехинскому району, мы приходим к заключению, что юго-западное крыло Гехинской антиклинали в районе гг. Капутджух и Казангель-даг проходит на западном склоне Зангезурского хребта, чем и разрешается вопрос о положении юго-западного крыла второй антиклинали.

Описанная складчатость господствующего в южном Закавказье северо-западного простиранья, по общему признанию всех исследователей района, образовалась в результате преимущественно тангенциального давления, направленного с северо-востока на юго-запад. Основанием для такого предположения служат, с одной стороны, асимметричность складок (западные, юго-западные крылья круче, чем восточные-северо-восточные) и, с другой стороны—наличие крупных дизъюнктивных дислокаций типа надвигов и сбросов, хорошо выраженных в ряде мест Зангезура и Нахичеванской АССР.

Складкообразование в Зангезуре, по В. Г. Грушевому, началось еще до внедрения интрузии. Внедрение последней он приурочивает к крупной для южного Закавказья штирийской (предчокракской) орогенической фазе. Образование складок при этом продолжалось в течение всего интрузивного процесса и позднее. Упомянутые же выше крупные дизъюнктивные нарушения были образованы одновременно с формированием складчатости.

К. Н. Паффенгольц высказывает предположение, что большинство дизъюнктивных нарушений произошло в верхнеэоценовое время (пиринейская фаза орогенеза), так как они перекрываются весьма слабо дислоцированным олигоценом.

Тот же автор, исходя из фактов омоложения верховьев речных систем Зангезурского хребта и землетрясения, имевшего место в 1931 г., приходит к заключению, что этот район испытывает поднятие и в настоящее время.

В исследованном районе интенсивно проявлены трещинные тектонические нарушения, сыгравшие существенную роль в процессах рудоотложения.

Нарушения эти имели также большое значение в создании современного сложного геологического строения района. Одно из таких крупных нарушений прослеживается по западному склону Хуступского отрога. По нему были надвинуты в восточном направлении на вулканогенную толщу юры более древние отложения палеозоя, слагающие западную часть района.

В пределах исследованной автором части района констатирован крупный Дебаклинский (Таштунский) разлом, того же северо, северо-западного простиранья, прослеживающийся по восточному склону Зангезурского хребта, с небольшими перерывами, на десятки километров и контролирующий многочисленные медно-молибденовые месторождения района.

### III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРОЕНИЕ ИССЛЕДОВАННОГО РАЙОНА

На фоне общих представлений о геологии южной половины Зангезурского хребта и прилегающих частей Нахичеванской АССР исследованная нами центральная часть этого хребта представляет значительный интерес. Здесь отчетливо видна взаимосвязь отдельных фаз одной мощной интрузии, богато представлены контактово-метаморфические породы. Как показано на приведенной геологической карте, в строении района участвуют, главным образом, вулканогенно-осадочные интрузивные, жильные и контактово-метаморфические породы. В этой главе дается описание геологии района в следующей последовательности: вулканогенно-осадочная толща, песчано-глинистые отложения плиоцена, интрузивы и их возрастные взаимоотношения, включая сюда группу жильных пород и пегматитов, контактово-метаморфические породы.

#### ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА

Вулканогенно-осадочная толща района является вмещающей весь интрузивный массив толщей, по возрасту наиболее древней в описываемом районе. Она представлена преимущественно порфиритами, с прослоями туфобрекчий, туффитов и туфов, а также, в отдельных случаях, известняков.

Породы вулканогенно-осадочной толщи в пределах исследованного района имеют ограниченное распространение. Они слагают на западном склоне Зангезурского хребта западную часть района, узкой полосой широтного направления проходят через водораздел на восточный склон указанного хребта, слагая самую высокую вершину Зангезура—г. Капутджух и Пирамсарский боковой отрог—водораздел между р. Вохчи и ее левым притоком—р. Гехи. В самой восточной части описываемого района эта полоса заворачивает на юг, слагая восточную границу нашего планшета. За пределами исследованного района, как на западном, так и на восточном склонах Зангезурского хребта, породы вулканогенной толщи—крупли Конгуро-Алангезского плутона—имеют весьма широкое распространение.

Таким образом, слагающий Зангезурский хребет интрузивный массив на восточном и западном склонах контактирует с вулканогенно-осадочными толщами, соединяющимися друг с другом узкой полосой, проходящей в широтном направлении поперек главного хребта, в северной части района (см. рис. 3).

До последнего времени вулканогенно-осадочные породы на обоих склонах Зангезурского хребта относились к одному возрасту—среднему эоцену. Однако в 1951 году С. С. Мкртчян, проводивший специальное изучение по возрастному расчленению вулканогенно-осадочных образований Зангезура, отметил более древний—верхнепалеозойский возраст описываемой толщи на восточном склоне Зангезурского хребта.

По С. С. Мкртчяну, верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная толща восточного склона контактирует с такими же породами среднего эоцена западного склона по тектоническому разлому, проходящему примерно по оси Зангезурского хребта, у г. Капутджух.

Среднеэоценовый возраст вулканогенных пород западного склона Зангезурского хребта определяется фаунистически. Собранный геологами С. Г. Саркисяном, А. К. Шиленко и автором настоящего труда фауна в прослоях известняков туфо-порфиритовой толщи у сс. Тиви и Бист была определена проф. Богачевым как среднеэоценовая (*Numulites brogriarti* d'Aréh, *N. perforatus* ieff. и др.)

Севернее г. Капутджух туфо-порфириты среднего эоцена, по данным К. Н. Паффенгольца, перекрываются вулканогенными же образованиями олигоцена.

При всех случаях важно отметить, что вулканогенно-осадочные породы на обоих склонах Зангезурского хребта, какого бы они возраста ни были, являются вмещающими породами для интрузивного массива—главного объекта наших исследований.

В вулканогенно-осадочной толще преобладающими породами являются плагиоклазовые, авгитовые и рогеобманковые порфириты. Туфы, туфобрекчии и туффиты играют весьма подчиненную роль и лишь изредка отчетливо выделяются на более или менее значительных площадях. Туфы встречены к северо-западу от с. Унус, в местности Шакар-дара, по тропе Урумыс-Чананаб, у монастыря, где на значительной площади развиты и туфобрекчии, по Похлигидигскому отрогу и в ряде других мест. Туффиты имеют незначительное развитие на левом берегу ущелья р. Парагачай, ниже медно-молибденового месторождения. Они слагают значительные площади на боковом хребте Хазар-Юрд, между вершинами Капутджух и Хазар-Юрд и в верховьях небольшой речки Насерваз-чай.

Судя по элементам залегания немногочисленных прослоев туффитов, на западном склоне Зангезурского хребта туфопорфиритовая толща падает на запад и юго-запад, под различными углами, от пологих ( $10-15^{\circ}$ ) до крутых ( $70-75^{\circ}$ ). Как было указано выше, при сопоставлении с соответствующими данными А. Л. Додина, касающимися противоположного склона названного хребта, верховьев р. Гехи, легко прийти к выводу о том, что в данном месте туфопорфириты образуют антиклинальную складку крупных размеров, северо-западного простирания, западное крыло которой находится на западном, а восточное на восточном склонах Зангезурского хребта.

Вдоль всего контакта с интрузивным массивом породы вулканогенно-осадочной толщи сплошной полосой сильно метаморфизованы—окварцованы, ороговикованы, эпидотизированы. В обширном поле интрузивных пород довольно часто встречаются небольшими островками породы вулканогенной толщи, представляющие собой сохранившиеся от эрозии остатки кровли интрузии. Они, обычно, также сильно метаморфизованы.

### ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЛИОЦЕНА

Песчано-глинистые отложения плиоцена с прослоями углистых сланцев и бурого угля слагают относительно небольшой участок площадью около 6 кв. км, расположенный в верховьях р. Мегри, между сс. Личк и Нор Аревик. Они лежат островком на размытой поверхности интрузивного массива.

Максимальная мощность всей толщи, вскрытой по ущелью р. Мюльк, достигает до 400 м. Геологический разрез осадочных образований представляется, по С. А. Тараяну, в следующем виде (снизу вверх):

1. Интрузия монцонитов.

2. Глинисто-известкисто-песчанистые тонкослоистые породы с прослоями углистых сланцев и бурого угля, в нижней своей части грубозернистые, с галькой интрузивных пород. Общая мощность достигает 25 м.

3. Грубозернистые песчаники, мощностью от 5 до 30—40 м.

4. На глинисто-песчанистых отложениях трансгрессивно залегает толща конгломератов-брекчий, с прослоями грубозернистого песчаника, мощностью до 350 м. Окатанные гальки и валуны, а также угловатые обломки интрузивных пород сцементированы песчаниково-глинистым и известковистым цементом.

5. Валунные отложения возможно более молодые и ледникового происхождения, мощностью до 20—30 м. Конгломерато-брекчии и валунные отложения покрывают значительно большую площадь, чем глинисто-песчанистые, налегая в северной и северо-восточной части участка непосредственно на интрузивный массив.

2319  
Описываемые породы озерного происхождения; они образовались в замкнутой, узкой, но довольно глубокой котловине, сильно вытянутой в северо, северо-западном направлении. Эта котловина, совпадающая по месту расположения и по длинной оси с наиболее крупной в районе Дебаклинской зоной разломов, повидимому тектонического происхождения. В северной и северо-восточной части участка толща осадочных пород по элементам залегания совпадает с размытой поверхностью подстилающих интрузивных пород. В частности, на севере конгломераты и брекчии падают на юго-восток под углом 20—25°, а в северо-восточной части—на юго-запад под углом 18—25°. В юго-западной части толщи брекчии падают на северо-восток под углом 8—15°. Однако здесь конгломераты и брекчии обрываются по разлому северо-западного простирания, образуя с интрузивными породами тектонический контакт. Плоскость контакта падает на северо-восток под углом 40—55°. По месту и элементам залегания этот разлом принадлежит к мощной Дебаклинской тектонической зоне. Следовательно, движения по ней продолжались и после плиоценового времени.

Глинисто-известкисто-песчанистые отложения и, в частности подчиненные им известняковые и мергелистые прослои довольно богаты створками гастропод. Цулукидзе и др. (41) отмечены формы: *Planorbis coguandianus*, *Helix* sp., *Valvata helicoides* и др., и на этом основании описываемые породы отнесены по возрасту к миоцену.

В. В. Богачевым здесь отмечены раковины *Valvata* и, реже, *Planorbis* и *Anodonta*.

Собранный С. А. Тараяном фауна определена А. А. Габриэляном как *Melanopsis* sp., *Melania* sp., *Trochus* sp., *Phasianella* sp. и *Planorbis* sp., близкие к гастроподам верхнетретичных (плиоценовых)



отложений бассейна р. Куры. Из рода *Melanopsis* определены два вида: *M. sp. nobilis* sp. и *M. sp. acuminata* sp., характерные для дуабских слоев киммерийского яруса ср. плиоцена Абхазии.

На основании фаунистических данных В. В. Богачев, А. А. Габриэлян и С. А. Тараян относят нораревикскую осадочную толщу по возрасту к плиоцену.

Если не считать небольшие штокообразные тела и дайки дацитов в верховьях р. Мегригет, которые моложе указанной толщи, то плиоцен является верхней возрастной границей Конгуро-Алангезского плутона.

**Алювиальные и делювиальные отложения** имеют весьма незначительное распространение. Они развиты по руслам рек и на пологих склонах. Следует также отметить железистые брекчии, встречающиеся на западном склоне горы Капутджух (верховья р. Парагачай) и образующие небольшие разрезанные островки на возвышенных местах. Вероятнее всего брекчии представляют собой образования более древнего цикла эрозии и синхроничны брекчиям Агарака.

**Ледниковые отложения** имеют незначительное развитие и встречаются, как уже отмечено выше, в районе Каджаранского месторождения, в верховьях р. Парагачай и у оз. Газаналич.

## ИНТРУЗИИ

В этом разделе приводится описание отдельных фаз интрузии в следующей последовательности: монзониты, банатиты и порфириовидные граниты и гранодиориты, нораревикские гранитоиды. Далее описываются жильные породы, интрузивные дациты, а в конце главы характеризуются возрастные взаимоотношения интрузивных пород района.

Описанная выше вулканогенно-осадочная толща палеозоя и эоцена прорывается крупной интрузией, которая занимает 3/4 исследованной площади. Она слагает всю центральную, южную, юго-восточную и, частично, северную части района, образуя крупное, сплошное интрузивное поле, распространяющееся далеко за пределами описываемого района. Интрузивы принадлежат к громадному Конгуро-Алангезскому плутону третичного возраста, имеющему широкое распространение по всему Зангезурскому хребту и в иранском Карадаге.

Интрузивные породы, принадлежащие к единому плутону, в то же время расчленяются на различные по составу и относительному возрасту разновидности. Еще до наших работ В. Г. Грушевым на восточном склоне Зангезурского хребта были выделены монзониты и более молодые порфириовидные гранодиориты, как породы двух различных фаз интрузивной деятельности. Много раньше о двух отличных видах интрузивных пород восточного склона писали Цулукидзе и др.

Исследования, произведенные автором, дают основание выделить в центральной части Зангезурского хребта новые фазы интрузивной деятельности. В водораздельной части главного хребта, между вершинами Шек и Егасар, обнаружен новый, относительно небольшой участок пород монзонитовой интрузии, который довольно ясно оконтуривается на фоне

«окужающих» лейкократовых интрузивных пород (банатитов и порфири-видных гранитов). Наряду с этим совершенно отчетливо выделяется еще одна, третья самостоятельная фаза Конгуро-Алангезского плутона, представленная породами типа банатитов. Последние имеют широкое распространение на западном склоне Зангезурского хребта. Банатиты по возрасту занимают среднее положение. Они моложе монцонитов и древнее порфири-видных гранитов и гранодиоритов.

Кроме того, в юго-восточной части исследованной площади, в верховьях р. Мегригет, в районе села Нор Аревик, в пределах монцонитовой интрузии выделяются равномерно-зернистые гранодиориты и граниты, по общему виду резко отличные от окружающих интрузивных пород. Возрастное взаимоотношение их с интрузией монцонитов не уточнено; по имеющимся предварительным данным они также могут быть отнесены к самостоятельной интрузии. Однако этот вопрос требует дополнительных полевых исследований. Упомянутые породы, в отличие от порфири-видных гранитов и гранодиоритов, названы нами нораревикскими гранитоидами.

Таким образом, если исключить нораревикские гранитоиды, разновозрастные жильные образования и интрузивные дациты, то в пределах исследованной площади интрузия образовалась по меньшей мере в три главные фазы, причем новые порции магмы прорывали уже затвердевшие породы предшествовавших фаз. Первая фаза представлена породами преимущественно монцонитового состава, вторая—банатитами и третья, самая молодая—порфири-видными гранитами и гранодиоритами.

Все выделенные три главные типа пород образуют крупные интрузивные тела, вытянутые в меридиональном—северо-западном направлении, т. е. по направлению длинной оси всего Конгуро-Алангезского интрузивного массива. Все они обладают, в той или иной мере, отчетливо выраженной параллелепipedальной отдельностью. Однако порфири-видные гранодиориты местами обнаруживают и столбчатоподобную отдельность.

Названия интрузий соответствуют породам, которые являются наиболее распространенными и типичными разновидностями в пределах данной интрузии. В действительности каждая из этих интрузий по составу не однородна, а сложена близкими по составу породами, образующими между собой постепенные переходы.

Ниже приводится более детальное описание главных фаз интрузий Конгуро-Алангезского плутона.

**Монцониты** распространены на восточном склоне Зангезурского хребта, в восточной части исследованного района и за пределами его— в юго-восточном направлении. Продолжение главного тела монцонитов мы видим в бассейне р. Гехи. Кроме того, породы монцонитовой интрузии слагают небольшой участок площадью 10 кв. км в водораздельной части Зангезурского хребта, между вершинами Егасар и Саридзор (Сари-Дара). По химическому и минералогическому составу, структуре и текстуре и по общему габитусу, породы обоих участков вполне аналогичны, и мы их рассматриваем как части единой интрузии, преимущественно монцо-

титового состава, разобщенные последующими тектоническими явлениями и внедрением интрузии порфиroidных гранодиоритов.

Монцониты главного массива с севера и востока активно контактируют с породами вулканогенно-осадочной толщи. На западе они граничат с порфиroidными гранитами, причем контакт в районе Каджаранского месторождения не интрузивный, а тектонический. На этом участке он совпадает с линией (зоной) крупного тектонического разлома северо-западного простирания ( $330-350^{\circ}$ ), которая прослеживается, с небольшими перерывами, от Каджарана до Агарака и дальше. Характер этого разлома еще точно не установлен; скорее всего монцониты на Каджаранском участке надвинуты на порфиroidные граниты. Тектоническая плоскость разлома падает с запада на восток, под углом в  $45-75^{\circ}$ .

Монцониты в приконтактной полосе сильно раздроблены, изобилуют зеркалами скольжения, перемяты, каолинизированы, обесцвечены и местами слабо заохрены. Порфиroidные граниты в контакте выглядят относительно более свежими, однако и они в значительной мере раздроблены и нарушены по мелким трещинам, а в ряде мест в самом контакте сильно окварцованы.

Следует отметить, что в самом разломе, в районе Каджаранского медно-молибденового месторождения, по речке Мякан и на Каджаранской горе, между порфиroidными гранитами и монцонитами встречаются крупные глыбы пород вулканогенно-осадочной толщи (порфириты, туфопорфириты, туфобрекчии)—кровли интрузивного массива, которые попали в зону разлома в результате сложных тектонических процессов. Порфириты и туфобрекчии сильно метаморфизованы (окварцованы, каолинизированы, частью серицитизированы), перемяты, рассланцованы и распознаются, главным образом, по сохранившейся пергичной структуре, характерной для порфиритов и туфобрекчий района.

К югу от Таштунского (Дебаклинского) перевала, в верховьях р. Мегригет, прямолинейный контакт двух интрузий тектонического происхождения переходит в извилистую линию, отображающую уже интрузивный контакт монцонитов с порфиroidными гранитами. Здесь ясно наблюдается как интрузия порфиroidных гранитов пронизывает монцониты. Главная тектоническая зона, соблюдая в основном свое северо-западное до меридионального направление, не всегда проходит по границе двух интрузий. Она часто переходит из монцонитов в порфиroidные граниты и обратно, либо, представляя широкую зону тектонических трещин, захватывает обе интрузии. Во всех тех случаях, когда контакт монцонитов с порфиroidными гранитами находится вне зоны тектонических нарушений, он сохранился в первоначальном своем положении и носит бесспорно интрузивный характер.

Монцониты, развитые в водораздельной части Зангезурского хребта, сгранициваются банатитами (с запада и севера) и порфиroidными гранитами (с востока и юга).

Описываемая интрузия по составу не однородна. Она сложена различными, но близкими по составу породами. Наряду с преобладающими

монцонитами здесь встречаются кварцевые монцониты, сиенито-диориты, диориты, габбро-диориты, габбро, нередко гранодиориты, сиениты и всевозможные переходные между ними разновидности. Переход между отдельными видами постепенный и неуловим. В силу этого их разграничение в пространстве становится практически невозможным, хотя выделяются участки, сложенные преимущественно теми или другими разновидностями.

Микроскопическое исследование большого числа шлифов дает основание отметить, что на водораздельном участке и на восточном склоне Зангезурского хребта описываемая интрузия представлена, главным образом, монцонитами, кварцевыми монцонитами, диоритами, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами и редко сиенито-диоритами. В районе же сс. Пыхрут, Катнарат (Пирмазра) и в приконтактной полосе этого участка чаще всего встречаются сиенито-диориты, сиениты, гранодиориты. В верховьях р. Мегригет нередко преобладающими в составе этой интрузии являются диориты и габбро-диориты.

У сс. Аткиз, Лернадзор, частично и у Каджарана, расположенных в краевой части монцонитовой интрузии, преобладающими являются сиениты и сиенито-диориты, а в качестве более лейкократовых, шлировидных выделений встречаются пятнами гранодиориты и граниты. Следовательно, общепринятое для всего Конгуро-Алангезского плутона положение о том, что в краевых или приконтактных частях интрузии породы представлены значительно более основными разновидностями, в данном случае не оправдывается.

В бассейне речки Пыхрут (правый приток р. Вохчи), на Таштунском перевале и к югу от него в ряде мест монцонитового массива встречается в виде шлировых выделений габбро. Не исключена возможность, что некоторые из этих разновидностей представляют собой самостоятельные образования, как это наблюдается в Мегринском районе, в пределах того же Конгуро-Алангезского интрузивного массива.

Таким образом, в результате частого изменения относительного количества бесцветных и окрашенных составных частей, среди монцонитовых пород выявляются многочисленные шлировые образования гранодиоритового, сиенитового, диоритового и габброидного состава. Это явление легче всего объяснить глубокой дифференциацией магмы под влиянием ассимиляции вмещающих интрузию пород вулканогенно-осадочной толщи. Возможно, некоторую роль сыграла и высокая способность самой монцонитовой магмы к расщеплению.

Довольно часто породы монцонитовой серии обнаруживают параллельное расположение цветных составных частей (роговой обманки, биотита и моноклинового пироксена), так называемую флюидальную текстуру. Для монцонитовых пород главного водораздельного участка были измерены следующие направления флюидальности: в верховьях р. Пазмарачай простирание северо-западное  $310^{\circ}$ , падение на юго-запад, под углом  $70-90^{\circ}$ , в водораздельной части—простирание северо-восточное  $30^{\circ}$ , падение на северо-запад под углом  $80-85^{\circ}$ , у озера Капуйтлич—

простираение меридиональное, падение на восток под углом  $85^{\circ}$ . Отсюда следует, что флюиальность пород водораздельного участка в общем совпадает с длинной осью как отдельных интрузий, так и всего Конгуро-Алангезского интрузивного массива.

На Каджаранском участке измерения производились лишь в области контакта интрузии с туфопорфиритами в районе сс. Каджаран и Аткыз. Большинство измерений показывает, примерно, широтное направление флюиальности, т. е. параллельно линии контакта.

Породы монцонитовой серии, в контакте с порфиритами и туфопорфиритами, проходящем по южному склону Пирамсарского хребта (сс. Каджаран—Аткыз—Лернадзор), обладают гнейсовидной текстурой с грубой, но местами довольно резкой, полосчатостью. Кроме того, в этом контакте непосредственно по краям интрузии имеются в большом количестве выжимки пегматитов (бедных кварцем), что не наблюдается в контактах банатитов с теми же туфопорфиритами.

Такой же гнейсовидностью обладают монцониты в районе села Нор Аревик, где они образуют узкую полосу между порфирированными гранитами и пораревикскими гранитоидами.

**Банатиты** имеют широкое распространение на западном склоне Зангезурского хребта и в его водораздельной части, между вершинами Капутджух и Егасар. Они образуют крупное интрузивное тело площадью в 75—80 кв. км, явно вытянутое в северном, северо-западном направлении. С запада и северо-запада банатиты контактируют с породами вулканогенно-осадочной толщи среднего эоцена, с востока они граничат с порфирированными гранодиоритами и, частично, с монцонитами водораздельного участка.

Интрузия банатитов, в отличие от монцонитов и порфирированных гранодиоритов и гранитов, характеризуется более или менее однообразным составом. Вся центральная и восточная ее часть сложена, в основном, породами банатитового состава, с незначительными отклонениями в сторону гранодиоритов и сиенито-диоритов. Лишь в западной и северо-западной ее частях, вблизи контакта с вулканогенно-осадочной толщей, банатиты постепенно и закономерно сменяются более основными породами: кварцевым диоритом, диоритом, габбро-диоритом, а нередко габбро и всевозможными между ними переходными типами. Это явление наблюдается по всей приконтактной полосе описываемой интрузии с туфопорфиритами, и банатитовые породы параллельно контакту окаймлены полосой более основных пород, ширина которой колеблется в пределах от 0,1 до 0,7 км. Это особенно ярко выражено в северо-западной части описываемой интрузии, в верховьях р. Парагачай. Здесь, на расстоянии от 200 до 700 м от контактовой линии, породы банатитового состава в сторону контакта постепенно повышают свою основность, переходя от банатита, через кварцевый диорит, диорит, габбро-диорит до оливинового габбро (непосредственно у контакта). Среди последних нередко встречаются шпироподобные выделения горнблендита (у названного источника и г. Капутджух).

Такое закономерное изменение состава пород следует объяснить интенсивной ассимиляцией окружающих порфиров магмой банатитов и дифференциацией самой магмы.

Линейное расположение цветных составных частей (роговой обманки), т. е. флюидальная текстура, в банатитах выражено более отчетливо, чем в монцонитах. Особенно хорошо оно наблюдается в верховьях р. Урумьс-чай. Линии плоскости расположения цветных компонентов простираются в северо-западном направлении ( $280-300^{\circ}$ ), при падении на северо-восток под крутыми углами, и, следовательно, совпадают с направлением длинной оси интрузивного массива.

**Порфиroidные граниты и гранодиориты** занимают центральное положение в поле интрузивных пород и приблизительно такую же площадь, как обе описанные выше интрузии. Распространены они, главным образом, на восточном склоне Зангезурского хребта—в верховьях р. Вохчи и, частично, в водораздельной части Зангезурского хребта. На западном склоне хребта порфиroidные граниты и гранодиориты имеют относительно слабое развитие. Здесь они образуют сравнительно небольшое, удлиненное тело (длиной 6 км и шириной 0,2—1,0 км), секущее интрузию банатитов. Оно имеет северо-западное простирание и крутое падение на восток-северо-восток.

Порфиroidные граниты и гранодиориты восточного склона и водораздельной части хребта образуют одно крупное интрузивное тело, сильно удлиненное в северном, северо-западном направлении. Ширина его равна 8—10 км, длина только в пределах описываемого района достигает до 20 км. Оно берет свое начало на севере района, от Пирамсарского отрога главного хребта и сплошной полосой продолжается далеко на юг до Агарака и дальше. Северное продолжение этого тела мы видим за полосой вулканогенно-осадочной толщи Пирамсарского отрога, в верховьях р. Гехи. Таким образом, общая протяженность интрузивного тела достигает в известной нам части более 30 км. Главное тело описываемой интрузии можно сравнить с сильно удлиненным штоком крупных размеров, имеющим северо-северо-западное простирание, при падении по обоим контактам на восток-северо-восток, под углом от  $45-50^{\circ}$  до  $70^{\circ}$ .

Порфиroidные граниты и гранодиориты с запада ограничены банатитами и, на небольшом протяжении, монцонитами главного водораздельного участка; с востока—исключительно монцонитами и с севера—туфопорфиритами.

Порфиroidные граниты и гранодиориты в пределах одного и того же интрузивного тела часто меняют свой облик, структуру и состав, образуя переход от гранодиоритов явственно порфиroidной структуры к таким же породам со слабо выраженной порфиroidной структурой или к породам равномерно зернистого сложения. Переходы особо заметны в направлении короткой оси интрузии. Такие же колебания наблюдаются и в минералогическом их составе, в соотношениях главных породообразующих минералов.

Наряду с заметно преобладающими гранитами и гранодиоритами в пределах описываемой интрузии встречаются близкие к ним по составу адамеллиты и, реже, сиениты. Переход между ними постепенный и неуплодим. Тем не менее, можно выделить отдельные участки, в которых преобладают те или иные разновидности порфировидных гранитоидов. Так, например, узкая приконтактная полоса (шириной 200—500 м), идущая вдоль восточного контакта описываемых пород с монцонитами по направлению Мякан—Каджаран—Давачи (соответствующая висящему боку падающего на восток-северо-восток крупного штокообразного тела), представлена типичными грубозернистыми, порфировидными гранитами, постепенно переходящими в западном направлении в гранодиориты и кварцевые сиениты. В районе оз. Капуйтлич (лежащий бок интрузива) преобладают гранодиориты, кварцевые сиениты и сиениты.

На западном склоне Зангезурского хребта, где порфировидные гранитоиды отличаются максимальной крупнозернистостью (кристаллы калиевого полевого шпата достигают величины  $2 \times 3$ ;  $2,5 \times 4$  см), среди них преобладают адамеллиты и кварцевые сиениты.

Не исключена возможность, что при более детальном исследовании среди порфировидных гранитоидов будут выделены отличные по относительному возрасту разновидности. На такую возможность указывает прежде всего некоторое отличие структур и габитуса порфировидных пород отдельных участков.

Порфировидные гранитоиды часто обнаруживают линейное расположение кристаллов роговой обманки и полевых шпатов (флюидальную текстуру), совпадающее с направлением длинной оси интрузии, имеющей северо-западное направление. Флюидальная текстура особо отчетливо наблюдается в приконтактных зонах порфировидных гранитоидов.

**Нораревикские гранитоиды и гранодиориты** развиты на относительно небольшой площади в юго-восточной части исследованного района, в районе с. Нор Аревик и к востоку от него, в пределах монцонитовой интрузии. Взаимоотношение их с окружающими породами монцонитовой интрузии—монцонитами, диоритами и габбро-диоритами окончательно не выяснено. Можно было сказать, что они представляют составную часть монцонитовой интрузии. Однако полевые наблюдения автора и предварительная обработка материалов дают основание полагать, что нораревикские гранитоиды, представленные равномерно-зернистыми гранодиоритами, гранитами, grano-сиенитами и сиенито-диоритами, скорее всего составляют самостоятельную интрузию—отдельную фазу Конгуро-Алангезского плутона.

Основанием для такого предположения служат следующие наши наблюдения: к западу от с. Нор Аревик породы монцонитовой интрузии, представленные темноцветными и крупнозернистыми монцонитами и габбро-диоритами, с крупно-глыбовой отдельностью, резко сменяются в восточном направлении светлосерыми и мелкозернистыми породами сиенито-диоритового и гранодиоритового состава, с плитняковой отдельностью, постепенно переходящими, по мере удаления от монцонитов, в граниты.

На этом участке породы монцонитовой интрузии представлены узкой (0,5—1,5 км) полосой меридионального направления, к западу от которой развиты порфиroidные граниты, а к востоку—нораревикские мелкозернистые гранитоиды. Монцониты довольно интенсивно огнейсованы, параллельно контактам, и перемяты. На западе они часто пронизываются апофизами порфиroidных гранитов. Кроме того, в порфиroidных гранитах обнаруживаются угловатые ксенолиты огнейсованных монцонитов и габбро-диоритов.

Характер контакта монцонитов с нораревикскими гранитоидами, как отмечено, не ясен, хотя переход резкий. Местами по границе этих пород проходит зона разлома, вдоль которого монцониты в большей и нораревикские гранитоиды в меньшей степени перемяты и изменены, наблюдаются эпидотизация и хлоритизация интрузивных пород, а также пиритизация и проявления медного оруденения.

Для окончательного выяснения возрастных взаимоотношений нораревикских гранитоидов с породами монцонитовой интрузии и с другими составными частями Конгуро-Алангезского интрузивного массива необходимо провести дополнительные исследования.

Среди интрузивных пород встречаются ксенолиты из пород вулканической толщи, обычно полностью перекристаллизованные. Ксенолиты особенно часты вблизи контактов интрузии с толщей порфиритов, туфов и туфобрекчий. В интрузивном поле известны небольшие изолированные участки пород кровли, большей частью ороговикованные. Они встречаются довольно часто в верховьях р. Мегригет к востоку от с. Нор Аревик.

### ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Жильные породы представлены в исследованном районе весьма богато и разнообразны как по возрасту, так и по петрографическому составу.

Наибольшее развитие имеют жильные образования дорудного возраста, сыгравшие значительную роль в локализации рудных месторождений района. Наличие обломков руд в плиоценовых отложениях верховьев р. Мегригет подтверждает доплиоценовый возраст как оруденения, так и преобладающего большинства жильных пород.

Наряду с ними известны жильные образования, а также штокообразные тела и дайки интрузивных дацитов послерудного возраста, имеющие по сравнению с первой группой ограниченное развитие.

Жильные породы дорудного возраста представлены преимущественно нерасщепленными образованиями, имеющими тот же химический и минералогический состав, но иную структуру, чем глубинные интрузивные породы, которые они сопровождают. Наряду с ними, хотя и не так часто, обнаруживаются расщепленные породы—**лампрофиры, аплиты и пегматиты.**

Нерасщепленные жильные породы представлены **гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диорит-порфирами, альбитофирами** и другими близкими к ним по составу разновидностями, которые объединяются нами под названием «**жильные порфиры**». Жильные порфиры заполняют мощ-

ные трещины трех основных направлений: северо-западного 320—340° до меридионального, северо-восточного 50—70° и широтного. Последние относительно редки. Преобладают дайки северо-западного простирания. Падение у них большей частью крутое до вертикального, преимущественно на северо-восток. Наряду со значительной мощностью (от 2—3 м до 25—30 м, в среднем 7—8 м) дайки указанных пород отличаются большой протяженностью. Многие из них прослежены на расстоянии до 3—4 км, а некоторые, как, например, в верховьях р. Парагачай и у оз. Капуйтлич—на 6—8 км. Они распространены не только в интрузивном поле, но и далеко за его пределами—в вулканогенной толще, в особенности к северо-западу от г. Капуджух (в верховьях р. Насервазчай) и по северо-западной части Пирамсарского хребта.

Следует отметить, что распространение даек в интрузивном поле неравномерное. Наибольшее число их приурочено к контактам отдельных интрузий друг с другом и с вулканогенной толщей: в частности к контакту порфиридных гранодиоритов с банатитами, идущему примерно по водоразделу Зангезурского хребта; к контакту монцонитов, с одной стороны, с порфиридными гранодиоритами и, с другой—с вулканогенной толщей в районе Каджаранского месторождения, в верховьях р. Мегри, и, наконец, к контакту банатитов с той же вулканогенной толщей в верховьях р. Парагачай. В остальных местах района и в особенности в вулканогенной толще дайки встречаются относительно редко.

Структура описываемых жильных пород—отчетливо порфировая. При весьма тонкозернистом сложении основной массы величина фенокристаллов достигает: для роговой обманки до 1—1,5 см в длину, для полевых шпатов от 0,8×1 см до 2×3 см и для кварца 0,5 см в диаметре. Количественное соотношение между вкрапленниками и основной массой колеблется в широких пределах; часто преобладают вкрапленники.

Контактовое взаимодействие гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров, альбитофиров, как впрочем и других жильных образований, с вмещающими их интрузивными породами—банатитами, монцонитами и порфиридными гранодиоритами—незначительное (исключая действия рудосносных растворов, которые впоследствии в ряде мест циркулировали по трещинам, занятым дайками, и подвергли жильные породы интенсивному гидротермальному изменению). Иногда жильные порфиры в контакте приобретают более тонкозернистую, иной раз стекловатую структуру, с малым числом мелких фенокристаллов, или гнейсовидную текстуру, вплоть до тонкой рассланцованности. Также ничтожны контактовые взаимоотношения описываемых жильных пород с породами вулканогенной толщи среднего эоцена (порфиритами, туфами, туффитами). Лишь местами наблюдается слабая прожилитизация, обесцвечивание и легкая закалка вулканогенных пород в контакте с жильными. Жильные порфиры секут в свежем состоянии зону контактовых роговиков и андалузитоносных вторичных кварцитов.

**Лампрофиры** в описываемом районе встречаются относительно редко, реже, чем аплиты. Главная их масса имеет северо-западное простирание

и крутое падение. Однако имеются жилы лампрофиров и других направлений. Мощности их колеблются в пределах от 0,5 до 2—3 м, редко достигая 10—12 м. Протяженность относительно небольшая.

В верховьях р. Парагачай, близ перевала, у тропы, лампрофир явно сечет дайку гранодиорит-порфира.

**Аплиты** встречаются значительно чаще, чем лампрофиры. Они, так же, как и все жильные образования района, приурочены большей частью к контактам различных типов интрузивных пород и контактам последних с вулканогенной толщей.

Средние размеры аплитовых жил достигают по мощности 3—5—15 см, по длине 30—40 м. Элементы их залегания различны, но довольно выдержаны для отдельных районов. Так, например, в районе оз. Капуйт-лич они приурочены, главным образом, к трещинам отдельности пород, с простиранием на северо-восток  $35^{\circ}$ , падением на юго-восток под углом от  $25$  до  $45^{\circ}$ . Более редки жилы другого, перпендикулярного направления, с простиранием на северо-запад  $320^{\circ}$  и крутым падением на северо-восток (направление большинства даек гранодиорит-порфиров). Аплитовые жилы второго направления секутся жилами первого направления, т. е. имеются аплиты двух генераций. В районе Каджаранского месторождения, где аплитовые жилы приурочены к трещинам северо-восточного и северо-западного направлений, жилы первой группы (северо-восточные), наоборот, секутся жилами второго направления (северо-западного).

Вблизи Парагачайского медно-молибденового месторождения, у нарзанного источника, ясно наблюдается как мощная жила лампрофира сечется маломощной аплитовой жилой.

Наблюдения автора на Каджаранском и Парагачайском медно-молибденовых месторождениях, как и в ряде других пунктов, говорят о том, что формирование основной массы лампрофиров и аплитов, как и даек описанных выше гранодиорит-порфиров, опережало оруденение. Возрастные взаимоотношения дорудных жильных образований представляются в целом следующим образом: первыми образовались нерасщепленные жильные породы (группа порфиров), за ними внедрялись лампрофиры и, в последнюю очередь, аплиты. Однако не исключена возможность того, что и многочисленные дайки нерасщепленных пород—гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, альбитофиров и др.—как и лампрофиров дорудного возраста, образовались не одновременно и отличаются друг от друга относительным возрастом. Выяснение этих вопросов—дело дальнейших, более детальных исследований.

**Пегматиты** в исследованном районе имеют слабое развитие. Они связаны со всеми фазами интрузии, однако более часто встречаются в банатитах и меньше в порфиroidных гранодиоритах. В монцитонитовых породах они приурочены, как правило, к краевым частям интрузии, а именно к контакту с туфопорфиритами. Это особенно хорошо выражено на южном склоне Пирамсарского хребта, у сс. Каджаран, Аткиз и Лернадзор. Вне интрузивного поля пегматиты не встречены. Представлены они, главным образом, небольшими трубообразными телами, диаметром

не больше 15—30 м, обычно и меньше. Пегматиты состоят почти исключительно из грубозернистых сростаний калиевого полевого шпата и кварца. Характерной чертой всех пегматитов, встреченных в банатитах и порфириовидных гранитоидах, является преобладание кварца над калиевым полевым шпатом, чего нельзя сказать относительно пегматитовых образований краевых зон монзонитовой интрузии, представленных в виде скоплений полевых шпатов, бедных кварцем.

Как правило, богатые кварцем пегматитовые тела обладают зональным строением, причем наружная зона состоит из щелочного полевого шпата, вторая к центру зона сложена из одинакового количества кварца и полевого шпата, а ядро тел состоит почти исключительно из молочно-белого кварца. Нередко от кварцевых ядер радиально отходят маломощные (2—6 см) кварцевые жилы, секущие наружные зоны пегматитового тела и вмещающие интрузивные породы.

В силу того, что чисто кварцевые ядра пегматитовых тел более устойчивы и эродированы значительно медленнее других зон и вмещающих пород, они в современном рельефе образуют резко выделяющиеся выступы. Так, например, одно такое кварцевое тело, диаметром до 30 м, расположено на западном склоне Зангезурского хребта, в трех км к северо-западу от вершины г. Егасар, и выступает над окружающей местностью на 25 м. Местное население придало этому телу название Мец-Ез («большой бык»).

Минерализация в пегматитах развита слабо. Из рудных минералов в них встречается магнетит в сростаниях с гематитом, в виде довольно крупных вкрапленников и прожилочек. Медные минералы весьма редки. Из них встречены халькопирит и борнит в пегматитах Егасара и Алчалыка. Очень богатый молибденитом пегматит встречен недалеко от Каджаранского медно-молибденового месторождения, в местности Давачи. Молибденит образует здесь крупные листочки, диаметром в 1,5—2,0 см.

В небольшом пегматитовом теле, расположенном в 3—4 км к северо-востоку от с. Урумыс, обнаружены редкие, но довольно крупные таблитчатые кристаллы слабо радиоактивного **ортита**. Химико-спектроскопическое исследование ортита, проведенное проф. С. А. Боровиком, показало присутствие всей группы редких земель. Особо интенсивно проявляются **лантан и иттрий**. Во всех трех подвергшихся анализу пегматитах из Урумыса, Атказы и Парагачая констатировано присутствие галлия (приблизительно 0,005%), **лития, ванадия**, а в одном образце и **германия**. **Олово** дает слабые линии.

Ортит в небольших количествах встречен также в двух других жилах, расположенных в верховьях речки Гярдяни, правого притока р. Пазмарачай.

Из других минералов довольно часто встречается биотит, образующий в урумысских пегматитах жилоподобное тело мощностью в 15—20 см и протяженностью в 8—10 м.

В пегматитах с. Атказы геолог И. Н. Чирков описывает турмалин-шерл. Небезынтересно отметить, что в этом же районе встречены кварц-

турмалиновые жилы с халькопиритом и пиритом. Одна из жил северо-западного простирания имеет мощность до 1 м.

Судя по минералогическому составу и характеру строения пегматитовых тел, описанные пегматиты, по А. Е. Ферсману, больше всего подходят к переходному типу между фазами В и С (собственно элимагматической и собственно пегматитовой).

### ДАЦИТЫ ИНТРУЗИВНЫЕ

Дациты интрузивные встречаются довольно часто в верховьях р. Мсгригет, где они образуют несколько штокообразных тел и, более часто, дайки, приуроченные к тем же главным системам трещин, что и жильные порфиры.

Штокообразные тела интрузивных дацитов встречаются к юго-востоку от с. Личк по шоссе на дороге, ведущей в Мегри, в местности Цак-Кар. Здесь обнажаются недалеко друг от друга два тела дацитов. Другое штокообразное тело этих пород встречается к северо-западу от с. Таштун, на перевале Джбанд. Площадь обнажения штокообразных тел не превышает 0,3—0,7 кв. км. От штоков дацитов отходят дайки-апофизы того же петрографического состава. Кроме того, встречаются обыкновенные дайки, отличные по составу от жильных пород, но сходные по структуре и составу с интрузивными дацитами штокообразных тел.

Породы штоков и соответствующих им даек имеют порфиоровое сложение, голубовато-серый, темносерый до черного цвет. Структура и цвет горды даже на небольших площадях часто меняются. В центре штоков и даек порода имеет ясно порфиоровую структуру с крупными, правильной формы фенокристаллами полевых шпатов и роговой обманки; к периферии тел порода приобретает более темную окраску, мелкозернистое, близкое к афанитовому сложение, в основной массе появляется стекло, нередко обнаруживается флюидальность.

Породы штокообразных тел и соответствующих им даек отличаются свежестью и, как правило, отсутствием следов гидротермального изменения. Контактное воздействие интродацитов на вмещающие монциты и порфиroidные гранодиориты слабое. Местами интродациты легко подвергаются физическому выветриванию, превращаясь в дресву.

Дациты интрузивные представляют значительный геологический интерес; полевыми и соответствующими петрографическими исследованиями доказано, что они на участке Цак-Кар, на небольшой площади образуют брекчию-конгломерат; темносерые и мелкозернистые интродациты цементируют окатанные гальки и, реже, остроугольные обломки монцитов, порфиroidных гранитов, контактовых роговиков, а также, что главное, обломки окварцованных пород с медным оруденением.

На этом же участке сотрудником нашей экспедиции А. И. Адамяном установлен захват магмой дацитов крупных обломков пород плиоценовой осадочной толщи. Таким образом, штокообразные тела и соответствующие им дайки интродацитов моложе плиоценового возраста и образовались после основной фазы рудообразования.

К этой же группе пород, прежде всего по возрасту, мы относим еще одно интрузивное тело, прорывающее вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена. Оно обнаружено нами на западном склоне Зангезурского хребта, в 4—5 км к северо-востоку от с. Насерваз. Тело это имеет линзообразную форму длиной до 4 км и максимальной шириной 0,5—0,7 км. Контакт с вмещающими породами резкий; плоскость контакта падает на запад, юго-запад под углом от 10 до 20°. Оно представлено светлыми и светлосерыми породами (такой же порфировой структуры, как описанные выше дациты интрузивные), по составу, однако, более кислыми, которые относятся к липаритам или кварцевым порфирам.

В отличие от вмещающих темноцветных порфиритов, туфов и туфобрекчий со скорлуповатой отдельностью, кварцевые порфиры отличаются хорошо выраженной отдельностью по трещинам определенных систем и почти совершенной свежестью. В контакте с ними вмещающие вулканогенные породы на расстоянии 0,5—1,0 м ясно обожжены магмой кварцевых порфиром.

### ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Возрастные взаимоотношения интрузивных пород описываемого района устанавливаются на основании достаточно веских полевых наблюдений и соответствующего микроскопического исследования.

Порфиоровидные граниты и гранодиориты явно секут банатиты, внедряясь в них апофизами; такие апофизы отмечены: у места пересечения главного водораздела с Капутджухской перевальной тропой, к северо-востоку от оз. Капуйтлич, на двух небольших водоразделах притоков р. Вохчи, в верховьях р. Пазмарачай. Особенно наглядным является случай внедрения в банатиты довольно крупного, резко удлиненного тела порфиоровидных гранитоидов, с небольшими, но частыми апофизами, на западном склоне Зангезурского хребта, к востоку от с. Урумыс. Порфиоровидные гранитоиды в контакте с банатитами нередко содержат явные ксенолиты, по составу близкие к банатитам. Таким образом, несомненно, порфиоровидные гранитоиды являются более молодыми образованиями, т. е. относятся к более молодой фазе интрузии, чем банатиты.

В верховьях р. Пазмарачай, в двух пунктах, нами установлено внедрение тончайших апофиз порфиоровидных гранодиоритов в монциты водораздельного участка. Кроме того, почти по всему контакту с монцититами порфиоровидные гранодиориты содержат ксенолиты пород, по составу сходные с монцититами. Что они действительно ксенолиты, а не шпировые выделения, видно из их угловатых форм, а также из того, что вокруг них имело место обтекание магмой порфиоровидных гранодиоритов. Следовательно, порфиоровидные граниты и гранодиориты моложе монцититов водораздельного участка.

В начале этой главы мы уже отметили тектонический характер контакта главного массива монцититов восточного склона с порфиоровидными гранодиоритами в районе Каджаранского месторождения. Контактная линия совпадает с линией крупного регионального тектонического нару-

щения северо-западного простирания. Однако в отношении верховьев р. Мегригет, где местами контакт между указанными выше интрузиями не тектонический, а интрузивный, мы приобрели достаточно веские факты, бесспорно доказывающие более молодой возраст порфиroidных гранодиоритов по отношению к монцонитам. У Таштунского перевала, в окрестностях сс. Таштун и Нор Аревик, нами обнаружены многочисленные апофизы порфиroidных гранитов, пронизывающих интрузию монцонитов.

Таким образом, возрастное взаимоотношение порфиroidных гранитоидов с монцонитами как водораздельного участка, так и восточного склона Зангезурского хребта одинаковое.

На западном склоне указанного хребта, у истоков р. Пазмарачай, банатиты в контакте с монцонитами содержат ксенолиты, близкие по составу к породам монцонитовой серии. Кроме того, там же у контакта с монцонитами банатитовые породы приобретают грубую полосчатую текстуру: чередующиеся узкие полосы лейкократовых составных частей с меланократовыми указывают здесь на явления ассимиляции монцонитов банатитовой магмой. При явно резком контакте между названными породами явления внедрения банатитов в монцониты не наблюдаются. Лишь в одном месте, на южном берегу оз. Капуйтлич, нами констатирована небольшая апофиза банатита в монцонитах.

Все сказанное дает право отнести банатиты к более молодой фазе интрузии, чем монцониты. Плоскости контактов монцонитовых пород с банатитами и порфиroidными гранодиоритами—крутопадающие до вертикальных.

Контактные взаимодействия интрузивных пород различных возрастов выражены слабо и их можно наблюдать, обычно, лишь под микроскопом. Микроскопическое же исследование ряда шлифов, взятых непосредственно в контакте различных интрузий, показывает следующее: монцониты в контакте с банатитами, т. е. более молодыми интрузиями, обнаруживают более интенсивную хлоритизацию биотита и роговой обманки, чем обычно это наблюдается, в то время как банатиты выглядят относительно свежими. Те же явления, наряду с эпидотизацией амфиболов и слабой серицитизацией плагиоклазов, можно наблюдать в образцах монцонитовых пород, взятых непосредственно в контакте с еще более молодыми интрузивными породами—порфиroidными гранитами и гранодиоритами. Таким же изменениям подвергнуты и банатитовые породы в контакте с порфиroidными гранитоидами.

Менее ясен относительный возраст нораревикских гранитоидов. Как было отмечено выше, переход от монцонитов к нораревикским гранитоидам резкий, местами по границе этих пород проходит зона разлома, разрыва в составе и структуре пород значительная.

Разнообразные жильные породы, относительно небольшие штоко- и линзообразные тела дацитов и кварцевых порфиров являются наиболее поздними проявлениями магматической деятельности района. Они секут все типы интрузивных пород. Их формирование, как было отмечено выше,

происходило также одновременно в целом в следующем порядке: группа жильных гранит-порфиров, лампрофиры, аплиты и пегматиты; позже них шли рудоносные растворы, образовавшие многочисленные рудные месторождения района. Значительно позже внедрились интрузивные дациты и кварцевые порфиры.

Пытаясь представить возможные пути формирования сложного плутона в пределах описываемого района, мы пришли к выводу, что еще задолго до внедрения порфиroidных гранитов и гранодиоритов более древние части сложного плутона—интрузии банатитов и монцонитов—непосредственно соприкасались друг с другом. Позже, при формировании порфиroidных гранитоидов, относительно слабый контактовый шов между названными более древними интрузивами послужил главной полостью для внедрения последующей порции магмы, образовавшей интрузию порфиroidных гранитов и гранодиоритов. При этом внедрении банатиты и монцониты были разобщены друг от друга; только относительно небольшой участок монцонитов оказался по западную сторону интрузии порфиroidных гранитов, будучи теперь представленным в виде островка среди пород двух других главных разновидностей—банатитов и порфиroidных гранитоидов. Не исключена, однако, возможность, что «островок» монцонитов на водоразделе Зангезурского хребта представляет собой остатки монцонитовой кровли, в которую позже внедрились банатиты и порфиroidные гранитоиды.

Более мелкие тела порфиroidных гранитоидов, обнажающиеся небольшими «окошками» в банатитах и, частью, в монцонитах, нужно рассматривать как апофизы главного тела.

Резюмируя все приведенные факты и выводы, следует признать, что Конгуро-Алангезский плутон представляет собой сложное тело, образовавшееся в результате ряда последовательных фаз (этапов) интрузии, разделенных геологически относительно небольшим промежутком времени. Последующие фазы интрузии внедрялись в уже раскристаллизованную сстывшую магму предыдущих фаз.

В исследованном нами районе, в центральной части Зангезурского хребта, выделяются по меньшей мере три главные фазы интрузивной деятельности. Первая, наиболее древняя фаза представлена монцонитами и близкими к ним породами—сиенито-диоритами, диоритами, кварцевыми монцонитами и сиенитами, со шлировыми выделениями гранодиоритов и габбро. Вторая, средняя фаза представлена, главным образом, банатитами. Наконец, третья фаза—самая молодая—дала порфиroidные граниты, гранодиориты (адамеллиты и сиениты). Нораревикские гранитоиды образуют, возможно, четвертую фазу главной интрузивной деятельности.

Учитывая известные в Мегринском районе внедрения самостоятельных интрузий кварцевых порфиритов, щелочных и нефелиновых сиенитов, являющихся, по всей вероятности, наиболее молодыми из интрузивов района, мы можем говорить для всего Конгуро-Алангезского плутона по меньшей мере о шести-семи последовательных внедрениях—фазах слож-

ного процесса глубинного вулканизма Конгуро-Алангеза, и это не считая многочисленных жильные породы разного возраста и позднейшие внедрения дацитов и кварцевых порфиров.

Сложность процессов формирования третичных интрузий, наличие ряда последовательных в них инъекций, отделенных друг от друга относительно небольшим интервалом времени, доказывается на примере целого ряда интрузий Армении и Закавказья. При этом состав отдельных внедрений меняется довольно закономерно: древние фазы представлены обычно относительно основными породами—габбро, диоритами, монцонитами, а сравнительно молодые более кислыми—гранодиоритами, гранитами и другими разновидностями гранитоидов. Так, например, по данным К. Н. Паффенгольца, в районе Кедабекского медного месторождения (Азербайджанская ССР) третичные диоритовые интрузии пронизываются апофизами более молодых гранитов.

В. Н. Котляр в своей работе «Памбак» (геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении), разделяя все интрузии средней и северной Армении на две большие группы—древние и палеогеновые (эоценовые)—отмечает, что эоценовый цикл представлен шестью последовательными внедрениями с образованием следующих интрузий: 1) пироксенитов и габбро, 2) кварцевых диоритов, гранодиоритов и монцонитов, 3) порфириовидных гранитов, 4) сиенитов, 5) псевдолейцитовых сиенитов, эпидейцитовых порфиров, щелочных и нефелиновых сиенитов, 6) нордмаркитов и монцонитов.

В третичных интрузиях Даралагеза (Армянская ССР) тот же автор выделяет гранодиориты, граносиениты, диориты и габбро.

Аналогичные явления для молодых интрузий Азербайджана отмечены и А. Н. Соловкиным.

## КОНТАКТОВО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Контактово-измененные породы в исследованном районе имеют широкое распространение и занимают довольно большую площадь. Они развиваются непрерывной полосой по всей контактовой линии интрузивного массива с вулканогенно-осадочной толщей и образуют хорошо выраженный сплошной метаморфический ореол. Контактные породы представляют собой продукт изменения, главным образом, пород вулканогенно-осадочной толщи верхнего палеозоя и среднего эоцена. Они образовались не только в результате нормального метаморфизма (пирометаморфизма), но в значительной мере, на отдельных участках, и под действием эмгнаций и гидротерм, поступивших в контактовую зону вслед за внедрением интрузий из глубин магматического очага (пневматолитический метаморфизм). В экзоконтакте мы встречаем породы, резко отличающиеся друг от друга по степени метаморфизма и минералогическому составу—от пропицитизированных и эпидотизированных порфиритов и туфопорфиритов вплоть до скарнов и серицито-кварцевых роговиков (вторичных кварцитов) с андалузитом.

Эндоконтактовые изменения (автометоморфизм) широкого развития не имеют и выражаются в эпидотизации и амфиболизации пород краевых частей интрузии. Однако там, где имело место действие пневматолитических и гидротермальных растворов, наблюдается более интенсивное изменение интрузивов, вплоть до серицито-кварцевых роговиков, образующих узкую полосу в самой краевой части интрузии.

Ширина контактово-метаморфической зоны колеблется в пределах от 100—200 до 3000 м. Максимальная ширина наблюдается в районе с. Урумь и в верховьях р. Парагачай, где породы контактовой зоны претерпели наиболее интенсивный метаморфизм.

Контактово-измененные породы по составу и характеру весьма разнообразны, но в то же время они образуют группы пород, близких по минералогическому составу и приуроченных к определенным участкам района.

Переход как между разновидностями внутри отдельных групп контактовых пород, так и между группами постепенный, а часто и неуловимый. В силу этого границы, проведенные между ними на геологической карте, являются в некоторой степени условными.

Среди названных пород мы выделяем следующие четыре группы:

1. Эпидот-полевошпато-рогообманковые, кварц-рогообманково-биотитовые, серицито-полевошпатово-эпидотовые и биотито-рогообманковые роговики.

2. Серицито-кварцевые и кварц-серицито-андалузитовые роговики или так называемые «вторичные кварциты».

3. Скарны.

4. Мраморизованные известняки.

Среди перечисленных групп самой распространенной и обладающей наибольшим количеством разновидностей является первая группа. Вторая группа по распространенности несколько преобладает над третьей. Скарны же и мраморизованные известняки имеют ограниченное развитие.

**Эпидот-полевошпато-рогообманковые, кварц-рогообманково-биотитовые, серицито-полевошпатово-эпидотовые, биотито-рогообманковые и др. роговики.** В пределах контактовой зоны эта группа роговиков имеет почти повсеместное развитие, охватывая собой больше половины всех измененных пород.

В эту группу входят самые разнообразные контактовые роговики, образующие между собой постепенные переходы. Многочисленность близких по составу разновидностей объясняется частыми изменениями количественных взаимоотношений основных породообразующих минералов, в частности роговой обманки, биотита, серицита, кварца, эпидота, хлорита и полевых шпатов, причем породы эти получают свои названия от минералов, преобладающих в их составе.

Эпидот-полевошпатово-рогообманковые породы развиты, главным образом, на западном склоне Зангезурского хребта, в районе с. Пазмара, а также и в окрестностях небольшого озера Газаналич и одноименной

горы. На Пазмаринском участке, к северу от него, эти роговики постепенно сменяются эпидото-гранатовыми скарнами.

Полевошпато-рогообманковые, биотито-рогообманково-полевошпатовые, полевошпато-кварц-серицитовые и близкие к ним контактовые роговики широко распространены в районе с. Урумыс, горы Капутджух и по Пирамсарскому хребту. Они отличаются интенсивной пиритизацией, сильной раздробленностью и содержанием медно-молибденового орудения, представленного в виде многочисленных, но маломощных кварцевых рудоносных прожилков.

Следует отметить, что почти все типы контактовых роговиков, за исключением серицито-кварцевых (вторичных кварцитов), эпидотизированы, причем эпидот развивается большей частью в виде налетов по плоскостям отдельностей и тончайшими прожилочками.

Особое место занимают роговики, развитые к северу от с. Каджаран и в восточной части исследованного района, образовавшиеся в результате контактового воздействия монцонитовой магмы на порфириды и туфобрекчии, относимые С. С. Мкртчяном, как было отмечено выше, к верхнему палеозою. По минералогическому составу их следует отнести к рогообманково-биотитовым роговикам, которые, однако, отличаются от других типов контактово-измененных пород своей отчетливо выраженной сланцеватостью.

К северу и северо-востоку от с. Каджаран плоскости сланцеватости строго параллельны контакту и всюду падают от интрузии к вулканогенно-осадочной толще, т. е. на север и северо-восток под углом от 35—40 до 70°. Зона их распространения по мощности колеблется в пределах от 20—40 до 100—200 м. Так же, как и серицито-кварцевые, сланцевидные рогообманково-биотитовые роговики встречаются во внутренней части контактового ореола, т. е. непосредственно после интрузивных пород (монцонитов). Далее, в сторону туфопорфиритов они сменяются обычными рогообманковыми роговиками без сланцеватости, а последние — свежими туфопорфиритами. Переход от интрузивных пород в контактовые роговики в ряде мест постепенный и поэтому не исключена возможность, что образование последних в незначительной степени связано и с метаморфизмом самих интрузивных, в данном случае монцонитовых пород. По мере приближения к контакту последние, обычно, постепенно приобретают гнейсовую структуру, причем полосчатость строго параллельна контакту.

Для описываемой группы роговиков, как впрочем и для всех других групп, характерна ясно выраженная остаточная структура порфиритов, за счет изменения которых они в основном произошли.

В рогообманковых породах роговая обманка обычно образует крупные, толстотаблитчатые кристаллы, тем самым придавая породе порфировое сложение.

**Серицито-кварцевые и кварц-серицито-андалузитовые роговики (вторичные кварциты).** Породы этой группы отличаются от предыдущих обычных контактовых роговиков тем, что в их формировании значитель-

ную и, видимо, решающую роль сыграли пневматолиты и гидротермальные растворы. Поэтому скорее всего их следует отнести не к нормальным контактовым роговикам, а к так называемым контактово-метасоматическим породам. В литературе часто их называют вторичными кварцитами. Породы этой группы имеют широкое распространение по р. Парагачай и частью, в районе с. Урумыс. В основном, они приурочены к внутренней части метаморфического ореола.

Вторичные кварциты занимают в местности Парагачай почти всю контактовую зону на протяжении 7—8 км—от Капутджухского перевала до местности Маданидзор, при средней ширине в 0,4—0,6 км, охватывая площадь в 5—6 кв. км. Они слагают значительную часть южного склона Хазарюрдского бокового отрога главного хребта и его юго-западную ветку—небольшой хребет Гзглялин-Чхур.

С юго-восточной стороны серицито-кварцевые роговики (вторичные кварциты) контактируют с банатитовой интрузией, представленной в краевой части диоритами, габбро-диоритами и габбро. По наблюдениям в ряде мест, переход от интрузии к роговикам осуществляется постепенно, что свидетельствует о наличии эндоконтактового метаморфизма (или аутометаморфизма), в результате которого в пределах узкой периферической полосы интрузивные породы массива сильно силицифицировались, превратившись в серицито-кварцевые роговики. Последние по первичной структуре, а в некоторой степени и по минералогическому своему составу, несколько отличаются от основной массы вторичных кварцитов, происшедших за счет туфопорфиритов.

Серицито-кварцевые роговики в наружной части контактового ореола также постепенно сменяются биотито-полевошпато-рогообманковыми роговиками, последние же в свою очередь, через пропилитизированные разновидности, переходят в свежие порфириты и туфопорфириты среднего эоцена.

В пределах зоны серицито-кварцевых роговиков, вблизи их наружного контакта, имеются небольшие участки, представленные относительно слабо измененными, обычно пропилитизированными порфиритами.

Следует при этом отметить, что серицито-кварцевые роговики встречаются и в приконтактной части интрузивного поля небольшими разрозненными участками, в виде останцев неразмытых частей кровли интрузии.

Породы описываемой группы, в силу изменчивости количественных соотношений входящих в них главных минералов (кварца, серицита, мусковита, андалузита и калиевого полевого шпата), представляют собой целую серию разновидностей, близких по составу и образующих друг с другом постепенные, часто неуловимые взаимопереходы на весьма малых интервалах. Важнейшими из этих роговиков являются серицито-кварцевые, полевошпато-серицито-кварцевые, кварцевые, кварцево-серицито-андалузитовые и существенно андалузитовые породы.

Наиболее распространены серицито-кварцевые и кварцево-серицито-андалузитовые породы. Наряду с этим выделяются участки, на которых резко преобладают те или иные разновидности. Так, например, вся юго-

западная часть указанного массива сложена почти исключительно серицито-кварцевыми роговиками, в то время как в северо-восточной его части преобладают кварц-серицито-андалузитовые роговики и подчиненные им существенно андалузитовые породы. Что касается полевошпато-серицито-кварцевых роговиков, то они, главным образом, приурочены к самой внутренней части экзоконтактной зоны и к зоне эндоконтакта.

Андалузито-серицито-кварцевые роговики района с. Урумыс по своему минералогическому составу весьма сходны с парагачайскими и по существу, являются их продолжением. Здесь они также занимают внутреннюю часть метаморфического ореола, образуя узкие вытянутые полосы, идущие вдоль края интрузии.

Парагачайские и урумысские серицито-кварцевые контактовые роговики (вторичные кварциты), обладая богатым содержанием высокоглиноземистых минералов—андалузита, силлиманита, корунда и др.—представляют значительный практический интерес, о чем более подробно будет сказано ниже.

Чисто кварцевые серицито-кварцевые контактовые роговики (вторичные кварциты) развиты также и на восточном склоне Зангезурского хребта, в 3—4 км к северо-западу от с. Каджаран, по реке Давачи, на площади 0,7 кв. км. Они представляют собой продукт метаморфизма пород вулканогенной толщи не среднего эоцена, как в первом случае, а верхнего палеозоя, и при этом образовались не под действием банатитовой интрузии, как в Парагачае, а интрузии порфиридных гранодиоритов.

Возможно этим нужно объяснить то обстоятельство, что описываемые вторичные кварциты отличаются от парагачайских бедностью минералогического состава, представленного лишь кварцем, серицитом и пиритом. Высокоглиноземистые минералы в них не обнаружены.

Генезис всей группы вторичных кварцитов и, прежде всего, андалузитосных серицито-кварцевых роговиков Парагачая подробно описывается ниже, в петрографическом очерке. Здесь лишь отметим, что их минералогический состав и локальное развитие в экзоконтакте говорят о том, что они произошли под действием пневматолитов и высокотемпературных водных растворов, поступивших в определенные участки экзоконтактной зоны, благодаря наличию крупных разломов. Нормальный же метаморфизм, действовавший несколько раньше привноса флюидов, обусловил образование обычных контактовых роговиков (рогообманковых, биотито-рогообманковых, эпидотовых и др.) или привел лишь к пропилитизации порфиритов, туфов, туффитов и туфобрекчий.

**Скарны** в описываемом районе имеют незначительное развитие. Встречаются они в 5—6 км к востоку, юго-востоку от с. Урумыс, в местности Гярдаи, где образуют полосу шириной в 0,5—0,6 км и длиной до 2 км, расположенную почти параллельно контактной зоне. Скарны сложены, главным образом, гранатами, эпидотом и магнетитом; кварц же и ряд других минералов играют подчиненную роль (см. минералогическое

описание). Магнетит образует несколько мощных полос (до 2—3 м), идущих параллельно всей зоне.

Происхождение скарнов, очевидно, нужно объяснить контактовым взаимодействием банатитов с прослоями известняков в туфопорфировой толще среднего эоцена, как это имеет место в ряде пунктов Кафанского района, например, в верховьях р. Гехи.

Небольшие поля гранатовых пород, в виде останцев кровли плутона, встречены на этом же участке, однако, на довольно большом расстоянии от контактовой зоны, в поле интрузивных пород.

Скарновые образования встречаются и в контактовой зоне вулканогенно-осадочных пород верхнего палеозоя с интрузией монзонитов на противоположном—восточном склоне Зангезурского хребта, в верховьях р. Мерригет.

**Мраморизованные известняки** имеют более ограниченное развитие. Они встречаются лишь в крайней его восточной части, у места слияния небольшой речки Пыхрут с р. Вохчи. Известняки характеризуются интенсивной рассланцованностью, идущей параллельно контактовой линии интрузии с вулканогенной толщей, с крутыми углами падения.

#### IV. ТЕКТОНИКА РАЙОНА

В описываемом и прилегающих районах Зангезура и Нахичеванской АССР развиты как складчатые, так и трещинные структуры.

Складчатость для более обширной площади представлена двумя крупными брахиантиклинальными складками северо-западного простирания и одной промежуточной сжатой синклинальной складкой.

Восточная из двух антиклиналей проходит в районе Кафанских медных рудников. В изученном нами районе представлена лишь часть второй так называемой Гехинской антиклинальной складки, расположенной параллельно и к западу от первой, в более высокогорной части района.

Ось этой складки проходит, как уже было сказано, в районе с. Гехи, в северо-западном направлении. Имеющиеся полевые наблюдения дают основание полагать, что в районе г. Капутджух юго-западное крыло Гехинской антиклинали проходит на западном склоне Зангезурского хребта, а северо-восточное—на восточном склоне, в верховьях р. Вохчи. Таким образом, в исследуемом районе интрузия приурочена к своду крупной антиклинальной складки.

В описываемом районе особенно интенсивно проявляются дизъюнктивные тектонические нарушения—крупные разломы и сопряженные с ними трещины, сыгравшие большую роль в процессах рудообразования. Среди крупных разломов и трещин устанавливаются следующие три главные системы:

1. **Северо-западная**, с простиранием 290—340° и падением преимущественно на северо-восток под крутым углом от 70—75 до 85—90°. К этой же группе можно отнести крупные трещины меридионального направления.

2. **Северо-восточная**, с простиранием  $35-70^{\circ}$  и преимущественным падением на северо-запад, под углом от  $45$  до  $70^{\circ}$  реже—более крутыми.

3. **Широтная**, обычно падающая круто на север и являющаяся системой промежуточного характера по отношению к первым двум основным системам.

Позже, по перечисленным разломам всех трех направлений, имело место внедрение мощных даек гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, гранит-порфиров и других жильных пород, что в значительной степени затрудняет выяснение характера нарушений различных систем.

Следует отметить, что названные системы крупных разломов, каждая в отдельности, имеют преимущественное развитие на определенных участках описываемого района.

Северо-западные разломы в пределах изученного района имеют наибольшее распространение на западном склоне и в водораздельной части Зангезурского хребта. Они параллельны длинной оси интрузии и совпадают с направлением флюиальности (линейного расположения удлиненных зерен минералов). Трещины прямолинейны и прослеживаются на большом протяжении. Часть крупных трещин выполнена жильными породами гранитоидного и другого состава.

К этой же системе относится наиболее крупная в районе тектоническая зона северного-северо-западного простирания ( $330-360^{\circ}$ ), с падением на восток под углом от  $50$  до  $65^{\circ}$ . Зона эта берет начало от Пирамсарского отрога и продолжается далеко на юг-юго-восток, проходя через месторождение Каджаран, Таштунский перевал, район сс. Личк, Таштун, Нор Аревик до месторождения Агарах и дальше. Эта крупная, так называемая Дебаклинская зона разломов приурочена в значительной части своего протяжения, в частности от Каджарана до Таштунского перевала, к границе между интрузиями монцонитов и порфиroidных гранодиоритов, относимых к двум различным фазам интрузивной деятельности района. К югу от Таштунского перевала зона разломов значительно расширяется, разбивается на отдельные подзоны, охватывая как интрузию порфиroidных гранитов, так и монцонитов. Отдельные подзоны—трещины—местами также совпадают с контактом двух интрузий, местами же контакт порфиroidных гранитов и монцонитов совершенно не затронут тектоническими передвигками и обнаруживает свой первичный интрузивный характер. В южной части исследованного района, к западу от с. Нор Аревик, тектоническая зона снова суживается, приурочиваясь, как и у Каджаранского месторождения, к границе монцонитов с порфиroidными гранитами и гранодиоритами. В тектонической зоне (особенно в районе Каджаранского месторождения) породы монцонитовой интрузии сильно раздроблены, перемяты, изобилуют многочисленными зеркалами скольжения и глиной перетиранья, в то время как порфиroidные граниты выглядят сравнительно свежими.

Характер Дебаклинского тектонического разлома окончательно не выяснен. По современным представлениям о тектонике интрузивных тел вообще и складчатых зон в частности, описываемые разломы северо-

западного простирания, с отмеченными для них особенностями, скорее всего можно отнести к нарушениям типа **трещин скалывания**, которые образовались попутно с формированием складчатости района (в частности антиклинальной складки) под действием тангенциальных сил, направленных с северо-востока на юго-запад. С этой точки зрения Дебаклинская тектоническая зона представляет собой скорее всего надвиг монцитов на порфириовидные гранодиориты. При этом тектонические движения по этой зоне многократно возобновлялись как до оруденения, так и в процессе и после рудообразования. Это доказывается не только тем, что крупные дайки жильных пород, расположенных в монцититах, резко обрываются у разлома, но и рядом других фактов, о которых будет сказано ниже, при описании Каджаранского месторождения. Как отмечено в разделе геологии, исследованиями С. А. Тараяна доказано, что по одной из веток описываемой зоны разломов перемещены плиоценовые отложения Нор Аревика, которые моложе процессов рудообразования.

Северо-восточные разломы развиты преимущественно в периферической части интрузии и при том, главным образом, на участке Каджаран—Аткыз—Охчи и, слабо, в Урумысском районе, где к ним приурочены, по преимуществу, маломощные кварцево-медно-молибденовые рудные жилы.

Разломы Каджаран—Аткыз—Охчинского района, выполненные жильными породами и кварцево-рудными образованиями, повторяются весьма часто и на близком друг от друга расстоянии (южнее с. Аткыз—на расстоянии 15—25 м). По сравнению с разломами, точнее выполняющими их дайками первой системы, они маломощные и обладают относительно меньшей протяженностью. Исходя из этого и общей схемы тектоники района, тектонические нарушения северо-восточного направления скорее всего следует отнести к **трещинам разрыва**, обычно направленным по линии действия тектонических сил.

**Разломы широтного простирания** сосредоточены, в основном, на западном склоне Зангезурского хребта—в местности Парагачай. Они выполнены жильными породами состава гранодиорит-порфиоров и характеризуются, в отличие от разломов предыдущей системы, большой мощностью выполняющих даек (8—15 м) и протяженностью до 4—5 км и более. Вдоль этих трещин (как впрочем и по трещинам других систем) движения повторялись, и трещины вновь были заполнены жильным материалом, что доказывается соответствующими полевыми наблюдениями.

Разломы широтного простирания по своей ориентировке более близки к северо-восточным и могут быть отнесены к трещинам разрыва. Однако они с таким же успехом могут считаться трещинами скалывания, развивающимися в периферических частях интрузий.

Мелкие трещины—трещины отдельности пород—развиты приблизительно одинаково для всех видов интрузивных пород.

В заключение следует отметить, что трещинная тектоника района, имеющая существенное значение в рудообразовании, еще далеко недостаточно изучена. Необходимо осветить этот вопрос более подробно и для этого произвести специальные исследования.

## У. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В этой главе приводится петрографическое описание основных типов горных пород района в следующем порядке: породы вулканогенно-осадочной толщи; интрузивные, жильные и контактово-измененные породы. При этом более подробно описываются интрузивные породы, а также одна из главных и наиболее интересных групп контактово-измененных пород, объединяющая серицито-кварцевые и кварц-серицито-андалузитовые образования. Остальные виды пород описываются лишь в общих чертах. Что касается песчано-глинистых отложений плиоцена, то мы ограничиваемся их описанием в разделах геологии и полезных ископаемых.

### ПОРОДЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

При описании геологического строения района мы отметили, что вулканогенно-осадочная толща по своему петрографическому составу неоднородна и сложена из различных типов пород, среди которых преобладающими являются порфириды, а туфы, туфобрекчии и туффиты имеют подчиненное значение. Ниже приводится краткое петрографическое описание указанных пород в порядке, в каком они здесь перечислены.

#### Порфириды

Порфириды макроскопически представляют собой плотную породу светлосерого, зелено-серого и темносерого цветов и порфиристого сложения. Из порфиристых выделений ясно различимы на глаз плагиоклаз и редко цветные минералы (авгит, роговая обманка). Основная масса обнаруживает под микроскопом микролитно-стекловатую или гиалопилитовую структуру, весьма характерную для андезитов. Встречены разности с основной массой, обладающей пилотакситовой и флюидалной структурой. Стекловатые участки попадаются почти во всех просмотренных шлифах. Микролитовая масса, в основном, сложена из плагиоклазов, однако последние настолько мелкие, что не поддаются измерению. В отдельных образцах значительная часть основной массы состоит из цветных минералов, в частности из мелких зернышек роговой обманки. Редко встречается кварц. Порфиристые выделения представлены, главным образом, плагиоклазом. Довольно часты фонокристаллы авгита и несколько реже роговой обманки. Периодически встречается биотит. Основная масса количественно преобладает над вкрапленниками. Однако нередки и обратные случаи.

Из второстепенных минералов следует отметить магнетит и апатит. Присутствие пирита в основном следует связать с постмагматическими процессами.

В измененных порфиридах в большом количестве встречаются, кроме пирита, также вторичные минералы: карбонат, хлорит, эпидот и серицит.

**Плагиоклазы** порфиристых выделений представлены всегда идиоморфными кристаллами, величиной от 0,5 до 3,0 мм, обладающими хорошо выраженной полисинтетической сдвойникованностью (см. рис. 4). Измерения углов погасания плагиоклазов в симметричной зоне показывают значительное колебание в составах плагиоклазов. № № их колеб-

лются от 45 до 62, т. е. принадлежат к ряду андезин-лабрадор. Как мы уже отметили, плагиоклазы характеризуются интенсивной серицитизацией и всегда мутные. Кроме того, в нескольких шлифах обнаружена частичная альбитизация.

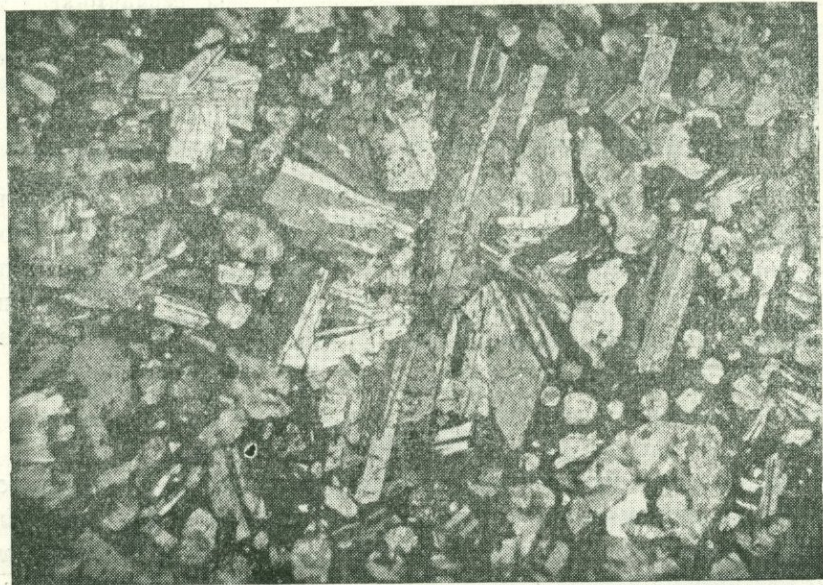


Рис. 4. Фенокристаллы плагиоклаза в плагиоклазовом порфирите.  
Ник. скр. ув. 20.

**Авгит** ( $cNg = 40-44^0$ ) представлен хорошо ограниченными индиоморфными короткостолбчатыми кристаллами, величиной 0,5—1,5 мм в поперечнике. В неизменном виде встречается лишь в свежих разновидностях порфиритов. Большею частью авгит интенсивно изменен с образованием хлорита, эпидота и карбоната. Часты примеры отчетливого замещения авгита хлоритом и эпидотом. Контуры нацело замещенных кристаллов авгита переполнены перечисленными вторичными минералами, в различных количественных соотношениях.

**Роговая обманка** образует выделения часто с неправильными контурами. Фенокристаллы ее более редки и обычно замещаются хлоритом.

**Биотит** встречен лишь в единичных случаях в виде мелких листочков.

Вторичные минералы **кальцит**, **хлорит** и **эпидот** очень часто выполняют пустоты в породе (см. рис. 5). Эпидот и реже хлорит образуют мелкие прожилки. Под микроскопом заметно их развитие по трещинам спайности плагиоклазов. Серицит приурочен исключительно к измененным плагиоклазам.

Изменение порфиритов района под влиянием постмагматических процессов довольно интенсивное и обнаруживается почти повсеместно. Оно выражено, как уже отметили, эпидотизацией, хлоритизацией, пиритизацией, серицитизацией и альбитизацией. Обычно явления пропилитизации

порфириров усиливаются по мере приближения к контакту вулканогенной толщи с интрузией.

В таблице 1 приведены результаты химических анализов трех образцов порфириров. Образцы взяты: первый в 5 км к северо-востоку от с. Насерваз, второй—у г. Казангел-Даг и третий—из слабо ороговикованных разностей порфириров, в верховьях р. Парагачай, у перевальной тропы.

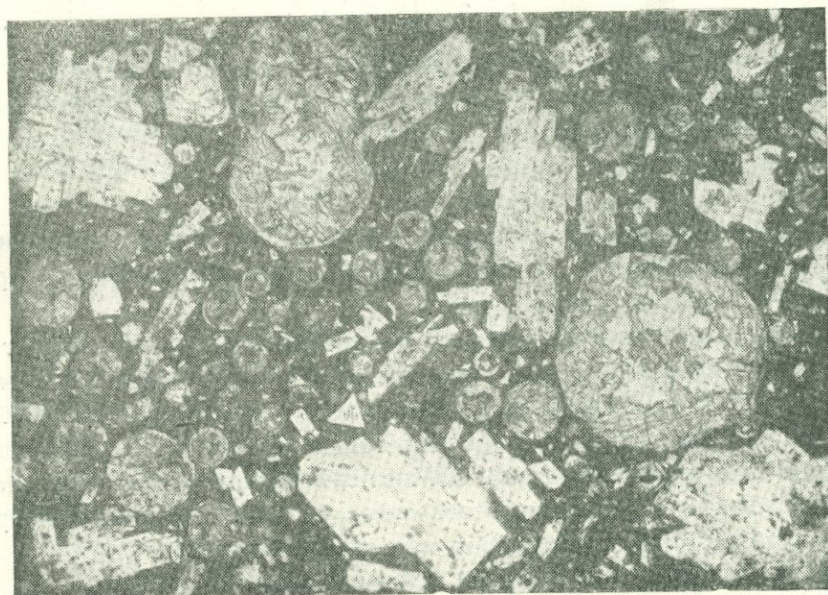


Рис. 5. Миндалины в туфо-порфиритах выполнены хлоритом и карбонатом. Ник. скр. ув. 20.

Таблица 1

Окислы	1		2		3	
	проц. со- держан.	молек. колич.	проц. со- держан.	молек. колич.	проц. со- держан.	молек. колич.
Si O <sub>2</sub>	48,40	0,806	45,70	0,761	50,29	0,837
Ti O <sub>2</sub>	0,93	0,011	1,00	0,013	0,89	0,011
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,53	0,132	18,62	0,182	20,54	0,201
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,51	0,053	5,16	0,033	4,28	0,027
Fe O	5,97	0,083	5,69	0,079	5,47	0,076
Mn O	0,12	0,001	0,18	0,003	0,12	0,001
Mg O	7,14	0,178	6,29	0,156	4,21	0,105
Ca O	11,70	0,210	11,80	0,211	9,20	0,164
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,004	1,22	0,019	4,50	0,073
K <sub>2</sub> O	1,48	0,016	0,93	0,010	0,48	0,005
H <sub>2</sub> O	1,06	—	1,12	—	0,20	—
H <sub>2</sub> O <sup>1100</sup>	1,92	—	2,36	—	0,33	—
Сумма	101,09		100,07		190,51	

## Магматические формулы

По Левинсон-Лессингу:

- I.  $2,65 \overline{RO} R_2O_3$ ,  $4,36 SiO_2$ ;  $\alpha=1,54$ ;  $R_2O : RO=1 : 23,6$   
II.  $2,22 \overline{RO} R_2O_3$ ,  $3,56 SiH_2$ ;  $\alpha=1,36$ ;  $R_2O : RO=1 : 15,4$   
III.  $1,93 \overline{RO} R_2O_3$ ,  $3,71 SiO_2$ ;  $\alpha=1,88$ ;  $R_2O : RO=1 : 4,57$

По Заварицкому:

I. $a=2,8$	II. $a=4,2$	III. $a=11,1$
$c=8,0$	$c=11,2$	$c=8,8$
$v=32,9$	$v=27,3$	$v=19,6$
$s=58,3$	$s=56,9$	$s=60,5$

Первые два образца по химическому составу отвечают **основным андезитам** (порфирирам), скорее всего **андезито-базальтам**, а третий образец—**андезитам** (порфирирам).

Описываемые породы, относимые по возрасту к эоцену, следует называть не порфиритами, а андезитами, андезито-базальтами, однако, учитывая их палеотипный характер (интенсивная пропилитизация) и особенно то, что для вулканогенно-осадочной толщи (порфиритов) восточного склона Зангезурского хребта С. С. Мкртчяном предлагается верхнепалеозойский возраст, находим целесообразным оставить за ними общепринятое среди исследователей района название «порфирит».

### Туфы и туфобрекчии

Туфы исследованного района представляют собой довольно плотные для обычных туфов породы, темнокоричневого и кирпично-красного цветов. Они состоят из вулканического пепла и мельчайших угловатых обломков порфиритов, сцементированных известково-железистым материалом. По классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, туфы описываемого района следует отнести к пепельным. Однако наряду с ними, правда, в меньшей степени, встречаются так называемые стекловатые и кристаллические туфы.

**Туфобрекчии** представляют собой те же туфы с более крупным обломочным материалом.

### Туффиты

Туффиты являются подводными туфовыми образованиями, в которых наряду с мельчайшими, отчасти слегка округленными обломками вулканических пород и выбросов встречается илистый материал. Они представлены плотными, тонкослоистыми породами светлосерого и серого цветов, частью с зеленоватым оттенком. В туффитах слоистость выражена весьма отчетливо, что вызывается частой сменой среднезернистого, частью крупнозернистого материала тонкозернистым.

ТUFFиты, как и туфы и туфобрекчии, под влиянием интрузии и ее-эксгалаций подвергались эпидотизации, хлоритизации и значительно сла-бее серицитизации.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

### Монцониты

Монцониты, как это уже отмечено выше в нашем геологическом очерке, являются преобладающим типом пород в одноименной интрузии. Наряду с ними, правда, в подчиненном значении, встречаются кварцевые монцониты, габбро-диориты, сиенито-диориты, диориты и сиениты, а так-же, в виде шлировых выделений,—габбро и гранодиориты. Все эти типы пород образуют между собой незаметные, постепенные взаимопереходы и сходны как по структуре, так и по общему облику. Исходя из этого, после описания порообразующих минералов этой группы мы считаем целесообразным остановиться детально на характеристике только мон-цонитов.

Монцониты и подчиненные им другие разновидности представлены крупнозернистыми, обычно темносерыми породами, в которых невоору-женным глазом ясно различимы полевой шпат, биотит, роговая обманка и пироксен.

Под микроскопом структура пород этой интрузии гилпидиоморфно-зернистая, чаще монцонитовая (см. рис. 6).

В минералогическом составе пород принимают участие кварц, анор-токлаз, плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный пироксен (авгит) и биотит. Из второстепенных составных частей присутствуют сфен, апатит и рудный минерал.

Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом в кальцитом.

**Кварц** в породах описываемой интрузии играет подчиненную роль и встречается не во всех шлифах. Его максимальное количество в монцо-цитах не превышает 5—7%. Как правило, он аллотриоморфен. Величина зерен—от  $0,02 \times 0,03$  до  $0,50 \times 0,75$  мм. Волнистое угасание выражено довольно отчетливо.

**Калинастровый полевой шпат** обычно аллотриоморфен, однако встре-чаются и кристаллы правильной формы.

Двойники, в отличие от анортоклазов банатитов и порфириовидных гранодиоритов, редки и принадлежат к карлсбадским.

Результаты определения констант на универсальном столике Федоро-за приведены в таблице 2.

Эти константы свидетельствуют о том, что угол угасания описывае-мого калиевого полевого шпата несколько меньше, чем у микроклина, и что минерал по своим свойствам приближается к моноклинной группе. Показатель преломления несколько выше, чем у типичного микроклина. Учитывая это, а также и большое сходство этого минерала с калиевым полевым шпатом порфириовидных гранитов, для которых анортоклазовый

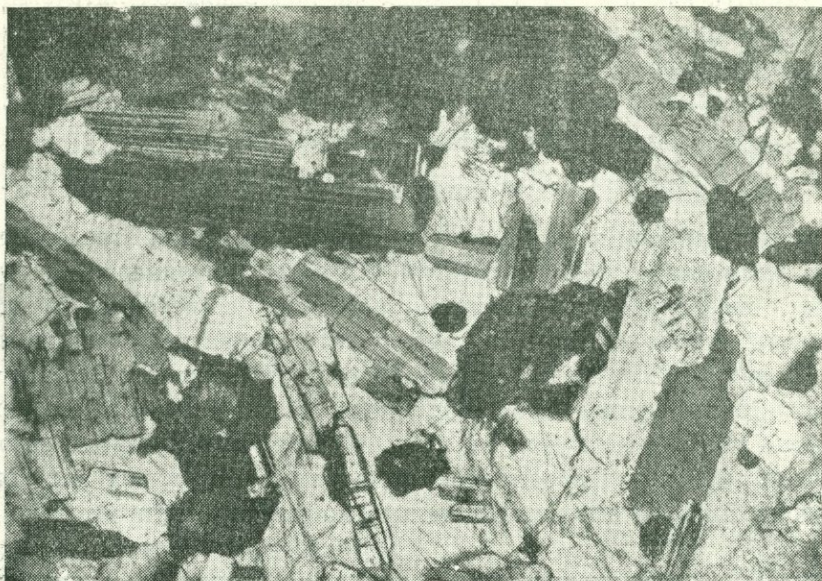


Рис. 6. Типичная для монзонитов структура. Ник. скр. ув. 20.

Таблица 2

№ № шлифов	J. (001)			-2V
	Ng	Nm	Np	
139	86,5	8	82	71
	89,5	6	83,5	71
185в	88	9	81	66
	89	5	85	64
10	89	7,5	81,5	64
	—	—	—	60
438	—	—	—	68
144	—	—	—	66
Среднее	88,5	7	82,5	66,2

Показатель преломления:  $N_g' = 1.525 \pm 0,002$   
 $N_m' = 1.522 \pm 0,002$  (вычислен)  
 $N_p' = 1.518 \pm 0,002$

характер доказан более точно, описываемый минерал автор относит к **анортоклазу**.

Содержание анортоклаза в породах монзонитовой интрузии сильно варьирует, что в основном и определяет характер и название пород. Величина зерен колеблется в широких пределах и доходит до 5—7 мм и

больше. Цвет, обычно, слегка розоватый. Довольно часто содержит в себе пойкилитовые вроски роговой обманки, биотита, магнетита, апатита и плагиоклаза. Помимо того, нередко встречаются пертитовые вроски, представленные в виде хорошо сдвойникованных мелких индивидов и пятен неправильной, вытянутой формы, ориентированных в одном направлении. Пелитизация развита почти повсеместно. Серицитизация выражена слабо. Серицит развивается обычно по трещинам спайности. Довольно часто на границе анортоклаза с плагиоклазом в последнем образуется мирмекит.

**Плагиоклаз** обычно образует крупные зерна размерами от  $1,2 \times 0,5$  до  $3,5 \times 1,2$ . Характеризуется резким идиоморфизмом по отношению к кварцу и анортоклазу. Как правило, хорошо сдвойникован и часто образует зональные кристаллы, в которых основность уменьшается от центра кристалла к периферийным его зонам.

Состав плагиоклаза меняется в пределах от № 42 до № 56 (по замерам угла погасания в разрезе  $\perp PM$ ). Главная его масса определяется как андезин-лабрадор № 50—53. В породах более кислого состава—сиенито-диоритах и сиенитах—плагиоклазы становятся более кислыми, достигая № № 33—35. Состав плагиоклазов в указанных пределах меняется довольно часто не только на небольших участках, но и в отдельных шлифах.

В таблице 3 приводим данные измерений плагиоклазов на столике Федорова:

Таблица 3

№ № шлифов	B <sub>1,2</sub>			№ № плагиоклазов	Закон двойникования	Примечание
	N <sub>g</sub>	N <sub>m</sub>	N <sub>p</sub>			
170	22	69	86	42	$\perp (010)$	Резко преобладают двойники альбитового закона
139	28	63	71	54	$\perp (010)$	
494	69	35	75	48	$\perp (001)$	

Плагиоклаз характеризуются почти совершенной свежестью и лишь изредка слабо серицитизирован. При этом процесс замещения обычно идет от ядра к периферии кристаллов. В некоторых шлифах, в общей массе свежих плагиоклазов, попадаются редкие индивиды, почти полностью замещенные серицитом.

Плагиоклазы монзонитов и подчиненных им пород часто содержат мельчайшие включения апатита, рудного минерала и очень редко биотита и моноклинного пироксена (авгита).

Включения плагиоклаза иногда встречаются в биотите.

**Роговая обманка** образует кристаллы, величина которых на разных участках колеблется в широких пределах, от сотых долей мм до 4—6 мм в длину. В среднем имеет размеры от  $0,3 \times 0,2$  до  $2,4 \times 1,1$  мм. Нередко представлена сдвойникованными кристаллами. Плеохроизм отчетливый:

Nq' — травяно-зеленый с синеватым оттенком;  
 Nm' — зеленый с буроватым оттенком;  
 Nr' — светложелтовато-зеленый.

Константы роговых обманок, приведенные ниже в таблице 4, а также положительное удлинение, позволяют отнести их к **обыкновенным роговым обманкам**.

Таблица 4

№№ шлифов	cNg	—2V по двум выходам
155	17	71
	20,5	71,5
13а	19,5	71
130в	22,5	70
139	18,5	74
	22	75
Среднее	22,0	72,0

Довольно часто этот минерал образует сростания совместно с моноклинным пироксеном (авгитом) и биотитом.

Кроме того, наблюдается слабое замещение моноклинного пироксена роговой обманкой, которая обычно образует вокруг зерен пироксена каемки замещения. Вторичная роговая обманка, как правило, обладает лучистой структурой и густо травяно-зеленоватой окраской. Зерна роговой обманки редко хлоритизированы, причем наряду с хлоритом выделяется рудный минерал (магнетит), зерна которого иногда располагаются прямолинейно, по плоскостям спайности замещенных кристаллов амфибола.

Довольно часто роговая обманка содержит мелкие включения апатита, магнетита и реже — сфена и пироксена.

**Моноклинный пироксен** представляет собой один из существенных минералов монзонитов. Зерна его характеризуются более совершенным идиоморфизмом, чем зерна роговой обманки. Средние размеры их варьируют от  $0,3 \times 0,2$  мм до  $1,8 \times 0,8$  мм. Обычно он бесцветен или белый с зеленовато-желтоватым оттенком.

В таблице 5 приведены оптические данные моноклинных пироксенов, определенные на универсальном столике Федорова.

Указанные константы позволяют отнести моноклинный пироксен к **авгиту**.

Так же, как и роговая обманка, авгит содержит включения апатита и сфена.

**Биотит** образует листочки размерами в среднем от  $0,2 \times 0,2$  до  $1,2 \times 1,1$ . Нередки, однако, чешуи диаметром от 8 до 10 мм.

Цвета плеохроизма:  $Nq'$ —бурый, темнокоричневый,  
 $Nm'$ —коричневый,  
 $Np'$ —соломенно-желтый.

Почти во всех просмотренных шлифах биотит в той или иной степени хлоритизирован, причем хлоритизация обычно развита по периферии листочков и трещинам спайности. Редко листочки биотита, наряду с хлоритом, замещаются и эпидотом. Пойкилитовые вроски магнетита, апатита, моноклинного пироксена и сфена в биотите обычны. Листочки его часто окружают радиально первые продукты кристаллизации магмы— апатит и в особенности рудный минерал.

Таблица 5

№№ шлифов	CN <sub>g</sub>	+2V по двум выходам
10	41,5	64,5
	47	62
13в	49	56
185в	43,5	55,5
	43,5	55,5
Среднее	45,0	58,5

Количественные соотношения биотита, авгита и роговой обманки подвержены значительным колебаниям, вплоть до полного отсутствия в породе одного из них и резкого преобладания другого.

Из вторичных минералов часто встречается **хлорит**, обычно замещающий биотит и очень редко роговую обманку. Он грязновато-зеленого цвета с плеохроизмом от светложелто-зеленого до светлосине-зеленого. По двупреломлению скорее подходит к **пенинну**.

**Эпидот** встречается спорадически, но довольно крупными зернами. Обладает ярким плеохроизмом от желтого цвета до белого с желтоватым оттенком. Нередко явно замещает авгит.

**Серпичит** имеет ничтожное распространение. Является постоянным спутником разложенных в той или иной степени плагиоклазов.

**Второстепенные минералы** представлены апатитом, сфеном и рудным минералом. Как правило, все они присутствуют во всех просмотренных шлифах и принадлежат к наиболее ранним выделениям магмы. Количественно среди них преобладает рудный минерал.

**Апатит** встречается мельчайшими идиоморфными кристаллами (шестигранники и призмочки) размерами от сотых долей мм до  $0,3 \times 0,2$  мм. Образуется включение во всех минералах; больше—в цветных и рудных.

**Рудный минерал** отличается более крупными зернами неправильной формы, диаметром в среднем от 0,1 до 0,5 мм. Судя по весьма часто

встречающимся каемкам замещения сфена (титаноморфит) вокруг зерен этого минерала, он представлен в основном титаномагнетитом, что, конечно, не исключает присутствия магнетита. Как правило, рудный минерал приурочен к цветным компонентам, особенно к роговой обманке, и нередко включает в себе идиоморфные кристаллики апатита.

Сфен представлен зернами клиновидной и чаще неправильной формы, величиной от  $0,1 \times 0,1$  до  $0,5 \times 0,3$  мм.

Характерно, что рудный минерал, апатит и сфен, как правило, встречаются совместно, образуя небольшие скопления из нескольких зерен, и что они обычно приурочены к цветным минералам.

Следует отметить присутствие мельчайших линзовидных зерен сфена, расположенных в трещинах спайности биотита и образовавшихся за счет разложения последнего.

Анализ тяжелой фракции монцонитов показал, что в них, кроме перечисленных второстепенных минералов, присутствует циркон в виде единичных идиоморфных кристаллов и точечных включений. Обнаружены также пирит и халькопирит, возникшие скорее всего под влиянием постмагматических рудных процессов.

Минералогический состав двух образцов из пород монцонитовой интрузии, количественно подсчитанный с помощью салазок, приводится в таблице 6. Образец № 144 взят из водораздельного участка, у пересечения оси Зангезурского хребта с перевальной тропой, идущей от с. Пазмара к озеру Саккарлич, второй образец—№ 139—взят из Каджаранского месторождения. Ввиду крупнозернистости пород, подсчеты для каждого образца сделаны в пяти шлифах с взятием их среднесрифметического значения.

Таблица 6

№ № образцов	Кварц	Анорто-клас	Плагио-клас	Роговая обманка	Биотит (с хлоритом)	Авгит	Рудные минералы	Апатит	Сфен	Сумма	№ № плагио-класов
139	1,95	33,15	35,32	9,84	13,10	0,04	5,49	0,65	0,46	100%	56—57
144	0,40	16,10	59,13	3,03	3,94	4,64	2,23	0,54	0,00	100%	52—54

Приведенные данные количественно-минералогического состава пород вместе с их общим обликом позволяют образец № 139 отнести к монцонитам, для которых характерно присутствие, приблизительно в равных количествах, серого калиевого полевого шпата и лабрадора, большое содержание в породе цветных минералов, почти полное отсутствие кварца или присутствие его в весьма незначительном количестве и, наконец, резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевному шпату.

Второй образец—№ 144—имея ту же структуру, по своему минералогическому составу представляет переходную форму между типичными монцонитами и габбро-диоритами.

Химические составы пород монцонитовой серии приведены в таблице 7. Проанализированы три образца. Из них первый взят из водораздельного участка (№ 144), остальные два—из Каджаранского месторождения.

Таблица 7

Окислы	I		II		III	
	%, содерж.	молек. колич.	%, содерж.	молек. колич.	%, содерж.	молек. колич.
SiO <sub>2</sub>	52,20	0,870	52,62	0,876	53,46	0,890
TiO <sub>2</sub>	1,02	0,013	0,91	0,011	1,20	0,015
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,56	0,192	17,62	0,173	16,35	0,160
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,75	0,023	6,49	0,041	4,04	0,025
Fe O	3,69	0,051	3,34	0,046	4,96	0,069
Mn O	0,16	0,002	0,11	0,001	0,17	0,002
Mg O	3,92	0,097	1,52	0,037	3,76	0,093
Ca O	7,80	0,139	9,50	0,170	7,18	0,129
Ba O	0,03	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	3,82	0,062	5,80	0,094	3,52	0,056
K <sub>2</sub> O	2,63	0,028	1,72	0,018	3,09	0,33
H <sub>2</sub> O	0,56	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>1100</sup>	1,11	—	—	—	0,27	—
Потери при прокаливании			0,50		1,69	—
Сумма	100,25		100,49		99,69	

### Магматические формулы

По Левинсон-Лессингу:

- I. 1,82  $\overline{RO}$  R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,17 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=1,73$ ; R<sub>2</sub>O : RO=1 : 3,27  
 II. 1,70  $\overline{RO}$  R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,09 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=1,74$ ; R<sub>2</sub>O : RO=1 : 2,26  
 III. 2,05  $\overline{RO}$  R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,72 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=1,86$ ; R<sub>2</sub>O : RO=1 : 3,33

По Заварицкому:

- |           |            |             |
|-----------|------------|-------------|
| I. a=12,8 | II. a=15,4 | III. a=12,4 |
| c=7,3     | c=4,2      | c=5,0       |
| b=16,6    | b=18,9     | b=19,0      |
| s=63,1    | s=61,2     | s=63,5      |

Как видно из приведенной таблицы, породы водораздельной части по своему химическому составу весьма сходны с породами Каджаранского участка. Это обстоятельство хорошо увязывается со сходством минералогического состава и общего облика пород двух разобщенных друг от друга участков и лишней раз подтверждает высказанное нами предположение о том, что породы монцонитовой серии водораздельного участка и восточного склона Зангезурского хребта принадлежат к одной и той же магме, вернее к одной и той же фазе Конгуро-Алангезского плутона.

Химический состав описываемых пород сходен с породами нормальных монцонитов с некоторым отклонением в сторону диорита. Они близки к классическим монцонитам из *Monzone Predezzo* в Южном Тироле.

### Банатиты

Банатиты являются наиболее распространенными и типичными породами одноименной интрузии, нормальный состав которой лишь местами отклоняется от банатитов в сторону гранодиоритов и сиенито-диоритов. Однако в контакте с вулканогенной толщей основность интрузивных пород значительно увеличивается вплоть до образования диоритов, габбро-диоритов и габбро, которые в общей всей интрузии играют лишь незначительную роль. Исходя из этого, мы более детально описываем банатиты и входящие в них минералы и менее детально другие разновидности (диориты, габбро-диориты и габбро).

Макроскопически банатиты представляют собой равномерно-среднезернистые породы светлосерой и светлой окраски. Лишь изредка встречаются порфириовидные выделения плагиоклаза и роговой обманки. По отношению к монцонитам они значительно более мелкозернисты. Относительный и абсолютный идиоморфизм составных частей выражен слабее. Текстура массивная, структура гранитовидная или гипидиоморфнозернистая.



Рис. 7. Типичная для банатитов структура. Ник. скр. ув. 20.

В минералогическом составе типичного банатита принимают участие кварц, анортотлаз, плагиоклаз, роговая обманка и биотит, из вторичных минералов—хлорит и серицит. Второстепенные части представлены сфеном, рудным минералом, апатитом и цирконом (редко).

В породах приконтактовой зоны интрузии, представленных более основными разновидностями, как то: диоритом, габбродиоритом, габбро, наряду с перечисленными минералами (за исключением в общем кварца и анортоклаза) присутствуют из первичных — моноклинный пироксен и оливин, из вторичных — эпидот и карбонат.

**Кварц** характеризуется постоянной аллотриоморфностью и выполняет промежутки между другими минералами. Размеры зерен колеблются в среднем в пределах от  $0,03 \times 0,02$  до  $1,4 \times 1,3$  мм. Волнистое погасание встречается довольно часто. Содержит пойкилитовые вроски рудного минерала, роговой обманки и плагиоклаза. Слаботрещиноватый.

**Калиевый полевой шпат** банатитовой интрузии, судя по его константам (таблица 8), по тем же соображениям, высказанным при определении анортоклаза монцонитов, также относится к **анортоклазу**. Содержание альбитовой частицы, определенное по диаграмме показателей преломления калинатровых полевых шпатов, равно 18—20%.

Таблица 8

№ № шлифов	⊥ (001)			—2V
	$N_g$	$N_m$	$N_p$	
1	89	6	84	69
28	87,5	4	87,5	60,6
147	87	4,5	87	65
175	80	11	86	62
151с	90	4	85,5	69
8	85	5	98	66
	89	4	86	63,5
26	88	8	81	63
	84	8	95	61,5
27	90	9	80	62
55	86	5	86	58
	80	10	88	57,5
	88	6,5	85	62,6

Показатель преломления:  $N_g' = 1,525 \pm 0,002$

$N_m' = 1,522 \pm 0,002$  (вычислено)

$N_p' = 1,517 \pm 0,002$

Анортоклаз характеризуется высоким по отношению к кварцу идиоморфизмом. Случай, когда калиевый полевой шпат явно выполняет промежутки между другими минералами, выражены слабее. Здесь он образует кристаллы относительно правильной формы, нередко сильно вытянутые и весьма часто сдвойникованные (в отличие от анортоклаза монцонитов) по карлсбадскому закону.

Средние размеры зерен анортоклаза варьируют от  $0,3 \times 0,1$  до  $3,3 \times 2,1$  мм и больше. Почти во всех шлифах описываемый минерал содержит пойкилитовые вставки плагиоклаза, реже рудного минерала и роговой обманки и весьма редко кварца. Часто пелитизирован. Серицитизация почти полностью отсутствует.

**Плагиоклаз** образует зерна, средние размеры которых колеблются в пределах от  $0,5 \times 0,2$  до  $2,5 \times 1,1$ . Редкие фенокристаллы достигают длины 10—12 мм. Характеризуются относительно слабо выраженным идиоморфизмом и несколько худшей двойникованностью, чем это наблюдается для плагиоклаза пород монцонитовой интрузии.

Состав плагиоклаза в банатитах меняется в пределах от № 28 до № 37 и чаще всего отвечает № № 33—35, т. е. андезину, более редко—последним номерам олигоклаза. В породах контактовой зоны интрузии с порфиритами, т. е. в более основных, состав плагиоклаза соответственно меняется от олигоклаза (№ № 28—29) до битовнита (№ 72), причем из всех переходных видов резко преобладают плагиоклазы № № 45—47 (андезин) и № № 55—57 (лабрадор).

Измерения на столике Федорова дали следующие результаты (таблица 9):

Таблица 9

№ № шлифов	В <sub>1,2</sub>			№ плагио-клаза	Двойнико-вый закон	Примечание
	N <sub>g</sub>	N <sub>m</sub>	N <sub>p</sub>			
12	25	65	84	43	⊥(010)	Резко преобладают двойники альбитового закона
170	70	20	88	35	⊥(001)	
28	16	74	89	34	⊥(001)	

Довольно часты зональные плагиоклазы. Измерение одного такого кристалла в шлифе № 56 дало для центра Ав 66%/Ап 34%, а для периферии Ав 74%/Ап 26%. Явление уменьшения основности плагиоклаза от центра к периферии наблюдается и в других шлифах. Нередки пойкилитовые включения апатита и моноклинного пироксена.

Серицитизация более или менее интенсивно выражена лишь в плагиоклазах приконтактовой части интрузии, т. е. в более основных породах, и обычно развивается от ядра к периферии кристаллов плагиоклаза; эта закономерность выражена особенно ярко в зональных кристаллах. Как и в монцонитах, плагиоклаз в местах соприкосновения с калиевым полевым шпатом часто образует **мирмекит**.

Из цветных минералов в банатитах резко преобладающую роль играет роговая обманка и подчиненную—биотит. Последний во многих образцах почти полностью отсутствует и только, как исключение, в нескольких шлифах преобладает над роговой обманкой. Моноклинный пироксен встречается весьма редко в виде мельчайших единичных зерен или же более редко в виде реликтов в ядрах кристаллов роговой обманки.

В породах более основного состава—диоритах, габбро-диоритах и габбро—наряду с роговой обманкой в большом количестве встречается моноклиновый пироксен и в малых количествах биотит.

**Роговая обманка** образует зерна, средняя величина которых колеблется в пределах от  $0,3 \times 0,1$  до  $1,7 \times 0,7$  мм. Редкие фенокристаллы достигают 8—10 мм в длину. Идиоморфизм ее кристаллов выражен значительно хуже, чем в монцонитах. Зерна роговой обманки обычно по краям разъедены. Плеохроизм:

Ng'—сине-зеленый,  
Nm'—буро-зеленый,  
Np'—зеленый с желтоватым оттенком.

Оптические константы, приведенные в таблице 10, позволяют отнести минерал к обыкновенной роговой обманке.

Таблица 10

№ № шлифов	cNg	—2V по двум выходам
1/36	22	73,5
—	19	73
174	—	72
149	20,5	71
175Д	18,5	71
122а	18	71
—	17	71,5
161Д	15	68,5
—	22	71
32/36	19	71
43	18	72
Среднее	19	71,4

В габбро-диоритах и габбро вторичная роговая обманка образует каймы замещения вокруг кристаллов авгита. В них же нередко наблюдается и срастание этих двух минералов. Роговая обманка содержит пойкилитовые включения всех аксессуарных минералов, нередко—плагиоклаза и биотита. В основных породах она часто замещается хлоритом. При этом рудный минерал выделяется в виде мельчайших зерен, сконцентрированных в пределах контура зерен роговой обманки.

**Моноклиновый пироксен** образует кристаллы более совершенной формы, чем роговая обманка. Величина зерен минерала колеблется в пределах от  $0,4 \times 0,2$  до  $2,6 \times 1,6$ . Оптические данные, приведенные в таблице 11, позволяют отнести его к авгиту.

**Биотит** встречается в виде листочков, средние размеры которых колеблются от  $0,3 \times 0,2$  до  $1,7 \times 1,2$  мм. В богатых биотитом разновидностях он более крупночешуйчатый, диаметром до 3—4 мм. Плеохроизм:

$N_g'$  — бурый, желто-бурый,  
 $N_m'$  — коричневый,  
 $N_p'$  — соломенно-желтый.

Хлоритизация выражена слабее, чем в монцонитах, причем она более или менее интенсивно развита в габбро-диоритах и габбро, в то время как в банатитах почти отсутствует. Пойкилитовые вростки цветных и акцессорных минералов обычны.

Таблица 11

№№ шлифов	$cN_g$	+2V по двум выходам
1	44	—
	38	56
	38,5	57
25Д	42	—
	44	55
56Д	41	55,5
43	45	—
160а	42	56
	46,5	56,5
38Д	47	56,5
56Д	41,5	—
Среднее	43	56

**Оливин** встречается только в габбро и притом не часто; средняя величина его зерен— $1,3 \times 0,9$  мм. Характеризуется весьма хорошо выраженной спайностью по двум взаимно перпендикулярным направлениям (по первому и третьему пинакоидам), бесцветностью и округленной формой многих кристаллов. Даже в шлифах, где все другие минералы совершенно свежи, многие кристаллы оливина разрушены и распадаются на магнетит, тальк и серпентин. Угол оптических осей  $2V = -85^\circ$  (по двум выходам). Координаты спайности оливина таковы:

	$N_g$	$N_m$	$N_p$
Сп I	0	90	90
Сп II	90	90	0

Из вторичных минералов присутствуют хлорит, эпидот, серицит и реже **карбонат**. Характер их такой же, как и в монцонитах, с той лишь разницей, что эпидот в диоритах и габбро встречается часто и в значи-

тельно большем количестве. Следует отметить мелкие вытянутые линзовидные образования эпидота в трещинах спайности хлоритизированных биотитов.

Второстепенные минералы представлены **сфеном**, **рудным минералом**, **апатитом** и редко **цирконом**, причем, в отличие от монцонитов, здесь сфен присутствует в значительно большем количестве и в более крупных зернах. Средняя величина его зерен колеблется в пределах от 0,2 до 0,8 мм в поперечнике. Нередки зерна величиной в 1,5 мм в поперечнике. Форма зерен обычно неправильная, клиновидная и реже призматическая. По мере увеличения основности пород количество сфена уменьшается, а в габбро и габбро-диоритах он либо отсутствует вовсе, либо присутствует в заметно меньших количествах. В отличие от монцонитов, процессы замещения титаномагнетита сфеном в банатитах развиты слабее.

Анализ тяжелой фракции двух проб из банатитов показал присутствие в последних, кроме перечисленных выше второстепенных минералов, так и **пирита**—в виде единичных, мелких кубиков и серебристо-серого цвета **рудного минерала** (в 2—3 зернах в каждой пробе), дающего слабые реакции на висмут.

В таблице 12 приводим количественно-минералогический состав двух типичных для преобладающей части интрузии образцов. Первый из них взят в верховьях р. Пазмарачай, на Капланчайском молибденовом месторождении, а второй—у истока р. Парагачай, в 3 км к югу от Капутджукского перевала.

Таблица 12

Образцы	Кварц	Анорто-клаз	Плагио-клаз	Роговая обманка	Биотит с хлоритом	Рудн. минерал	Сфен	Апатит	Сумма	№ № плагио-клазов
175Д	5,7	32,8	48,6	9,6	0,6	1,8	0,7	0,2	100%	36—37
26/36	11,5	29,0	50,0	7,2	0,5	1,0	0,5	0,3	100%	36—37

Из таблицы прежде всего видно, что оба образца по своему количественно-минералогическому составу сходны. Сравнительно малое содержание кварца и преобладание плагиоклаза (андезина) над анортоклазом, а также значительный процент роговой обманки, позволяют описываемые породы, по классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Д. С. Белянкина, отнести к **рогообманковым банатитам**. Породы, представленные образцом № 26/36, в силу несколько большего содержания кварца, приближаются к **рогообманковым гранодиоритам**.

Для полной характеристики банатитов в таблице 13 приведен химический состав двух образцов, типичных для данной интрузии пород: № 175 Д, для которого приведен выше количественно-минералогический состав; второй образец взят в верховьях р. Капланчай, в местности Алча-

лык. Данные о химическом составе этого образца заимствованы из неопубликованного геологического отчета А. К. Шиленко, определившего породу как гранодиорит.

Таблица 13

Окислы	I		II	
	% со- держан.	молек. колич.	% со- держан.	молек. колич.
SiO <sub>2</sub>	60,90	1,015	60,77	1,012
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,008	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,33	0,169	16,95	0,166
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,55	0,016	3,55	0,022
Fe O	2,27	0,032	2,38	0,033
Mn O	0,13	0,003	0,06	—
Mg O	2,33	0,058	3,15	0,078
Ca O	5,58	0,100	5,32	0,095
Ba O	0,08	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	3,64	0,059	3,39	0,055
K <sub>2</sub> O	3,91	0,041	2,87	0,031
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,001	Следы	—
H <sub>2</sub> O	0,62	—	—	—
Потери при прокаливании	—	—	1,50	—
Сумма	100,11	—	99,94	—

### Магматические формулы

По Левинсон-Лессингу:

- I. 1,56  $\overline{RO}$  R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5,36 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=2,35$ ; R<sub>2</sub>O:RO=1:1,94
- II. 1,97  $\overline{RO}$  R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,80 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=2,94$ ; R<sub>2</sub>O:RO=1:2,36

По Заварицкому:

- |           |            |
|-----------|------------|
| I. a=13,8 | II. a=12,0 |
| c= 4,8    | c= 5,6     |
| b=10,6    | b=11,7     |
| s=70,5    | s=70,7     |

Как видно из приведенных выше цифр, химические составы двух образцов, взятых на расстоянии около 15 км друг от друга, довольно сходны. Химические составы и вычисленные по ним магматические формулы, а также количественно-минералогический состав, позволяют отнести описываемые породы к банатитам.

### Диориты, габбро-диориты, габбро

Как отмечалось выше, приконтактовая полоса банатитовой интрузии шириной от 0,2 до 0,5 км представлена породами более основного состава, чем банатиты, причем основность пород увеличивается закономерно и постепенно в сторону контакта интрузии с вулканогенной толщей. Это хорошо иллюстрируется таблицей 14, в которой дается количественно-

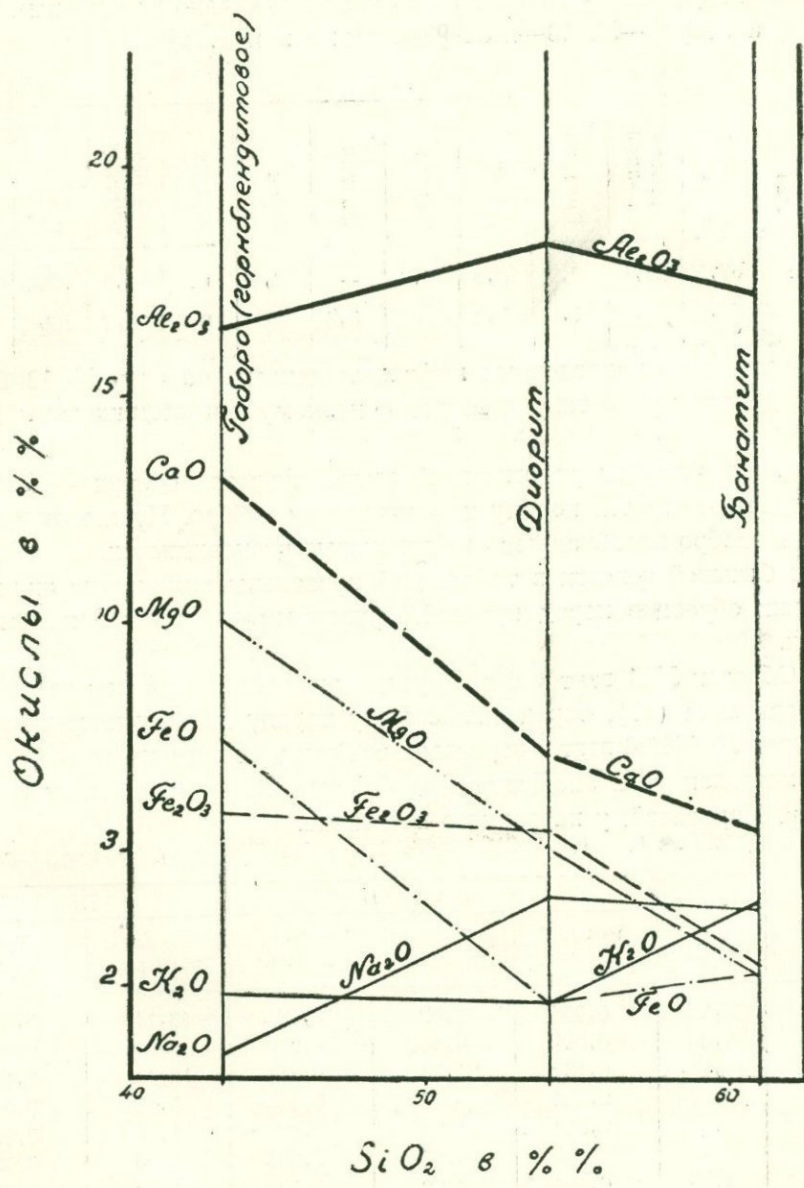


Рис. 8. Диаграмма химического состава разновидностей пород банатитовой интрузии.

минералогический состав двух образцов пород приконтактовой зоны банатитовой интрузии. Оба образца взяты в верховьях р. Парагачай: первый— № 13 Д—приблизительно в 50 метрах от контактовой линии интрузии с порфиритами (представленными в экзоконтакте сильно измененными породами), а второй—№ 43—непосредственно в контакте.

Таблица 14

Образцы	Анорто- клаз	Плагио- клаз	Роговая обманка	Биотит	Авгит	Эпидот	Оливин	Сфен	Апатит	Рудный минерал	Сумма	№№ пла- гиоклазов
13Д	Следы	67,7	22,1	2,0	3,3	0,8	—	0,9	0,4	2,8	100%	45—48
43	—	27,9	34,0	1,6	26,3	—	3,4	—	0,6	6,2	100%	58—62

Как видно из приведенных цифровых данных, образец № 13 Д по минералогическому составу отвечает основному **рогообманковому диориту**.

Количественно-минералогический состав второго образца—№ 43—дает основание отнести породу к **оливиновому габбро**. Нужно отметить, что среди габбро преобладают безоливиновые разновидности.

Для большей ясности в таблице 15 приведены химические анализы нескольких образцов пород **краевой, приконтактовой зоны банатитовой интрузии**.

1) Образец № 1 взят у сел. Урумыс; анализ заимствован из работы С. Г. Саркисяна (37), определившего эту породу как «сиенито-диорит». 2) Образец № 483/36 взят в верховьях р. Гехи у одноименного села; анализ заимствован у А. Л. Додина. 3) Образец № 43—взят нами в верховьях р. Парагачай, у нарзанного источника.

Таблица 15

Окислы	I		II		III	
	% со- держ.	молек. колич.	% со- держан.	молек. колич.	% со- держан.	молек. колич.
Si O <sub>2</sub>	53,83	0,896	47,09	0,785	43,14	0,718
Ti O <sub>2</sub>	0,08	0,001	0,81	0,010	0,54	0,006
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,56	0,182	21,73	0,214	16,44	0,161
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,37	0,034	3,67	0,023	5,85	0,036
Fe O	1,66	0,023	7,04	0,097	7,35	0,102
Mn O	—	—	0,25	0,003	0,20	0,002
Mg O	4,96	0,124	4,22	0,105	10,22	0,255
Ca O	6,97	0,124	10,07	0,180	13,24	0,237
Na <sub>2</sub> O	3,96	0,064	2,44	0,039	0,54	0,008
K <sub>2</sub> O	1,72	0,018	1,02	0,011	1,84	0,019
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	Нет	—
H <sub>2</sub> O	0,12	—	0,62	—	0,24	—
Потери при прокалив.	1,28	—	1,12	—	0,69	—
Сумма	98,41		100,08		100,29	

## Магматические формулы

### По Левинсон-Лессингу:

- I.  $1,62 \overline{RO} R_2O_3$  4,25  $SiO_2$ ;  $\alpha=1,85$ ;  $R_2O : RO=1 : 3,33$   
 II.  $1,82 \overline{RO} R_2O_3$  3,33  $SiO_2$ ;  $\alpha=1,38$ ;  $R_2O : RO=1 : 7,6$   
 III.  $3,38 \overline{RO} R_2O_3$  3,61  $SiO_2$ ;  $\alpha=1,05$ ;  $R_2O : RO=1 : 22,0$

### По Заварицкому:

I. $a=11,7$	II. $a=7,6$	III. $a=4,0$
$c=1,1$	$c=12,3$	$c=9,9$
$v=17,1$	$v=20,1$	$v=32,2$
$s=64,1$	$s=59,7$	$s=53,6$

Как видно из приведенных цифровых данных, первый образец соответствует **диориту**, второй—**габбро-диориту**, а третий—**основному** или **горнблендитовому габбро**.

Закономерность повышения основности пород банатитовой интрузии в ее контакте с туфопорфиритами представлена в соответствующей диаграмме (см. рис. 8).

### Порфиroidные граниты и гранодиориты

Порфиroidные граниты и гранодиориты в одноименной интрузии играют преобладающую роль. В отдельных участках интрузии, под влиянием постепенного изменения количественных соотношений главных минералов, возникают породы состава адамеллитов, кварцевых сиенитов, сиенитов и других переходных форм. Все эти породы, за малыми исключениями, имеют одну и ту же структуру и общий облик. Исходя из этого, в этом разделе мы останавливаемся на описании лишь гранитов и гранодиоритов.

Порфиroidные граниты и гранодиориты довольно резко отличаются от пород монцитовой и банатитовой интрузии по своей структуре. Они скрашены в светлые и светлорозовые цвета и, как правило, обладают грубозернистой, явно порфиroidной структурой (см. рис. 9 и 10). На фоне средне- или грубозернистой основной массы резко выделяются крупные фенокристаллы роговой обманки, плагиоклаза и калиевого полевого шпата (анортотклаза). Порфиroidные выделения последнего нередко достигают величины до  $2,5 \times 4,0$  см.

На отдельных участках и преимущественно на периферии интрузии порфиroidные гранитоиды обладают равномерно-крупнозернистой структурой.

В минералогическом составе из главных породообразующих минералов участвуют кварц, калиевый полевой шпат (анортотклаз), плагиоклаз, роговая обманка и биотит, из вторичных—хлорит, редко серицит и эпидот, из второстепенных—рудный минерал, апатит, сфен и циркон (редко).

**Кварц** встречается во всех образцах порфиroidных пород и обычно ясно различим невооруженным глазом. Среднее его количество зна-

чительно выше, чем в породах банатитовой и, тем более, монцонитовой интрузий. Зерна ксеноморфны, но иногда в богатых кварцем породах он имеет отчетливо выраженные кристаллические формы.

Размеры зерен кварца колеблются в широких пределах, от сотых долей мм до 3—5 мм в диаметре; величина преобладающего числа зерен—от 0,4 до 1,5 мм в поперечнике. Пойкилитовые включения встречаются не часто и представлены цветными минералами. Волнистое погасание выражено более сильно, чем в кварце пород других фаз интрузии.

**Калиевый полевой шпат**, оптические константы которого приведены ниже, в таблице 16, характерен тем, что угол его угасания несколько меньше, чем у микроклина, что приближает минерал к моноклинной системе, вследствие чего он соответствует анортоклазу. Дополнительным признаком, доказывающим это положение, в некоторой степени может служить малый угол оптических осей— $2V=52-62^\circ$  и особенно значительная примесь анортитовой молекулы (см. пересчет химического состава). Резкое преобладание в составе этого минерала  $K_2O$  над  $Na_2O$  (см. таблицу 17) позволяет отнести его к калиевому анортоклазу.

Почти полное сходство оптических особенностей анортоклазов пород всех трех фаз интрузии дает основание полагать, что анортоклазы монцонитов и банатитов также калиевые.

Таблица 16

№ № шлифов	⊥ (001)			—2V
	$N_g$	$N_m$	$N_p$	
115	82	9,5	85,5	55
	83	9,0	86	55,3
9	90	8	82	48
	88	7,5	89	55
110	90	5	85	56
	77	17	79	57
143с	89,5	9,5	80	58,5
156	82,5	7,5	90	52,5
146	89	7	83	60
	87,5	8	72	62
	86	8,5	83	57,5*

Показатели преломления:  $N_g' = 1,525 \pm 0,002$ ,  $N_m' = 1,522 \pm 0,002$  (вычислен.),  $N_p' = 1,518 \pm 0,002$ , что должно отвечать 18—22% альбитовой молекулы в составе нашего минерала.

Для более полной характеристики описываемого минерала в таблице 18 приводится результат химического анализа анортоклаза.

\* Средний 2V выведен по 20 измерениям.

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mn O	Ca O	Mg O	Ba O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>110°C</sup>	Сумма
62,46	0,05	19,04	0,57	0,02	0,96	0,28	1,01	3,24	10,30	0,32	100,25

Точный пересчет химического состава анортоклаза-пертита на слагающие его минералы полевошпатовой группы был затруднен тем, что минерал этот оказался не совсем чистым и содержал в себе примесь обыкновенной роговой обманки, мельчайшие включения которой обычны

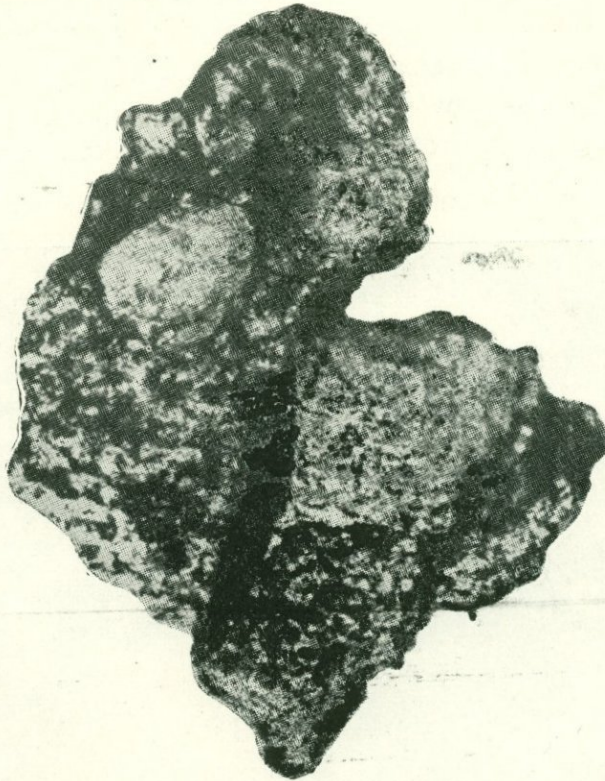


Рис. 9. Штуф порфировидного гранита. Порфиновые выделения представлены анортоклазом. Ув. 2/3.

для фенокристаллов анортоклаза, каолинит, а возможно и кварц. Приблизительный пересчет был сделан следующим образом:

Весь калий мы отнесли к ортоклазовой, весь натрий—к альбитовой и весь барий—к цельзиановой молекулам. Пересчет на анортитовую молекулу, исходя из того, что оставшиеся после пересчета первых трех минералов Ca O и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> частично входят в анортит, а частично в обыкновенную роговую обманку, был произведен так: из формулы обыкновенной роговой обманки, приводимой в минералогии Дана, видно, что молекулярное отношение Mg : Ca = 3 : 2 (изоморфные примеси Fe и Mn ввиду их незначительного количества в составе нами не учтены). Приняв это

приближенное отношение и исходя из того, что весь MgO, равный 0,28% весового количества, входит в состав роговой обманки, мы получили, что в нее должно входить 0,26% весового количества CaO. Пересчет на роговую обманку и каолинит произведен не был, так как представлялось неясным, какая относительная часть H<sub>2</sub>O и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> входит в эти минералы.

Пересчет показал, что анортоклаз-пертит содержит:

Ортоклазовой молекулы . . . . .	60,94%
Альбитовой " . . . . .	27,45%
Цельзинановой " . . . . .	2,47%
Анортитовой " . . . . .	3,48%
Итого . . . . .	94,34%

Остаток после пересчета—5,66% в том числе SiO<sub>2</sub> 3,64, TiO<sub>2</sub> 0,05, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,52, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,57, MnO 0,02, MgO 0,28, CaO 0,26 и H<sub>2</sub>O 0,32%. Как уже указывалось, этот остаток следует отнести за счет роговой обманки и каолина.

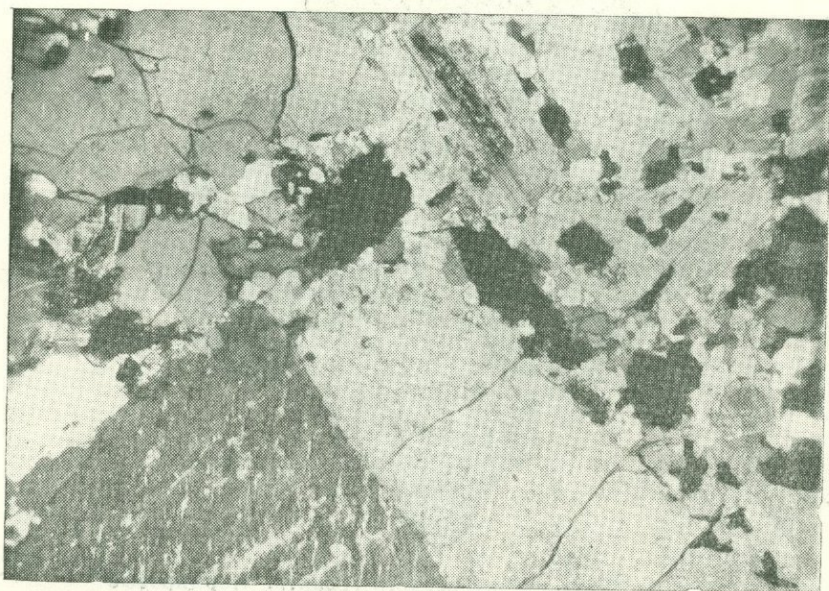


Рис. 10. Типичная структура порфировидного гранодиорита.  
Ник. скр. ув. 20

Анортоклаз образует идиоморфные порфировые выделения, величиной от 0,1×0,6 до 4×2,5 см, и крупные кристаллы его очень часто сдвойникованы по карлсбадскому закону. С другой стороны, в основной массе он резко ксеноморфен и выполняет промежутки между другими минералами, в том числе нередко кварца. В нескольких шлифах из района г. Ах-Мечит крупные, растресканные зерна кварца и плагиоклаза цементируются анортоклазом. Очевидно, некоторая, небольшая часть калиевого полевого шпата кристаллизовалась в самую последнюю очередь. Анорто-

клас описываемой интрузии характеризуется более интенсивной пертитизацией и пелитизацией, чем это имеет место в породах банатитовой и монцонитовой интрузий.

Следующей характерной чертой калиевых анортокласов порфиroidных пород является наличие в них многочисленных, ясно различных на глаз (длиной до 2—3 мм) пойкилитовых вростков роговой обманки и особенно параллельное расположение кристалликов роговой обманки к кристаллографическим очертаниям анортоклаза.

В ряде случаев были обнаружены узкие каемки анортоклаза вокруг крупных порфиroidных кристаллов плагиоклаза, в других случаях анортоклаз составляет ядро последних.

Пертиты образуют, главным образом, прямолинейно-полосчатую структуру, характеризующуюся обычно параллельными, жилкообразными вростками кислого плагиоклаза в анортоклазе. При этом целая система таких вростков обнаруживает одновременное погасание. Судя по общему облику, пертит этой структуры образовался путем распада твердого раствора (по А. К. Болдыреву,—экссалиуционная структура срастания). Однако приуроченность полосок альбита к трещинам спайности анортоклаза, как это наблюдается в нескольких шлифах, наводит на мысль о том, что некоторая часть пертита обязана своим происхождением метасоматическим процессам.

Наряду с описанной структурой, правда, в значительно меньшей степени, развиты и другие, которые, по Болдыреву, отвечают следующим структурам генетически-структурной его классификации полевошпатовых срастаний—пойкилитовой, пятнистой и более редко—ядерной и оболочковой.

Пойкилитовая структура характеризуется включением дезориентированных, обычно хорошо полисинтетически сдвойникованных мелких зерен кислого плагиоклаза в крупных индивидах анортоклаза. Образовалась она, вероятнее всего, в магматическую фазу минералогении.

Пятнистая структура характеризуется неправильностью форм пертитовых вростков, которые, в отличие от пойкилитовой структуры, здесь не сдвойникованы. Скорее всего она возникла в результате метасоматического замещения анортоклаза кислым плагиоклазом в эндогидатогенную и пневматогенную фазы минералогении.

Количество пертитовых вростков в анортоклазе сильно колеблется и точный их подсчет оказывается затруднительным.

**Плагиоклаз** входит в крупнозернистую основную массу и фенокристаллы образует редко. Зональность выражена почти повсеместно и в большей мере, чем в плагиоклазах пород относительно более древних фаз интрузии. Кристаллы его полисинтетически сдвойникованы.

Результаты измерений констант плагиоклаза на федоровском столике приведены в таблице 18.

Судя по углам погасания в зонах  $\perp$  РМ, плагиоклаз по своему составу отвечает олигоклаз-андезину от № № 28 до 36. Законы двойников и идиоморфизм такие же, как и для плагиоклаза банатитов. Серичитизация выражена весьма слабо—лишь в краевых частях интрузии.

№ № шлифов	В <sub>1,2</sub>			№ № плагио- клазов	Двойник. закон	Примечание
177в	9°	80° или 990	90°	29	$\frac{\perp (010)}{(010)}$ или $\frac{(001)}{(010)}$	Преобладают двойники альбитового закона
	80		90			
71	12°	78,5	86	32	$\frac{\perp (010)}{(010)}$	

Переходя к описанию цветных минералов, необходимо отметить, что последние в породах описываемой интрузии встречаются в значительно меньшем количестве, чем в банатитах. Они представлены биотитом и роговой обманкой; преобладает последняя, однако во многих образцах количество обоих минералов почти одинаково. Моноклинный пироксен встречен лишь в одном образце, взятом в непосредственном контакте с монцонитами.

**Роговая обманка** встречается в основной массе в виде мелких плохо образованных зерен величиной от  $0,3 \times 0,1$  до  $1,1 \times 0,7$  мм. Фенокристаллы всегда идиоморфны и довольно часто сдвойникованы. Средняя их величина колеблется от 0,3 до 1,0 см в длину.

Плеохроизм резкий от травяно-зеленого по Ng до светложелто-зеленого по Np. Оптические константы приведены в таблице 19.

Таблица 19

№ № шлифов	cNg	-2V по двум выходам
158	22,5	72
	22	74
159	22	74,5
	23	74,5
110	25,5	74,5
	17	73
167/36	17,5	71,5
181	17	73
9	9,5	73,5
75	19,5	74
Среднее	20	73,5

Судя по приведенным константам, амфибол относится к **обыкновенной роговой обманке**. Он характеризуется еще большей свежестью, чем в монцонитах и банатитах. В остальном роговая обманка порфирированных гранитов сходна с роговой обманкой банатитов.

**Биотит** встречается в виде относительно правильно образованных листочков размерами, в среднем,  $1,1 \times 0,8$  мм. Плеохроизм отчетливый от буро-коричневого по Ng до светлосоломенно-желтого по Nr. Хлоритизация развита весьма слабо. Некоторые из хлоритизированных зерен биотита переполнены мельчайшими зёрнами рудного минерала.

**Моноклинный пироксен** обнаружен лишь в одном шлифе в виде мелких зерен.

Из вторичных минералов присутствует **хлорит**, редко **серицит** и весьма редко **эпидот**. Последний обнаружен в образцах, взятых близ контакта с другими интрузиями.

Второстепенные минералы имеют меньшее развитие, чем в породах банатитовой интрузии; представлены **сфеном**, **апатитом**, **рудным минералом** и **цирконом**. Они характеризуются теми же особенностями, что и в монцонитах и банатитах.

Следует отметить, что здесь не встречены явления замещения титаномагнетита сфеном, что часто наблюдается в монцонитах и несколько реже в банатитах.

Произведенный в двух пробах анализ тяжелой фракции порфирированных гранитоидов показал, что в них, наряду с перечисленными выше второстепенными минералами, присутствуют в единичных зернах и **арсенипирит**—в виде идиоморфных зерен, **турмалин**—буро-коричневого цвета, **пирит** и **анатаз**, образующий идиоморфные бипирамидки темносинего цвета, обладающие металлическим и алмазным блеском.

Определение количественно-минералогического состава сильно затрудняется крупнопорфировым сложением пород. Тем не менее с помощью салазок нами подсчитан состав двух образцов пород, с более или менее равномернозернистым сложением, причем, ввиду крупнозернистости пород, средний количественно-минералогический состав для каждого образца подсчитан нами по 10 шлифам. Ниже, в таблице 20, приводим данные для образцов № № 146/36 и 181, взятых: первый—на южном склоне Пирямсарского хребта и второй—на западном склоне Зангезурского хребта, в верховьях р. Гярдани.

Таблица 20

№ № образцов	Кварц	Калиевый аноклаз	Плагиоклаз	Биотит	Рогов. обманка	Апатит	Сфен	Рудн. минерал	Сумма	№ № плагиоклазов
146/36	23	43	30	1,3	1,8	0,1	0,2	0,6	100%	28—32
181	14,3	33,3	45,6	1,7	3,6	0,1	0,2	1,2	100%	.

Как показывают приведенные цифры, количество главных минералов описываемых пород—кварца, аноклаза—подвержено значительным колебаниям. Цветные минералы играют весьма ничтожную роль, причем биотит и роговая обманка количественно значительно приближаются друг

к другу. Исходя из приведенных в таблице данных, образец № 146/36 следует отнести к **гранитам**, а № 181—к **гранодиоритам**.

Для более точной характеристики описываемых пород в таблице 21 приводим химический состав трех образцов с разных участков интрузии порфировидных гранитоидов. № 280/25 и № 723/36 взяты на восточном склоне Зангезурского хребта, первый—по речке Мякян и второй—у г. Ах-Мечит (заимствовано из отчета В. Г. Грушевого). Третий образец (№ 181) взят на западном склоне названного хребта, в 4 км к западу, юго-западу от г. Егасар.

Таблица 21

Окислы	I		II		III	
	% со- держ.	молек. колич.	% со- держ.	молек. колич.	% со- держ.	молек. колич.
SiO <sub>2</sub>	71,12	1,185	69,92	1,165	66,72	1,111
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,005	0,26	0,004	0,16	0,002
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	0,143	15,36	0,151	16,81	0,165
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	0,008	1,29	0,008	3,20	0,020
Fe O	1,14	0,015	0,98	0,014	1,43	0,020
Mn O	0,05	—	0,04	—	0,06	0,001
Mg O	0,93	0,023	0,27	0,008	0,36	0,009
Ca O	2,42	0,043	2,37	0,042	3,50	0,063
Na <sub>2</sub> O	3,86	0,062	4,14	0,067	4,91	0,079
K <sub>2</sub> O	3,78	0,040	4,26	0,045	2,91	0,031
H <sub>2</sub> O <sup>110°</sup>	0,14	—	0,14	—	0,11	—
Потери при прокаливании	0,52		0,31		0,40	
Сумма	100,17		99,92		100,57	

### Магматические формулы

По Левинсон-Лессингу:

I.  $1,20 \overline{RO} R_2O_3$  7,80 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=3,71$ ; R<sub>2</sub>O : RO = 1,22 : 1

II.  $1,07 \overline{RO} R_2O_3$  7,27 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=3,50$ ; R<sub>2</sub>O : RO = 1,78 : 1

III.  $1,08 \overline{RO} R_2O_3$  6,0 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=2,94$ ; R<sub>2</sub>O : RO = 1,22 : 1

По Заварицкому:

I. a = 13,7

c = 2,7

v = 3,7

s = 79,8

II. a = 15,6

c = 2,7

v = 2,8

s = 81,7

III. a = 14,9

c = 3,7

v = 5,3

s = 75,6

Приведенные химические анализы и вычисленные по ним магматические формулы позволяют отнести первые два образца к **гранитам**, а третий образец—к **гранодиорит-адамеллиту**.

## Нораревикские гранитоиды

Нораревикские гранитоиды, представленные гранодиоритами, гранитами, сиенито-диоритами, банатитами и кварцевыми диоритами, по внешнему виду, структуре, отдельности и по минералогическому составу отличаются от описанных выше пород трех отдельных фаз интрузии. Они представляют собой средне- и равномерно-зернистые полнокристаллические породы розовато-зеленого и серовато-зеленого цветов, с плитняковой отдельностью.

Главнейшими породообразующими минералами являются кварц-калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка, пироксен и биотит. Из вторичных минералов постоянно присутствуют хлорит, эпидот, серицит, пелитовое вещество и рудные минералы. Из второстепенных минералов в повышенных количествах встречаются апатит и рудные минералы.

Для пород нораревикского типа характерен средний состав плагиоклазов в ассоциации со значительным количеством кварца и калинатрового полевого шпата, с одной стороны, и моноклинного пироксена, с другой. Другая особенность описываемых пород заключается в том, что первичные породообразующие минералы изменены значительно интенсивнее, чем минералы пород интрузии монцонитов, банатитов и порфиридных гранитов. Плагиоклазы, которые, в отличие от других интрузий, не обнаруживают зональности, подверглись пелитизации, серицитизации и частично альбитизации. Весьма часты явления микропегматитового срастания кварца и пелитизированного калиевого полевого шпата. Наблюдаются постоянная амфиболитизация пироксенов, хлоритизация и эпидотизация роговой обманки. Количество вторичных минералов нередко достигает 12—15 процентов породы.

**Кварц** встречается во всех образцах нораревикских гранитоидов в количествах от 5—10 до 25 процентов породы. Как было отмечено выше, кварц весьма часто встречается в микропегматитовом срастании с калинатровым полевым шпатом. Зерна его, за редкими исключениями, ксеноморфны, обнаруживают волнистое угасание.

**Калинатровый полевой шпат** образует ксеноморфные зерна, большинство которых подвергнуто интенсивной пелитизации. Угол оптических осей— $2\nu$  колеблется от  $44^\circ$  до  $88^\circ$ , дает два максимума  $60^\circ$  и  $70^\circ$ , при средней величине  $72^\circ$ . А. И. Адамян, подробно изучивший оптические константы минерала, приходит к выводу, что он представлен натровым аноклазом и микроклином. При этом зерна преобладающего микроклина интенсивно пелитизированы, тогда как аноклаз представлен более свежими зернами (2). Количество калинатрового полевого шпата колеблется в породе соответственно кварцу.

**Плагиоклаз** образует идиоморфные, полисинтетически сдвойникованные зерна, затронутые процессами серицитизации, пелитизации и эпидотизации. Нередко по краям кристаллов плагиоклазов среднего состава наблюдается альбитизация. Части пертитовые включения плагиоклаза в калинатровом полевым шпате, нередки и случаи антипертита. По углам

погасания в зонах  $\perp$  (010) плагиоклаз относится к кислым андезинам (№ № 35—37), однако встречаются также и олигоклаз, олигоклаз-андезин.

В тех разновидностях норраревикских гранитоидов, в которых мало кварца и калинатрового полевого шпата, увеличивается содержание плагиоклаза, а состав его становится более основным. Содержание плагиоклаза в породе не ниже 25 процентов.

Из цветных минералов чаще всего встречается **роговая обманка**, содержание которой достигает 10—15 процентов породы, обычно хлоритизирована и эпидотизирована, с выделением мелких зерен рудного минерала. **Моноклинный пироксен** и **биотит** встречаются сравнительно редко.

**Хлорит, эпидот** и **серицит** в породах норраревикского массива встречаются в значительно больших количествах, чем в монцонитах, банатитах и порфиридных гранитах.

**Апатит** образует утолщенные призматические, а также изометрические и игольчатые зерна. **Рудный минерал** первичного и вторичного происхождения.

Соотношение главных породообразующих минералов изменчивое, вследствие чего интрузия представлена близкими друг к другу по составу разновидностями—гранитами, гранодиоритами, сиенито-гранитами, сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами и др., образующими постепенные и незаметные переходы.

В таблице 22 приводятся химические анализы трех образцов из пород норраревикского массива гранитоидов, соответствующих по порядку № № 242а, 11а и 271.

Таблица 22

Окислы	I		II		III	
	% со- держан.	молек. колич.	% со- держан.	молек. колич.	% со- держан.	молек. колич.
SiO <sub>2</sub>	61,54	1,076	63,74	1,062	62,28	1,036
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,011	0,62	0,008	0,41	0,005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,20	0,90	13,96	0,137	19,43	0,191
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,78	0,30	1,85	0,012	2,08	0,014
Fe O	2,42	0,035	3,71	0,038	1,08	0,015
Mn O	0,34	0,006	0,12	0,001	0,01	0,001
Mg O	2,49	0,062	2,20	0,055	1,85	0,047
Ca O	5,68	0,102	3,45	0,062	5,12	0,091
Na <sub>2</sub> O	2,99	0,048	3,41	0,055	4,26	0,069
K <sub>2</sub> O	4,84	0,051	3,93	0,042	1,99	0,021
H <sub>2</sub> O	1,14	0,067	1,76	0,100	1,79	0,100
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,43	0,004	—	—
Потери при прокаливании	0,56		0,91		0,35	
Сумма	99,74		100,09		100,65	

Магматические формулы по Заварицкому:

I. a=11,7	II. 13,2	III. 11,9
c= 7,3	2,8	6,1
v=10,6	10,5	12,6
s=70,4	73,5	69,4

Приведенные химические анализы и вычисленные по ним магматические формулы позволяют отнести первый образец к банатитам, второй—к граносиенитам и третий—к кварцевым диоритам, хотя по минералогическому составу порода близка к гранодиоритам.

Сравнение пород отдельных фаз интрузии

Учитывая неясность положения нораревикских гранитоидов—возраст и вопрос принадлежности их к самостоятельной фазе,—здесь мы приводим, в основном, сравнение трех главных фаз интрузивной деятельности в центральной части Зангезурского хребта—интрузий монцонитов, банатитов и порфириовидных гранитов, разновременность образования которых и возрастные взаимоотношения не вызывают сомнения.

В таблицах 23 и 24 приводим количественно-минералогический и химический состав пород, наиболее типичный для каждой отдельной интрузии.

Таблица 23

Интрузии	Кварц	Анорто-клаз	Плагио-клаз	Рог. об-манка	Авгит	Биотит и хлорит	Втор. минер. (апатит, руд. мин.)	Сумма	№ № плагио-клазов
Монцонитовая	2,0	33,3	35,3	9,9	1,2*	13,2	6,1	100%	56—57
Банатитовая	5,7	32,8	48,6	9,6	—	0,6	2,7	100%	33—37
Гранит-гранодиоритовая	23,0	43,0	30,0	1,8	—	1,3	0,9	100%	28—35

Таблица 24

Интрузии	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe O	Mn O	Mg O
Монцонитовая	52,20	1,02	19,56	3,75	3,69	0,16	3,92
Банатитовая	60,90	0,57	17,33	2,55	2,27	0,13	2,33
Гранит-гранодиоритовая	71,12	0,43	14,60	1,18	1,14	0,05	0,93

(продолж. таблицы 24)

Ca O	Ba O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Потери при прокаливании	Сумма
7,80	0,03	3,82	2,63	0,56	1,11	—	100,25
5,58	0,08	3,64	3,91	0,20	0,62	—	100,11
2,42	—	3,86	3,78	—	0,14	0,52	100,17

\* Нередко содержание авгита значительно больше и достигает 7—15%.

Магматические формулы

Интрузии	По Левинсон-Лессингу	По Заварицкому
Монцонитовая	1,98 $\overline{RO}$ $R_2O_3$ 3,54 $SiO_2$ ; $R_2O : RO = 1 : 3,81$ ; $\alpha = 1,77$ ;	a=12,8    в=16,6 c= 7,3    s=63,1
Банатитовая	1,58 $\overline{RO}$ $R_2O_3$ 5,44 $SiO_2$ ; $R_2O : RO = 1 : 1,9$ ; $\alpha = 2,35$ ;	a=13,8    в=10,6 c= 4,8    s=70,5
Гранит-гранодиоритовая	1,20 $\overline{RO}$ $R_2O_3$ 7,80 $SiO_2$ ; $R_2O : RO = 1,22 : 1$ ; $\alpha = 3,7$ ;	a=13,7    в= 3,7 c= 2,7    s=79,8

Таблицы 24 и 25, а также соответствующая диаграмма (рис. 11), с предельной ясностью доказывают, что кислотность среднего состава интрузии (в данном случае наиболее типичной для нее породы) закономерно повышается от древних к более молодым фазам интрузивной деятельности района. Это положение в свою очередь свидетельствует о нормальном ходе дифференциации материнской магмы, при которой первыми выделяются более основные, а последними наиболее кислые порции магмы.

При сравнении пород трех различных фаз Конгуро-Алангезской интрузии монцонитов, банатитов и порфиридных гранит-гранодиоритов, помимо отмеченного нами изменения химического состава пород, устанавливаются следующие закономерности:

1. По результатам замеров в количестве от 12 до 20 для каждой фазы, среднее значение угла оптических осей анортоклазов уменьшается от монцонитовых пород к порфиридным гранитам, т. е. от более древних и основных к более молодым и кислым породам в следующем порядке:

Породы	-2V анортокла- зов (средний)	Пределы колебаний 2v
Монцониты	66,2	60—71
Банатиты	62,6	57,5—69
Порф. гранодиориты	57,5	48—62

Такое же последовательное уменьшение значений 2v анортоклаза в породах более молодых членов комплекса неинтрузий района Тырны-Ауза описывается Л. А. Варданянцем.

Угол оптических осей каликатровых полевых шпатов нораревикских гранитоидов равен в среднем 72°, при колебаниях от 44 до 88°. Исходя из приведенной закономерности, можно предположить более древний возраст нораревикского массива.

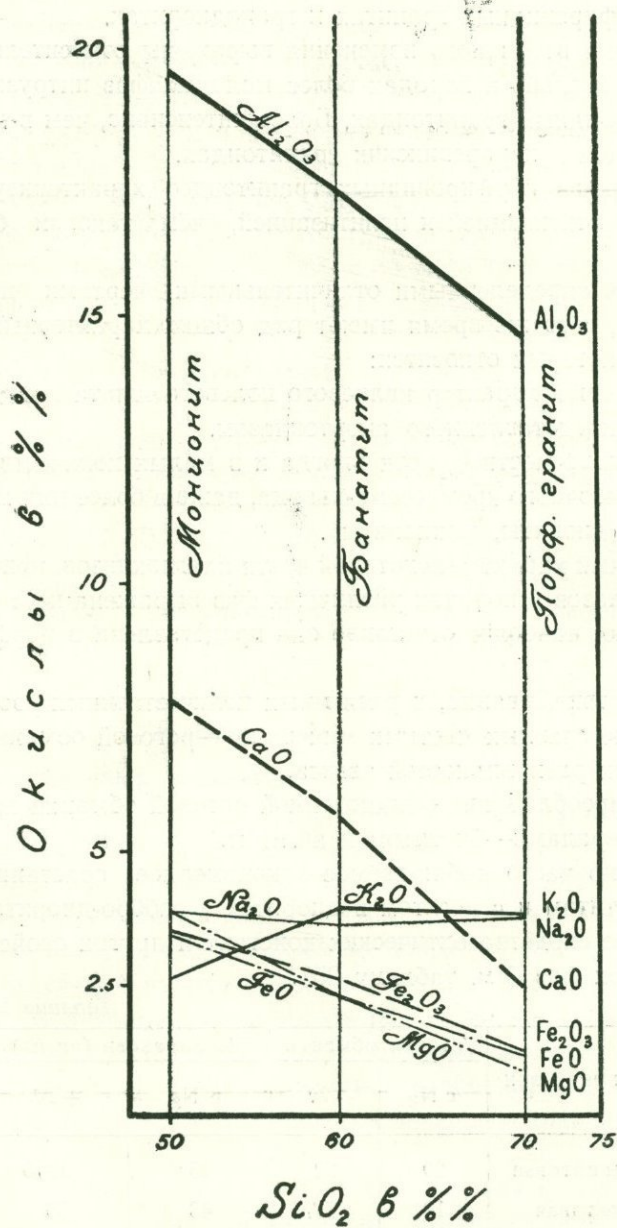


Рис. 11. Диаграмма химического состава типичных представителей трех отдельных фаз интрузии района.

2. Количество сфена (лейкоксена), развивающегося по титаномагнетиту, также уменьшается от древних к молодым интрузивам: его много в монцонитах, несколько меньше в банатитах и почти совершенно не имеется в порфиroidных гранитах и гранодиоритах.

3. Процессы вторичного изменения выражены относительно сильнее в монцонитах и слабо в породах более молодых фаз интрузии—банатитах и порфиroidных гранитоидах. Более интенсивно, чем в монцонитах, они проявляются в нораревикских гранитоидах.

4. Анортотлаз порфиroidных гранитоидов характеризуется более интенсивной пертитизацией и пелитизацией, чем таковой банатитов и монцонитов.

Выделяясь определенными отличительными чертами породы всех трех интрузий, в то же время имеют ряд общих характерных особенностей, к числу которых относятся:

1. Одинаковый характер калиевого полевого шпата пород всех трех фаз плутона, представленного анортотлазом.

2. Почти повсеместное, хотя иногда и в малых количествах, распространение избыточного кремнезема-кварца, даже в более или менее основных породах (диориты, монцониты).

3. Зональный характер некоторой части плагиоклазов, причем зональность плагиоклазов в породах различных фаз выражена не с одинаковой интенсивностью; наиболее отчетливо она представлена в порфиroidных гранитоидах.

4. Присутствие, правда, в различных количественных соотношениях, одних и тех же главных цветных минералов—роговой обманки, биотита, а для основных разновидностей авгита.

5. Явное преобладание обыкновенной роговой обманки над другими цветными минералами—биотитом и авгитом.

6. Довольно часто наблюдаемое закономерное срастание роговой обманки с биотитом и с авгитом в диоритах и габбро-диоритах.

7. Большое сходство оптических констант и других свойств цветных пород всех трех фаз (см. таблицу 25).

Таблица 25

Фазы интрузии	Роговая обманка		М. пироксен (авгит)	
	с Ng	-2v	с Ng	+2V
Монцонитовая	20	72	45	58,5
Банатитовая	19	71,5	43	56
Гранит-гранодиоритовая	20	73,3	—	—

8. Присутствие, хотя и в различных количественных соотношениях, одних и тех же, наиболее распространенных в описываемых породах второстепенных минералов (сфена, апатита, циркона, титаномагнетита и магнетита).

9. Развитие мирмекита в породах всех трех фаз.

10. Одинаковый и нормальный порядок выделения главных породообразующих минералов, лишь с некоторыми небольшими отклонениями.

Обладая многими общими чертами, норраревикские гранитоиды, помимо относительно большого угла оптических осей (среднее значение), щелочного полевого шпата отличаются от пород отмеченных выше трех интрузий более интенсивным изменением первичных породообразующих минералов, а также тем, что плагиоклазы не обладают той зональностью, которую отчетливо обнаруживают плагиоклазы других описанных интрузий, наконец, по определению А. И. Адамяна, в них мы находим натровый анортоклаз и микроклин, тогда как в других интрузивных породах полевые шпаты представлены калиевым анортоклазом.

## ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Как указано в геологическом очерке, жильные породы района представлены главным образом группой нерасщепленных жильных образований (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, альбитофиры и др.). Расщепленные же жильные породы—лампрофиры, аплиты и пегматиты—имеют незначительное распространение. Ниже приводим их петрографическое описание более подробно для первой и очень сжато для второй групп, в том порядке, в каком они перечислены. Описание интрузивных дацитов и липаритов, представленных как штокообразными телами, так и жилами, образовавшихся позже описываемых здесь жильных пород, приводится отдельно.

### Гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, альбитофиры и другие жильные порфиры

Структура кислых жильных пород—различных порфиров—явственно порфировидная (см. рис. 12). Цвет—обычно светлый или светлосерый. Основная масса обладает тонкоглокристаллической, в отдельных случаях фельзитовой структурой. Нередко структура породы настолько тонкозернистая, что отдельные индивидуумы трудно различимы под микроскопом, даже при больших увеличениях. Наряду с этим величина порфировидных выделений, например, полевых шпатов, достигает  $0,8 \times 0,5$  см до  $4,0 \times 2,5$  см. Количественное соотношение между основной массой и вкрапленниками колеблется в весьма широких пределах не только для отдельных даек, но и в пределах одной и той же дайки. Однако для преобладающего большинства жильных порфиров оно более или менее выдержано.

В минералогическом составе рассматриваемых пород участвуют все минералы, перечисленные для основных разновидностей интрузивных пород, а именно: из главных первичных минералов—кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка, биотит и редко моноклиновый пироксен; из вторичных—эпидот, хлорит, серицит и карбонат; из аксессуаров—рудный, апатит и сфен.

Основная, тонкокристаллическая масса описываемых пород состоит, главным образом, из щелочного полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Цветные минералы в ней обычно играют подчиненную роль. Все пере-

численные минералы в основном обладают теми же свойствами и характером, что и в монцонитах, банатитах и порфиридных гранитоидах. Здесь перечисляем лишь наиболее характерные особенности главных минералов, представленных в фенокристаллах.

Среди порфириковых выделений резко преобладающая роль принадлежит плагиоклазам. Фенокристаллы биотита, роговой обманки, калиевого полевого шпата и кварца, правда, присутствуют почти во всех рассмотренных шлифах, однако в меньшем количестве. В некоторых жильных порфирах сиенитового состава (из района Каджарана) порфириковые вкрапленники представлены почти исключительно калиевым полевым шпатом. Менее часты мелкие порфириковые выделения апатита, авгита и сфена (очень редко).

Зерна **кварца**, как и в некоторой степени **калиевого полевого шпата**, сильно оплавлены и имеют эллиптическую или округлую форму. Наблюдаются заливчики основной массы в кварце. Диаметр его зерен редко превышает 1,5—3,0 мм.

Измерение констант калиевого полевого шпата показало  $2v = -68^\circ$  в одном и  $2v = -70^\circ$  в другом случае.

Спайность дает следующие координаты:

$$P \begin{cases} / & N_q = 79^\circ \\ - & N_m = 15^\circ \\ \backslash & N_p = 79^\circ \end{cases}$$

$$\begin{aligned} \text{Показатель преломления } N_q' &= 1,52 \pm 0,002 \\ N_p' &= 1,523 \pm 0,002 \end{aligned}$$

По координатам спайности минерал более близок к нерешетчатому **микроклину**. С другой стороны, показатель преломления несколько больший, чем у микроклина, указывающий на значительную примесь анортитовой группы, определяет калиевый полевой шпат как **анортоклаз**, что более вероятно.

**Плагиоклазы** идиоморфны, всегда хорошо сдвойникованы и часто зональны (см. рис. 12, 13). Величина отдельных индивидуумов доходит до 1,0—1,5 см в длину. Измерение на столике Федорова углов погасания в плоскости  $\perp PM$  дали номера от 40 до 47, в редких случаях 50—52 и 35—38. В некоторых жильных порфирах (альбитофирах) плагиоклазы представлены альбитом.

Измерение оптических констант одного кристалла плагиоклаза на столике Федорова дало следующий результат:

$$B_{1,2} \begin{cases} / & N_q = 17^\circ,5 \\ - & N_m = 73^\circ,5 \\ \backslash & N_p = 87^\circ,0 \end{cases} \quad \begin{aligned} 2v &= 82^\circ \\ N_g &= 37 \end{aligned}$$

Двойниковый закон  $\perp (010)$

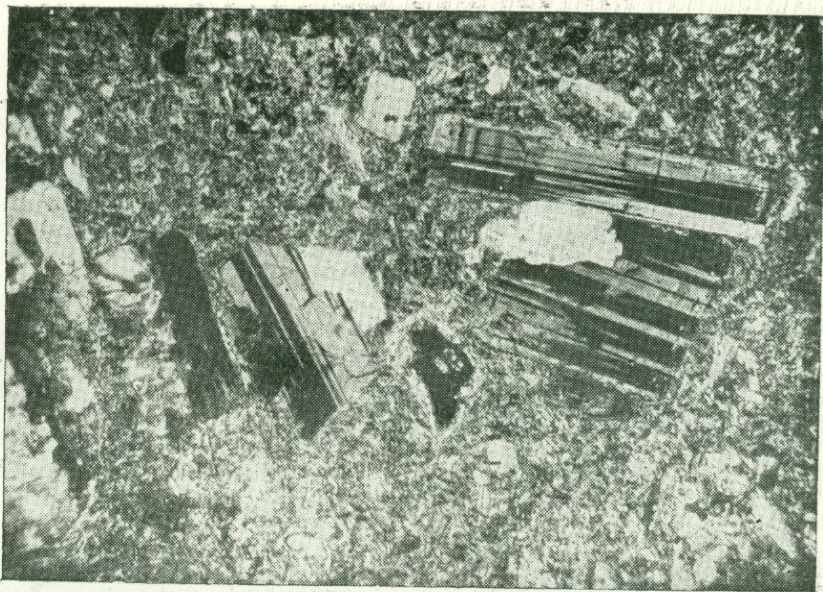


Рис. 12. Порфировая структура гранодиорит-порфиров. Фенокристаллы плагиоклаза. Ник. скр. ув. 20.

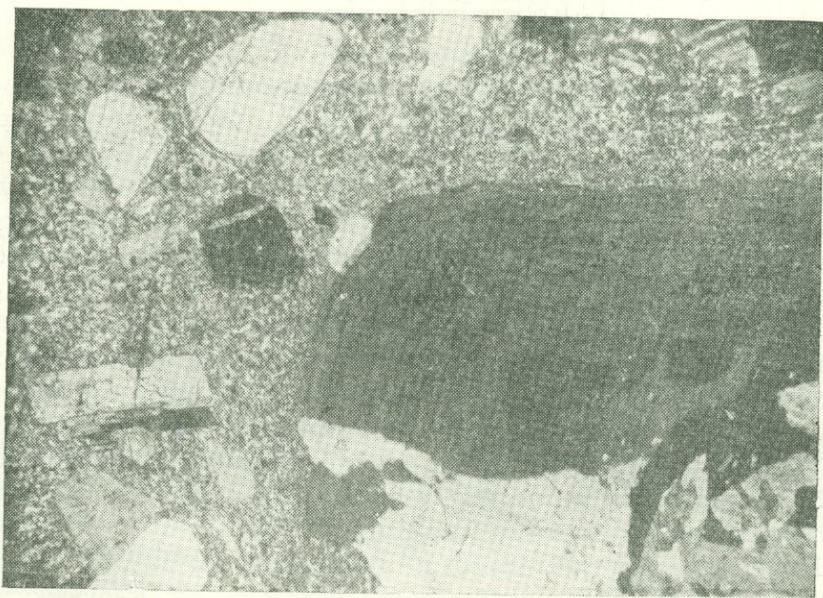


Рис. 13. Гранодиорит-порфир. Зональное строение фенокристаллов плагиоклаза. Ник. скр. ув. 20.

**Роговая обманка** обыкновенная ( $c N_g = 18-21^\circ$ ). От роговых обманок материнских интрузивов она отличается несколько более интенсивной травяно-зеленой окраской. Встречается всегда в виде хорошо ограниченных крупных кристаллов (см. рис. 14).

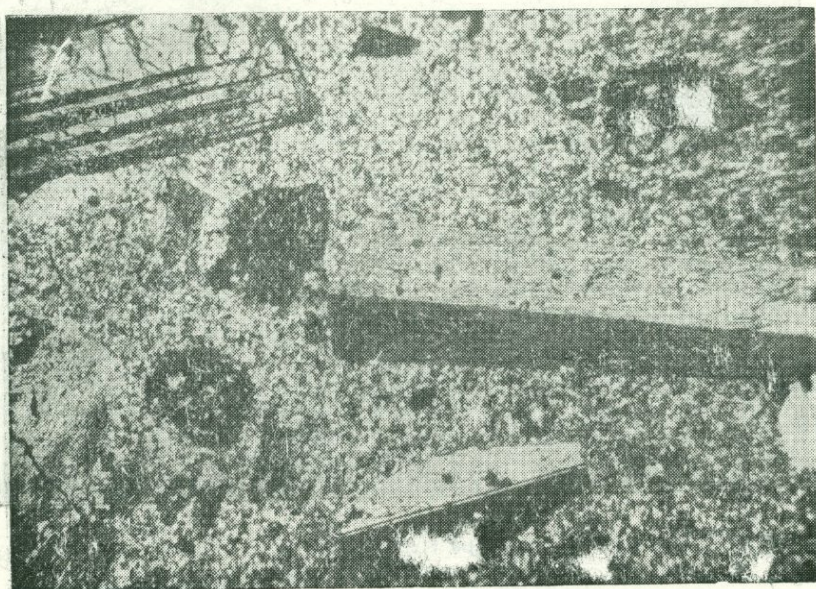


Рис. 14. Гранодиорит-порфир. Сдвойникованные фенокристаллы роговой обманки и плагиоклаза. Ник. скр. ув. 20.

Биотит характеризуется резким плеохроизмом от бурого или желтобурого до светлосоломенно-желтого цветов. Слабо хлоритизирован обычно в периферии листочков, при этом, наряду с хлоритом, по спайности бывших чешуек биотита образуется эпидот. Эпидот и хлорит встречаются в малых количествах. Вообще жильные порфиры, если они не подвергнуты гидротермальному изменению, характеризуются большей свежестью.

В силу структурных особенностей жильных порфиров, определение их точного количественно-минералогического состава не представляется возможным. Приближенное же определение количественного соотношения их главных составных частей дает основание выделять среди них следующие разновидности—гранит-порфир, гранодиорит-порфир, сиенитодiorит-порфир, диорит-порфир и альбитофир. Среди них наиболее часто встречаются гранодиорит-порфиры.

Ниже, в таблице 26, приводим химический состав трех образцов: первый взят у истоков реки Парагачай, недалеко от Капуджухского перевала; второй и третий—из Каджаранского медно-молибденового месторождения. Анализ последнего образца заимствован из отчетов В. Г. Грушевого.

Окислы	I		II		III	
	% со- держ.	молек. колич.	% со- держ.	молек. колич.	% со- держ.	молек. колич.
SiO <sub>2</sub>	64,60	1,076	64,86	1,081	63,76	1,062
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,006	0,24	0,003	0,72	0,009
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,41	0,141	14,56	0,143	15,74	0,155
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	0,008	3,98	0,025	2,73	0,017
FeO	2,13	0,029	2,61	0,036	2,42	0,033
MnO	0,06	—	0,05	—	0,09	0,001
MgO	2,36	0,059	1,45	0,036	1,24	0,031
CaO	3,70	0,066	3,30	0,059	2,86	0,051
BaO	0,07	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	3,58	0,058	5,20	0,084	3,87	0,062
K <sub>2</sub> O	3,61	0,038	2,68	0,029	3,78	0,040
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,001	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	2,30	0,052	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>110°С</sup>	1,34	—	0,56	—	0,81	—
Потери при прокаливани- и	—	—	0,81	—	1,64	—
Сумма	100,20	—	100,30	—	99,66	—

## Магматические формулы

По Левинсон-Лессингу:

- I. 1,68  $\overline{RO}$  R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,12 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=3,02$ ; R<sub>2</sub>O:RO=1:1,61  
 II. 1,45  $\overline{RO}$  R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,46 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=2,88$ ; R<sub>2</sub>O:RO=1:1,14  
 III. 1,26  $\overline{RO}$  R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,18 SiO<sub>2</sub>;  $\alpha=2,89$ ; R<sub>2</sub>O:RO=1:1,11

По Заварицкому:

- |           |            |             |
|-----------|------------|-------------|
| I. a=13,3 | II. a=15,2 | III. a=14,2 |
| c= 3,1    | c= 2,0     | c= 3,5      |
| b= 8,7    | b=10,1     | b= 7,2      |
| s=75,1    | s=72,7     | s=74,8      |

Как видно из приведенных цифр, нерасщепленные жильные породы по своему химическому составу занимают промежуточное положение между банатитами и порфиroidными гранитами и близки по составу к гранодиорит-порфиру.

## Лампрофиды

Лампрофиды в свежем состоянии представляют собой породы от темносерого цвета до черного с мелкозернистым строением. Структура их обычно равномерно панидиоморфно-зернистая, призматически зерни-

стая, реже голокристаллически-порфировая. Отличаются большим содержанием цветных минералов, нередко играющих в составе породы преобладающую роль. Существенными для них минералами являются плагиоклаз, роговая обманка и биотит. Кварц присутствует почти всегда, но в незначительном количестве. Калиевый полевой шпат в большинстве просмотренных нами шлифов не обнаружен, но он иногда встречается в весьма малых количествах. Из второстепенных минералов следует отметить рудный минерал. Апатит встречается реже.

Плагиоклаз представлен призматическими кристалликами, часто обнаруживающими зональное строение. По немногочисленным измерениям, плагиоклазы принадлежат к ряду андезин-лабрадора.

Роговая обманка и биотит также образуют резко вытянутые, призматически-игловидные индивиды, тесно переплетающиеся с плагиоклазом. Следует отметить, что в просмотренных образцах лампрофиров всегда преобладает или биотит или роговая обманка, образуя минералогические комбинации: плагиоклаз—роговая обманка и плагиоклаз—биотит. Первая комбинация соответствует **малахитам** или **рогообманковым микро-диоритам**, вторая—**керсантитам** или **биотитовым микро-диоритам**.

#### Аплиты и пегматиты

**Аплиты**—светлоокрашенные, паналлотриоморфно-зернистые породы, состоящие главным образом из преобладающего калиевого полевого шпата и кварца. Меньшее значение в их составе имеют кислые плагиоклазы (олигоклаз-альбит).

Биотит присутствует почти постоянно, но в незначительном количестве. Из второстепенных минералов, почти во всех просмотренных шлифах, встречены апатит и циркон. Для аплитов описываемого района наиболее характерны микрогранитовая и аплитовая структуры.

**Пегматиты** представляют собой крупнозернистые кварц-полевошпатовые образования, отличающиеся неравномерностью состава. Пегматиты, развитые в краевых частях интрузии (особенно мондонитов) отличаются обычно малым содержанием кварца и состоят почти исключительно из калиевого полевого шпата. Пегматиты, расположенные в интрузивном поле, несколько дальше от контактов, и приуроченные главным образом к банатитам и порфиroidным гранодиоритам, сильно обогащены кварцем. В них кварц преобладает над калиевым полевым шпатом, образуя в пегматитовом теле чисто кварцевые выделения.

Интересно отметить, что в одном и том же теле количественное распределение кварца неравномерное, о чем уже было упомянуто в геологическом очерке.

Кварц и полевой шпат находятся в сростании друг с другом (пегматитовая структура), образуя наряду с этим самостоятельные крупные и нередко правильно ограниченные зерна (см. рис. 15). В пегматитах, встреченных в местности Чиман (у сел. Урумыс), калиевый полевой шпат образует крупные, часто сдвойникованные кристаллы, длиной в 10—

15 см, а в жилах из местности Егасар идиоморфные кристаллы кварца в пегматитовом теле образуют крупные друзы.

В пегматитах почти постоянно присутствуют, правда, в малых количествах, магнетит, гематит и биотит. В отдельных телах встречены ортит, медные минералы (халькопирит и борнит), молибденит, редко турмалин и ачатит.

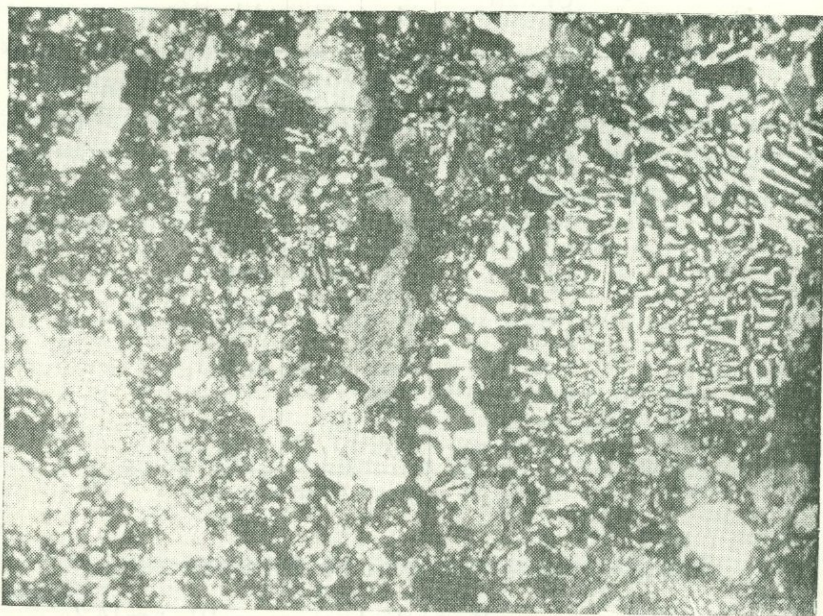


Рис. 15. Микропегматитовое срастание калиевого полевого шпата и кварца. Ник. скр. ув. 25.

### ДАЦИТЫ ИНТРУЗИВНЫЕ, ЛИПАРИТЫ

Как было отмечено в разделе геологии, интрузивные дациты верховьев р. Мегригет и липариты противоположного, западного склона Зангезурского хребта мы относим к одной возрастной группе. Сходные по структуре и условиям образования, эти породы несколько отличаются друг от друга по химическому составу.

#### Дациты интрузивные

Дациты интрузивные обладают порфировой структурой, серого и темносерого цвета. Основная масса состоит из микролитов полевых шпатов, а также, в меньшей степени, биотита и роговой обманки. В крайних фациях интрузивных дацитов появляется стекло среднего состава.

Порфировые вкрапления представлены средним плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и редко санидином и кварцем. В качестве второстепенных компонентов в интрузивных дацитах встречаются апатит и рудный минерал. Из вторичных минералов встречаются хлорит, эпидот и цеолиты.

Ниже, в таблице 27, приводится химический состав трех образцов интрузивных дацитов, взятых А. И. Адамяном—первый образец из штокообразного тела Джибанда, второй—из такого же тела на участке Цак-Кар и третий—из дайки на участке Бугакар.

Таблица 27

Окислы	Проц. содержания		
	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	62,78	63,12	63,00
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,38	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,71	16,97	18,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	2,59	0,35
Fe O	1,03	1,66	2,76
Mn O	0,17	—	—
Mg O	1,71	1,83	3,53
Ca O	3,54	4,14	3,20
Na <sub>2</sub> O	3,15	4,49	4,24
K <sub>2</sub> O	5,12	3,41	3,50
H <sub>2</sub> O	0,64	0,20	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,77	—	—
Потери при прокаливании	1,71	1,12	1,18
Сумма	99,97	99,92	100,05

Магматические формулы по Заварицкому:

I. a=14,7	II. a=15,1	III. a=14,7
c= 2,7	c= 4,1	c= 3,7
v= 9,3	v= 7,9	v=11,0
s=73,3	s=72,9	s=70,8

### Липариты

Липариты, или кварцевые порфиры представляют собой светлые и светлосерые породы, явно порфировой структуры, с плотной афанитовой основной массой. Порфировые выделения представлены, главным образом, плагиоклазом, несколько меньше кварцем и лишь в редких случаях роговой обманкой. Основная масса постоянно значительно преобладает над вкрапленниками. Она состоит из кварца, полевых шпатов и обычно незначительного количества цветных минералов (роговая обманка и редко биотит) и стекла. Нередко она настолько мелкозерниста, что в отдельных случаях составные части трудно распознаются даже под микроскопом, при средних увеличениях. Структура основной массы—фельзитовая, витрофировая и полустекловатая.

Липариты, в отличие от порфиритов, туфов и туфобрекчий, почти совершенно свежие.

Вкрапленники **плагиоклаза** представлены идиоморфными, полисинтетическими сдвойникованными таблитчатыми индивидуумами, длиной в

среднем до 1,5—2 мм. Данные измерения углов погасания плагиоклаза в разрезе  $\perp$  РМ позволяют отнести их к ряду кислых андезинов (№ № 33—38). Фенокристаллы плагиоклазов постоянно мутные, что, вероятно, следует связать с процессами разложения и альбитизации (?). Наблюдается слабая серицитизация, которая особенно отчетливо выражена по контакту липаритов с порфиритами.

**Кварц** образует округлые зерна. Редко наблюдаются скопления остроугольных зерен этого минерала, представляющих собой, вероятно, сколки более крупных раздробленных индивидуумов.

**Роговая обманка** встречается в виде мелких удлиненных призмочек. Кроме перечисленных минералов, в липаритах встречаются в качестве второстепенных компонентов **рудный минерал, апатит и хлорит**.

В таблице 28 приводится химический состав одного образца липарита, взятого в верховьях речки Насервазчай.

Таблица 28

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+110°	Сумма
93—а	72,10	0,29	13,78	2,13	0,95	1,70	0,54	0,05	1,94	5,82	0,33	0,86	100,49

Магматическая формула по Заварицкому:  $a=15,2$ ;  $c=1,4$ ;  $v=3,4$   
и  $s=80,3$ .

## КОНТАКТОВО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Как упоминалось в геологическом очерке, контактово-измененные породы района отличаются большим разнообразием. В этом разделе мы приводим весьма сжатое петрографическое описание группы эпидото-полевошпато-рогообманковых кварц-рогообманково-биотитовых, серицито-полевошпато-эпидотовых, карбонато-серицитовых, эпидотовых и др. роговиков, сланцевидных рогообманково-биотитовых роговиков, скарнов. Более детально приводится характеристика серицито-кварцевых и кварц-серицито-андалузитовых роговиков, а также существенно андалузитовых пород, с описанием их основных разновидностей и минералов. В конце приводятся соображения о генезисе контактово-метасоматических пород.

### Эпидото-полевошпато-рогообманковые, кварц-рогообманково-биотитовые, серицито-полевошпато-эпидотовые, карбонато-серицитовые, эпидотовые и другие роговики

Макроскопически роговики этой группы представляют собой серые и темносерые мелкозернистые плотные породы, иногда порфириковой структуры, вызванной, главным образом, наличием крупных выделений роговой обманки. Вблизи интрузии они иногда приобретают гнейсовидную текстуру.

Как и все контактно-метаморфические породы описываемого района, эти породы обладают типичной роговиковой структурой и ясно обнаруживают остаточную структуру порфириров, за счет изменения которых они в основном и образовались. В минералогическом составе описываемых роговиков принимают участие кварц, плагиоклаз, биотит, роговая обманка, эпидот, хлорит, серицит, пирит, карбонаты и в малом количестве силлиманит, андалузит и калиевый полевой шпат.

Силлиманит встречается лишь в роговиках (измененных порфиритах), непосредственно примыкающих к интрузии. Весьма характерно, что сами интрузивные породы, обладающие довольно часто в контакте гнейсовидной текстурой, также содержат силлиманит, притом в большем количестве, чем ороговоженные порфириты.

В зависимости от того, какие из перечисленных минералов преобладают в породе, среди них выделяются следующие главные разновидности: роогообманковые, плагиоклазо-роогообманковые, биотито-роогообманковые, полевошпато-серицитовые, карбонато-серицитовые, эпидото-плагиоклазовые, эпидотовые и другие контактные роговики.

#### **Сланцевидные роогообманково-биотитовые роговики**

Макроскопически представляют собой тонкозернистые породы от темносерого до черного цветов, сильно рассланцованные и сланцевидные, с чередующимися полосками цветных и светлых составных частей. Главная их масса состоит из биотита, амфибола, кварца и полевого шпата (мало). В довольно большом количестве встречается магнетит, мелкие, но сильно удлиненные, линзообразные зернышки которого расположены прямолинейно, согласно с направлением рассланцованности. Остальные минералы—карбонат, эпидот, хлорит—имеют сравнительно малое распространение.

#### **Скарны**

В минералогическом составе скарнов, имеющих небольшое распространение в местности Гярдани (западный склон Загезурского хребта) и в верховьях р. Мегригет, принимают участие, главным образом, гранаты, магнетит, эпидот и кварц (мало). В незначительном количестве присутствуют кальцит и силлиманит; последний приурочен к кварцу и образует мелкие, но сильно удлиненные, игловидные кристаллики, расположенные обычно параллельно друг другу. Из рудных минералов, кроме магнетита, спорадически встречаются зерна халькопирита. Количественное соотношение главных минералов, в частности граната и магнетита, сильно колеблется даже на незначительных расстояниях. В результате этого получаются либо преимущественно гранатовые породы с эпидотом и кварцем, либо почти чисто магнетитовые скопления линзовидной формы, чередующиеся с полосами гранатовых пород. Соответственно с изменением минералогического состава изменяется и цвет породы—от зеленовато-коричневого, через коричнево-бурый, до черного.

### Серицито-кварцевые и кварц-серицито-андалузитовые роговики (вторичные кварциты)

Породы этой группы, имеющие широкое развитие в верховьях р. Парагачай (см. рис. 20) и известные в литературе под названием «вторичные кварциты», представляют собой тонко- и мелкозернистые образования светлой и светлосерой окраски. Лишь на отдельных участках, на которых более или менее сильно развита лимонитизация пирита, они бывают окрашены в желто-бурые цвета.

Структура их, в общем, типично роговиковая, причем можно выделить контактные роговики с реликтовой структурой порфиритов и без нее. Для первой группы более характерна бластопорфировая структура. Иногда в мелкозернистой массе наблюдается полосчатость, обусловленная, вероятно, первичной флюидалностью эффузивов и тонкой слоистостью туфов и туффитов.

В минералогическом составе группы контактово-метасоматических пород парагачайского участка принимают участие следующие минералы (в порядке убывающей распространенности): кварц, светлые слюды (серицит, мусковит), андалузит, силлиманит, пирит, рутил, калиевый полевой шпат, корунд, диаспор, гематит, циркон, лазулит, брукит (?), каолинит, биотит (очень редко).

Не исключена возможность, что при дальнейшем изучении парагачайских кварцево-серицит-андалузитовых пород (после проведения детальных полевых работ) будет открыт ряд новых минералов.

Распределение главных минералов весьма неравномерное и их количественное соотношение на разных участках различное; минерал, являющийся в одном случае второстепенным, в другом становится одним из главных породообразующих и обратно. Последнее явление наблюдается на небольших участках и даже в отдельных штуфах. Соответственно с минералогическим составом, среди метаморфизованных пород Парагачая можно выделить следующие основные разновидности: серицито-кварцевые, полевошпато-серицито-кварцевые, кварцевые (собственно кварциты), состоящие почти исключительно из вторичного кварца, кварц-серицито-андалузитовые, существенно андалузитовые породы.

Среди этих разновидностей резко преобладают серицито-кварцевые и после них кварц-серицито-андалузитовые роговики, а остальные виды играют подчиненное значение. Мы здесь перечислили лишь наиболее важные и характерные группы, однако следует учесть, что помимо них имеются многочисленные переходные типы.

**Серицито-кварцевые роговики** развиты почти по всему парагачайскому массиву, но резко преобладают в его юго-западной части. Из главных породообразующих минералов—серицита и кварца—обычно преобладает кварц; лишь изредка содержание серицита достигает 50—60%, в силу чего роговик может быть назван **кварц-серицитовым**.

В качестве второстепенных компонентов в кварц-серицитовых и серицито-кварцевых роговиках встречаются рутил, андалузит, пирит, гематит, циркон и редко силлиманит. Рутил и циркон встречаются обычно единич-

ными и мелкими зернами: андалузит также встречается мелкими зернами, составляя 2—5% породы. В отдельных образцах содержание его достигает 10—15% породы, но бывают случаи, что он и вовсе отсутствует. Пирит также встречается единичными зернами, однако в ряде пунктов содержание его доходит до 15—20% породы.

Химический состав наиболее типичного серицито-кварцевого роговика приводится в таблице 29.

Таблица 29

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>110°</sup>	Сумма
79,40	0,14	10,28	3,96	0,02	следы	0,43	0,60	0,18	3,24	0,41	1,43	100,09

Бор и фтор не обнаружены. Установлены следы хлора.

**Полевошпато-серицито-кварцевые роговики.** Отличаются от серицито-кварцевых лишь присутствием зерен ксеноморфного калиевого полевого шпата. Характерной особенностью является их приуроченность к узкой полосе внутренней части экзоконтакта, примыкающей к интрузии и к эндоконтакту, выраженного не особенно интенсивно и лишь в самой краевой части интрузии. Некоторая доля роговиков описываемого типа несомненно образовалась за счет интрузивных пород. Другой отличительной чертой является частое присутствие в них силлиманита всегда в большем количестве, чем в серицито-кварцевых роговиках. Остальные минералы—андалузит, рутил, пирит, циркон и гематит—имеют здесь такое же развитие, как и в серицито-кварцевых роговиках.

**Кварцитовые роговики** представляют собой разновидность серицито-кварцевых, в которых серицит либо содержится в весьма незначительных количествах, либо полностью отсутствует. Порода эта состоит почти из одного вторичного кварца.

**Кварц-серицито-андалузитовые роговики** развиты преимущественно в северо-восточной части парагачайского массива контактово-метасоматических пород. Минералогический состав их весьма богат. Главными минералами являются андалузит, кварц, серицит, мусковит. Рутил, калиевый полевой шпат, лазулит, корунд, диаспор имеют подчиненное значение и лишь в небольших участках или даже обнажениях являются главными минералами породы. Пирит и гематит встречаются обычно в малом количестве. Циркон является второстепенным минералом.

Содержание андалузита в роговиках колеблется от 15 до 40—50%, достигая в отдельных случаях 70—80%. Содержание кварца, мусковита и серицита сильно варьирует. Такое же колебание содержания характерно и для других минералов, в особенности для рутила, содержание которого меняется от единичных зерен в шлифе до 10—15% его поверхности.

### Существенно андалузитовые породы

Существенно андалузитовые породы представляют собой те же кварц-серицитово-андалузитовые роговики, сильно обогащенные андалузитом. Содержание последнего доходит здесь до 60—85%. Они приурочены исключительно к кварц-серицито-андалузитовым роговикам.

Структура пород средне- и нередко даже грубозернистая. Макроскопически ясно отличаются призматические кристаллы андалузита, длина которых в этих породах достигает 3—4 мм. Мусковит, кварц и лазулит представлены более крупными выделениями. Чешуйки слюд образуют скопления; кварц выполняет обычно промежутки между зернами андалузита. Вообще следует отметить, что размеры зерен всех без исключения минералов возрастают по мере увеличения в контактовых породах андалузита. По данным предварительного полевого изучения, андалузитовые породы встречаются в виде скоплений неправильной формы линз и жиллообразных тел приблизительно в центре контактовой зоны.

В этих породах обнаруживаются те же минералы, которые характерны для кварц-серицито-андалузитовых роговиков, с той лишь разницей, что в них заметно увеличивается содержание корунда, диаспора, рутила, лазулита и циркона.

Ниже, в таблице 30, приводятся результаты химического анализа трех образцов андалузитовых пород, которые указывают на высокое содержание в последних окиси алюминия.

Таблица 30

Образцы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sub>110</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Взвеш.	Сумма
1	42,20	2,28	44,62	6,01	0,18	нет	0,13	0,85	0,25	1,70	0,20	1,77	нет	следы	следы	100,19
2	37,50	3,63	50,32	5,82	—	—	следы	0,71	—	0,38	—	1,72	—	—	—	100,08
3	40,90	1,19	49,23	5,20	—	—	следы	0,36	—	0,53	—	1,92	—	—	—	99,33

**Кварц** является самым распространенным минералом контактовых серицито-кварцевых и андалузитовых роговиков Парагачая. В основной массе кварц образует мельчайшие зерна диаметром от 0,03 до 0,06 мм. Отличить в такой массе первичный кварц от вторичного затруднительно. В тонкозернистой, однородной основной массе серицито-кварцевых контактных роговиков редко встречаются более крупные (до 1 мм) угловатые зерна кварца с резким волнистым угасанием, представляющие собой, по всей вероятности, первичный кварц. Вторичный кварц образовался в несколько фаз минерализации. В первую, наиболее раннюю фазу выделилась основная масса вторичного кварца в виде мельчайших округлых и частью угловидных зернышек, слагающих в основном серицито-кварцевые и кварцевые роговики.

В период образования андалузита (редкие прожилки которого секут вторичный кварц первой генерации), а также минералов его группы, и несколько позже имела место вторая генерация кварца, образовавшая в этом случае более крупные и неправильные зерна, выполняющие зача-

стую промежутки между андалузитом, рутилом и корундом. В собственно серицито-кварцевых роговиках они слагают небольшие участки или же образуют мельчайшие жилообразные тела. Третья генерация представлена жильным кварцем, выполняющим совместно с рутилом и мусковитом редкие и небольшие трещины, секущие серицито-кварцевые роговики. Мощность кварцевых прожилков достигает 2—5 см. Кварц, как, впрочем, рутил и мусковит, крупнозернисты и довольно часто образуют друзы хорошо ограненных кристаллов. Не исключена возможность, что при более детальном изучении могут быть выявлены и другие генерации вторичного кварца.

**Андалузит** в существенно андалузитовых породах образует призматические зерна с хорошей спайностью, величина которых по длинной оси равна от 1 до 6 мм. Иногда встречаются зерна с ромбовидным сечением.

В серицито-кварцевых роговиках, бедных андалузитом, последний представляется в виде мельчайших призмочек и ячменеподобных зерен, длиной от 0,05 до 0,1—0,02 мм. Они обычно образуют скопления, состоящие из 5—7 зерен; иногда встречаются лучистые агрегаты. В некоторых шлифах обнаружено, что мельчайшие зерна андалузита выполняют контуры бывших зерен полевых шпатов. Как уже было видно из описания отдельных разновидностей контактово-метасоматических пород, содержание андалузита колеблется в очень широких пределах, от 1—2 до 80—90%.

Андалузит обладает характерной для него неравномерной мясо-розоватой окраской (по оси  $N_p$ ) и плеохроирует. В контактовых роговиках, богатых андалузитом, как правило, последний замещается светлой слюдой. Замещение происходит как по трещинам, так и по периферии кристаллов, с образованием вокруг них каемок замещения. Помимо того, почти во всех шлифах из андалузитовых пород наблюдается явное замещение андалузита диаспором и лишь в редких случаях корундом. Нередко в андалузите встречаются включения рутила и циркона. Измерения углов оптических осей этого минерала на столике Федорова дали следующие результаты:

№ № шлифов	—2V
79	87
91	88
92	86,5
137	86,5

**Светлые слюды.** Светлая мелкочешуйчатая слюда—серицит—является после кварца одним из наиболее распространенных минералов контактных роговиков. Содержание ее в разных участках роговиков различное и меняется в пределах от 2—3% до 40—50%. Крупночешуйчатая светлая слюда ( $2V=36^\circ$ ) имеет ограниченное распространение; она приурочена, главным образом, к андалузитовым породам, в которых наряду с андалузитом является одним из главных породообразующих минералов. Ко-

личественное распространение ее в породе неравномерное, нередко она образует небольшие гнездообразные скопления, диаметром 2—5—10 см и больше. Хорошо ограненные пластинки достигают до 1—1,5 см в поперечнике, а в среднем равны от 0,3×0,2 до 1,0×0,8 мм. Крупночешуйчатая светлая слюда совместно с рутилом встречается также и в мелких кварцевых прожилках, секущих роговики. Цвет минерала перламутрово-светлосерый с зеленоватым оттенком. В шлифах слюды почти совершенно бесцветные.

Химический состав этого минерала (см. таблицу 31), а также угол оптических осей, позволяют отнести его к обыкновенной калиевой слюде—**мусковиту**.

Таблица 31

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Выше 110°C	Сумма
46,30	0,50	34,61	2,26	0,25	0,00	0,13	0,20	0,00	0,60	8,90	1,40	5,16	100,31

Спектральный анализ мусковита, произведенный проф. С. А. Борогиком, показал сильные линии лития и ванадия, слабые линии олова, хрома, галлия и бария.

Серицит замещает андалузит, лазулит и диаспор, развиваясь в них по трещинам спайности или образуя вокруг них сплошные оторочки.

**Силлиманит** представлен в виде мельчайших, сильно удлинённых призмочек, без концевых граней. Его показатели преломления таковы:

$$N_q' = 1,676 \pm 0,004$$

$$N_p' = 1,652 \pm 0,004$$

Удлинение положительное.

Он встречается в виде войлочных скоплений тонких иголок длиной от 0,01 до 0,2—3 мм и больше, образующих в кварце первой генерации включения или чаще всего секущих зерна кварца. Характерны хорошо выраженные сноповидные агрегаты этого минерала (см. рис. 16).

Силлиманит имеет сравнительно ограниченное распространение и, как правило, встречается в контактно-метасоматических породах, залегающих в самой внутренней части контактового ореола, непосредственно примыкающей к плутону. Эти породы, частично образованные за счет изменения самих интрузивов, состоят, главным образом, из кварца и ксеноморфного калиевого полевого шпата. Серицит имеет подчиненное значение; андалузит в этих породах отсутствует или содержится в незначительных количествах.

В ряде других мест района (у оз. Капуйтлич, в верховьях р. Пазмарачай, у Капуджухского перевала и др.) силлиманит встречен в обычных биотито-серицитито-рогообманковых роговиках и в самих интрузивных породах в их непосредственном контакте.

Таким образом, силлиманит оказывается приуроченным к породам, претерпевшим более интенсивный метаморфизм, и относится, повидимому, к числу наиболее высокотемпературных и ранее сформировавшихся минералов парагачайского комплекса контактово-метаморфических пород.



Рис. 16. Игольчатые кристаллы силлиманита в сериците-полевошпато-кварцевых роговиках. Ник. скр. ув. 45.

В специальной литературе силлиманит относится к так называемым антистрессовым минералам, образующимся в период наибольшего давления, и приурочен к породам наивысшего метаморфизма. Наоборот, андалузит образуется в более позднюю фазу метаморфизма, когда давление ослабевает, причем этот минерал переходит в более устойчивую форму— в силлиманит—если давление увеличивается. Наши наблюдения в этой области в значительной мере подтверждают приведенные положения.

**Пирит** является одним из самых распространенных минералов. В большом количестве он встречается, главным образом, в наружной части метаморфического ореола, где в отдельных обнажениях его содержание достигает 10—15%; обычно же наблюдается в меньших количествах. Одновременное развитие большого количества пирита и андалузита не наблюдалось. Пирит представляется в виде мелких, хорошо ограненных кристалликов, величиной в среднем от 0,5—1—2 мм. В поверхностной зоне выщелачивается, образуя лимонит, окрашивающий вмещающие породы в буро-красный цвет.

**Рутил** встречается в незначительном количестве почти во всех образцах сериците-кварцевых роговиков. В шлифах он устанавливается лишь единичными зернами. Содержание рутила, однако, резко увеличивается в сериците-кварцевых роговиках, обогащенных андалузитом, а также и в существенно андалузитовых и андалузито-слюдистых породах, в которых

количество его достигает 2—3%, а в отдельных редких штуфах—10—15%. Величина зерен рутила колеблется от  $0,02 \times 0,01$  до  $4 \times 3$  мм. Часто встречаются кристаллы длиной в 1 см и больше, приуроченные исключительно к андалузитовым породам. Рутил обычно развивается в виде призматических кристаллов, образующих коленчатые двойники (см. рис. 17). Цвет минерала под микроскопом желто-бурый. Образует включения в андалузите, в мусковите и редко в кварце.

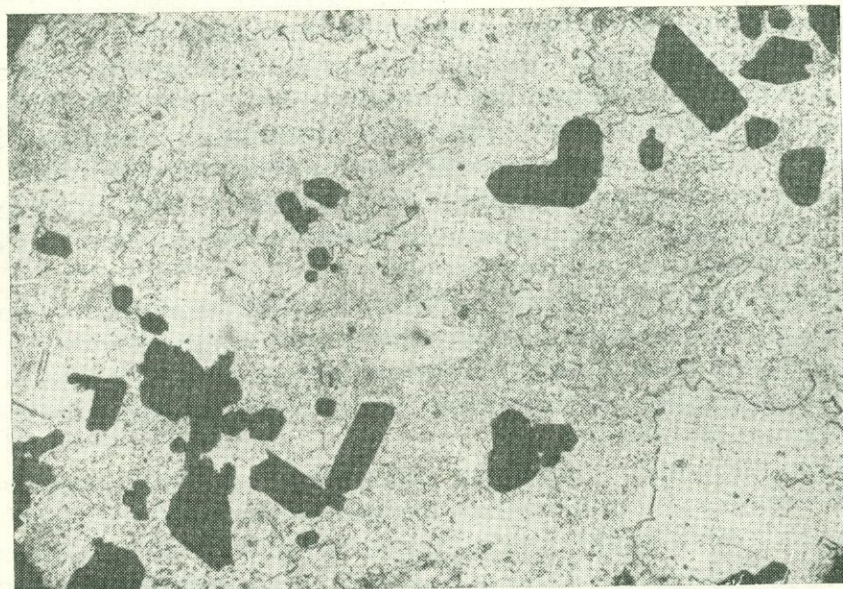


Рис. 17. Коленчатые двойники рутила в кварц-андалузито-серицитовых роговиках. Ник. пар. ув. 45.

Кроме рассеянного типа, рутил совместно со светлой слюдой встречается в мелких кварцевых жилах, секущих серицито-кварцевые и андалузитовые роговики. Здесь он более крупнозернистый (от 2—5 до 15 мм в длину) и образует друзы идиоморфных кристаллов, часто дающих гребенчатую структуру, благодаря своему перпендикулярному расположению к стенкам трещин. Такие кристаллы обычно покрыты вертикальной штриховкой. Нередки случаи, когда рутил целиком выполняет все жильное пространство, вытесняя кварц и мусковит. Таким образом, рутил образовался по крайней мере в две фазы. Основная его масса, входящая в состав андалузитовых пород, видимо, выделилась несколько раньше и совместно с андалузитом, а незначительная часть—после формирования роговиков. Спектральным анализом в рутиле обнаружено олово (скело 0,1%), которое, вероятно, входит в решетку минерала. Цвет рутила от коричнево-бурого до черного говорит за его железистый характер.

В друзах рутила встречены редкие кристаллы, напоминающие по форме **брукит**.

**Калиевый полевой шпат** широкого распространения не имеет. Показатели преломления  $N_g = 1,525 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,519 \pm 0,002$ . Он встре-

чается: а) в полевошпато-кварцевых породах, приуроченных к внутренней части экзоконтакта, а иногда, где это имеет место, и к эндоконтакту; в них полевой шпат ксеноморфен и выполняет промежутки между мельчайшими зернами кварца; б) в ассоциации—кварц, андалузит, калиевый полевой шпат, мусковит, рутил, отмеченный лишь для нескольких небольших обнажений в восточной части парагачайского массива серицито-кварцевых роговиков. Калиевый полевой шпат в этой ассоциации является одним из существенных минералов и представлен довольно крупными, часто сдвойникованными кристаллами со сравнительно правильными ограничениями, величина которых достигает 1—1,5 см и больше. В этом случае, в отличие от первого, он пронизывается кварцем. Замещается каолинитом и слабо серицитом, содержит включения идиоморфных кристалликов рутила. В обоих случаях наличие калиевого полевого шпата указывает на высокотемпературный, частью пневматолитовый характер растворов и флюидов, в результате действий которых образовались описываемые породы и минералы.

**Корунд** встречается редко и только в существенно андалузитовых породах и серицито-кварцевых роговиках, богатых андалузитом. Содержание незначительное, обычно несколько мелких зерен в шлифе. Лишь в одном образце из существенно андалузитовых пород содержание корунда достигает 15—20%.

Под микроскопом отличается своим резким рельефом, голубовато-синей и голубовато-серой окраской и заметным плеохроизмом. Чаще всего корунд имеет в шлифах слабо удлиненные, прямоугольные и округлые сечения, размерами от  $0,3 \times 0,2$  до  $10 \times 0,7$  мм. По всей вероятности, корунд образовался несколько раньше или совместно с андалузитом. В некоторых шлифах обнаружено слабое замещение андалузита корундом, указывающее на вторую генерацию последнего.

**Диаспор** обнаруживается не часто и приурочен исключительно к андалузиту, развиваясь по последнему в виде весьма мелкочешуйчатой массы. Кроме того, диаспор образует хорошо ограненные и резко удлиненные (до 1—1,5 мм) призматические кристаллы, пронизывающие отдельные кристаллы или группу кристаллов андалузита. Следовательно, диаспор образовался позже андалузита. Как мелкочешуйчатый диаспор, так и идиоморфные его кристаллы замещаются серицитом. Серицитизация особо интенсивно развивается по периферии кристаллов диаспора и трещинам сланности. В призматических зернах удалось измерить следующие оптические константы диаспора:

	$N_q$	$N_m$	$N_p$	$2v$
$C_n$	$90^\circ$	0	$90^\circ$	$88^\circ$

**Гематит** встречается редко, в виде единичных чешуек, рассеянных в массе серицито-кварцевых роговиков.

**Циркон** обнаруживается в микроскопе единичными зернами, но почти во всех шлифах. Однако его количество и величина зерен значительно увеличиваются в богатых андалузитом контактовых породах (до 1%). Встречается в виде мельчайших зерен размерами от 0,01 до 0,05 мм в диаметре, форма которых близка к изометрической. Часто дает в сечении четырехугольник, более редко—бипирамидальные контуры.

В шлифе—обычно светложелтый, с зеленоватым оттенком. Очень характерны плеохроичные дворники вокруг циркона в слюде и андалузите (реже), к которым он обычно приурочен. Кристаллики циркона образуют часто небольшие группы из 3—8 зерен.

**Лазулит** имеет ограниченное распространение; он обнаружен в контактово-метасоматических породах (вторичных кварцитах) лишь в нескольких пунктах. Наиболее часто встречается в существенно андалузитовых и мусковито-калিপелевошпатово-андалузитовых породах в качестве второстепенного породообразующего минерала. Его зерна, величиной 0,1—0,5 мм, нередко образуют небольшие скопления.

Лазулит часто замещается серицитом, как по периферии зерен (каемки замещения), так и по спайности и мельчайшим трещинам.

Цвет голубой. Под микроскопом обнаруживает ясный плеохроизм от прозрачно-белого (по  $N_g$ ) до нежно-голубоватых тонов (по  $N_p$ ). Показатели преломления:

$$N_g' = 1,634 \pm 0,003$$

$$N_m' = 1,625 \pm 0,003$$

$$N_p' = 1,621 \pm 0,003$$

$$\text{Угол оптических осей} \quad 2v = -70^\circ.$$

Спайность развита плохо, в двух взаимно перпендикулярных направлениях. При этом ось  $N_g$  лежит в плоскости одной спайности, а вторая плоскость спайности составляет с ней небольшой угол в 5—6°.

	$N_g$	$N_m$	$N_p$
Сп I	90°	36°	54°
С II	85°	55,5°	35,5°

$$N_g = [010]$$

Анализ лазулита, произведенный аналитиком ИГЕН Академии наук СССР И. М. Шумило, показывает следующий химический состав этого минерала:

Окислы	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$CaO$	$MnO$	$MgO$	$P_2O_5$	п. н. в. + $H_2O$	Сумма
Проц. со- держан.	0,04	0,40	32,58	0,53	1,38	нет	0,03	12,10	46,66	6,25	99,97

В соответствии с химическим составом получается формула 1,00 ( $Mg, Fe, Mn$ )  $0-1,01 (Al, Fe)_2 O_3 \cdot 1,63 P_2O_5 \cdot 1,09 H_2O$ . Лазулит

сверхустойчивый по отношению к кислотам  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{N}_3\text{PO}_4$  и  $\text{HF}$ ; в смеси каждой из них кристаллическая решетка разрушается лишь при прокаливании минерала до  $500\text{--}700^\circ$ , после чего получается серо-желтая масса, легко разлагающаяся в кислотах, в особенности в смеси плавиковой с азотной.

Серная кислота (1:3) не действует даже при высоком давлении (около 32 атм.) и высокой температуре ( $235^\circ$ ).

Интересно отметить, что лазулит обнаружен также и в андалузитоносных вторичных кварцитах северной Армении (месторождения Сиси-Мадан и Шагали-Элиар), которые образовались, как и парагачайские, в результате взаимодействия интрузии гранитоидов с порфиритами.

Кроме того, лазулит встречается в андалузито-кварцевых роговиках (вторичных кварцитах) горы Бес-Чеку в Киргизской степи.

**Каолинит** обнаруживается весьма редко. Приурочен он исключительно к крупным выделениям калиевого полевого шпата и является продуктом разложения последнего под действием экзогенных процессов выветривания.

**Биотит** встречен лишь в одном месте, где мелкие пластинки его образуют весьма небольшое скопление в виде гнезда.

Из описания минералогического состава андалузитовых пород вытекает следующее: корунд, диаспор, лазулит, мусковит, биотит и частью калиевый полевой шпат встречаются в богатых андалузитом серицито-кварцевых роговиках и в существенно андалузитовых породах и приурочены к ним. В существенно андалузитовых породах содержание рутила и циркона резко возрастает.

Андалузит, диаспор, лазулит и частично калиевый полевой шпат замещаются серицитом, андалузит-диаспором и в слабой степени корундом.

Силлиманит встречается в породах узкой зоны эндоконтакта и внутренней части экзоконтакта.

Размер зерен всех без исключения минералов резко увеличивается в богатых андалузитом и существенно андалузитовых контактовых породах.

Предварительный характер проведенных нами исследований в области изучения контактово-метасоматических пород района и, в частности, слабая изученность месторождения андалузита лишают нас возможности сделать в настоящее время более точные выводы о порядке выделения минералов андалузитовых пород, тем более, что возрастные взаимоотношения минералов усложняются выделением некоторых из них в две и большее число фаз. Поэтому приводимые здесь соображения следует рассматривать лишь как первое приближение к решению вопроса о порядке выделения минералов описываемой ассоциации.

Силлиманит является одним из ранее образовавшихся минералов. Судя по всему, его формирование последовало за первой генерацией вторичного кварца, в котором он образует включения, и относится к наиболее ранней стадии контактового метаморфизма, что доказывается частым

нахождением силлиманита и в обычных типах роговиков в кварц-биотито-полевошпато-рогообманковых породах.

Циркон также следует отнести к наиболее ранним минералам. Несколько позже кварца первой генерации образовался ксеноморфный калиевый полевой шпат, который выполняет промежутки между зернами кварца. Между первой и второй генерациями кварца, а также в период выделения кварца второй генерации, имело место выделение андалузита, корунда и рутила. Рутит и корунд возможно частично опережают андалузит. Рутит второй генерации отложился совместно с частью мусковита много позже и связан с выделением жильного кварца. После андалузита, по видимому, к моменту окончания отложения кварца второй генерации (приблизительно в конце пневматолитической фазы) образовались лазулит, мусковит, биотит, калиевый полевой шпат, представленный уже в виде довольно крупных, хорошо ограненных и сдвойникованных кристаллов. Диаспор образовался определенно позже андалузита, скорее всего в начале гидротермальной фазы, при этом хорошо ограниченные секущие андалузит призматические его кристаллы, видимо, сформировались раньше, чем мелкочешуйчатая масса, развивающаяся по андалузиту.

Вслед за ними в гидротермальную фазу имело место образование серицита, явно замещающего лазулит, андалузит, калиевый полевой шпат и диаспор; возможно и более раннее выделение серицита. Появление пирита приурочивается к гидротермальной фазе. Позже всех образовались кварцевые прожилки с мусковитом и рутилом, представляющие собой, несмотря на позднее время образования, продукт отложения высокотемпературных гидротермальных растворов.

Казлинит является продуктом поверхностного выветривания калиевого полевого шпата, но возможно, что и он выделился в гидротермальную фазу, одновременно с серицитом.

Все сказанное выше о порядке выделения минералов парагачайских серицито-кварцевых и андалузитовых пород схематически сведено в соответствующей диаграмме (см. рис. 18).

Переходя к вопросу о **генезисе** парагачайских контактово-метасоматических образований, прежде всего необходимо отметить локальное распределение и приуроченность различных типов измененных пород к определенным участкам района, или вернее контактового ореола. Хотя все они произошли в основном за счет изменения порфириров и подчиненных им туфов и туфобрекчий, под действием одной и той же интрузии, но условия их образования в различных частях контакта различны.

Мы видим, что в одних случаях имеются в наличии породы ряда типичных контактовых роговиков—биотито-рогообманковых, эпидотовых, кварц-полевошпато-рогообманковых и др.,—а в другом случае породы парагачайского комплекса—серицито-кварцево-андалузитовые роговики\*.

\* В данном случае мы не рассматриваем скарпы, имеющие в изученном районе сравнительно незначительное развитие и происшедшие скорее всего в результате изменения прослоев известняков в толще вулканогенных пород.

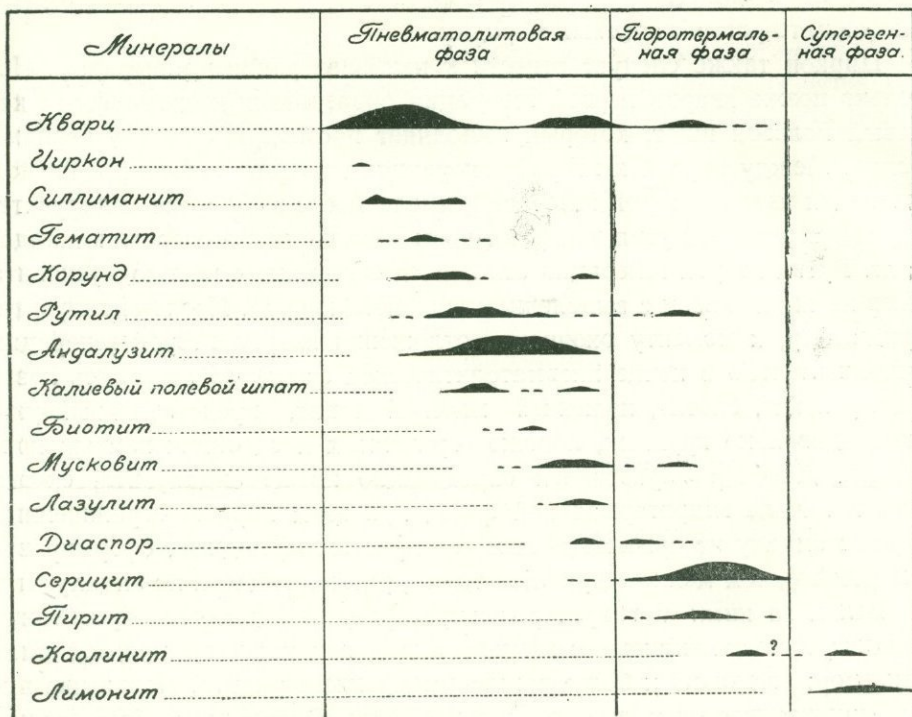


Рис. 18. Парагенетическая диаграмма минералов кварц-серицито-андалузитовых роговиков

Анализ геологического строения района дает основание сказать, что первая группа измененных пород, так называемые обычные контактовые роговики, представляет собой результат изменения туфопорфиров под действием нормального, термального, а возможно отчасти и динамометаморфизма, обусловленных внедрением интрузии. Серицито-кварцево-андалузитовые же роговики парагачайского комплекса являются контактово-метасоматическими породами, образованными в результате пневматолитического метаморфизма (или контактового метасоматоза), т. е. действия флюидов магмы, последовавших несколько позже за внедрением интрузии и переработавших породы зоны экзоконтакта.

Понятно, что пневматолиты и гидротермы могли проникнуть в зону экзоконтакта не во всех местах, а лишь там, где имелись благоприятные пути для их проникновения и циркуляции, в виде крупных разломов и тектонических нарушений. Парагачайский участок представляет собой место интенсивного развития мощных даек гранодиорит-порфиров, выполняющих крупные разломы широтного простирания. Хотя разломы и дайки являются более молодыми, чем серицито-кварцево-андалузитовые породы, тем не менее их присутствие указывает на то, что Парагачайский участок является местом проявления повторных действий крупных тектонических усилий, связанных с процессом горообразования области. Землетрясение 1931 г., оказавшееся наиболее сильным и разрушительным

именно в верховьях р. Парагачай (в районе г. Капутджух и сел. Насерваз), указывает, что эти тектонические усилия проявляются здесь и до настоящего времени.

Во всяком случае в период до внедрения третьей, последней для изученного района фазы интрузии, следовательно, много раньше формирования жильных пород, в районе определенно имели место крупные тектонические разрывы, по которым внедрялась магма порфиридных гранитоидов. В это же время, вероятно, возникли разломы и в Парагачае, послужившие путями для привноса из глубин магматического очага в кровлю интрузии в большом количестве пневмато-гидротермальных растворов.

Флюиды и гидротермальные растворы, проникая в зону дробления экзоконтакта, действуя на уже измененные в некоторой степени порфириды, путем сложнейших химических реакций—метасоматических процессов—привели к перераспределению, миграции и переотложению первичного материала в иных соотношениях. Они вызвали концентрацию одних и вынос других соединений.

Для доказательства этого положения в таблице 32 мы приводим химический состав порфирита (обр. № 95), взятого недалеко от экзоконтакта в Парагачае, серицито-кварцевого роговика, состоящего почти исключительно из кварца и серицита (обр. № 82) и существенно андалузитовой породы, содержащей, помимо андалузита (около 70—80%), главным образом, кварц, мусковит, корунд и рутил. Последние два образца представляют крайние по минералогическому составу разновидности контактово-метасоматических пород Парагачайского массива.

Таблица 32

№ № образцов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe O	Mn O	Mg O
95	50,29	0,89	20,54	4,28	5,47	0,12	4,21
82 Д	79,40	0,14	10,28	3,96	0,02	следы	0,43
92 Д-а	42,20	2,28	44,62	6,01	0,18	нет	0,13

(продолжение таблицы 32)

Ca O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>110°</sup>	B	Cl	F	Сумма
9,20	4,50	0,48	0,20	0,33	—	—	—	100,19
0,60	0,18	3,24	1,41	1,43	—	—	—	101,09
0,85	0,25	1,70	1,20	1,77	нет	следы	следы	101,19

Из приведенных в таблице 32 цифр и рис. 19 и 20 видно, что в результате действия пневматогидротермальных растворов на порфириды и подчиненные им туффиты Парагачая и вызванных ими процессов метасоматизма имели место: резкое увеличение количества SiO<sub>2</sub> в серицито-кварцевых роговиках, при сравнительно малом уменьшении его в существенно андалузитовых породах; концентрация Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> в андалузи-

товых породах и их уменьшение в серицито-кварцевых роговиках; увеличение количества  $K_2O$  в обеих разностях контактово-метасоматических пород—особенно в серицито-кварцевых роговиках; почти полный вынос из состава исходных пород  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $NaO$  и  $MnO$ , что одновременно привело к обогащению оставшейся массы другими окислами— $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $SiO_2$  и  $TiO_2$ ; вынос  $FeO$  или возможно перевод закисного железа в окисное (?); последнее более вероятно, если учесть повышенное содержание в андалузитовых породах  $Fe_2O_3$ , связанной, с одной стороны, с гематитом, а с другой—с рутилом, содержащим в изоморфном виде железа.

Не вникая в детали сложных процессов преобразования порфиритов в серицито-кварцевые, кварц-серицито-андалузитовые и андалузитовые породы, отметим лишь некоторые наиболее вероятные положения, вытекающие из предварительного изучения вопроса.

Окварцевание пород могло произойти в первую очередь и в основном за счет  $SiO_2$ , освободившейся при разложении полевых шпатов исходных пород. Ряд геологов, детально изучавших процессы образования вторичных кварцитов (серицито-кварцевых роговиков) и связанных с ними месторождений андалузита и других полезных ископаемых (Н. И. Наконник и др.), утверждает, что обогащение кварцем произошло за счет исходной породы без привноса  $SiO_2$  (19). Однако весьма повышенное содержание  $SiO_2$  во всех типах контактово-метасоматических пород Парагвайского комплекса (за исключением существенно андалузитовых пород) по отношению к исходным породам—порфиритам—трудно объяснить лишь только обогащением  $SiO_2$ , вызванным выносом других окислов, и, тем более, сравнительно малым уменьшением содержания кремкислоты в существенно андалузитовых породах, имеющих к тому же сравнительно незначительное распространение. Нужно полагать, что имел место и привнос  $SiO_2$  из магматического очага в том или ином масштабе. Это подтверждается и другими геологическими факторами в районе, в первую очередь интенсивным проявлением постмагматических процессов, привносивших в пневмогидротермальных растворах громадное количество  $SiO_2$  представленной в виде многочисленных кварцевых, кварцево-полевошпатовых (пегматиты) и кварцеворудных жил.

Аналогично  $SiO_2$ , мы имеем значительное повышение содержания  $K_2O$  в андалузитовых породах и в особенности в серицито-кварцевых роговиках (см. таблицу 30). Не исключена возможность, что в этом случае наряду с процессами обогащения имел место привнос калия. В связи с этим очень возможен щелочный характер пневмогидротермальных растворов.

При метасоматозе за счет разложения полевых шпатов наряду с  $SiO_2$  образовался серицит. Освободившийся при полном разложении полевых шпатов  $Al_2O_3$  мигрировал и был переотложен на определенных участках, скорее всего приуроченных к разломам, в виде андалузита, корунда и силлиманита. Одновременно с этим не исключается привнос растворами из магматического очага некоторого количества  $Al_2O_3$ ; что же касается мусковита и лазулита, то их развитие указывает на привнос эманациями магмы фторидов и фосфатов.

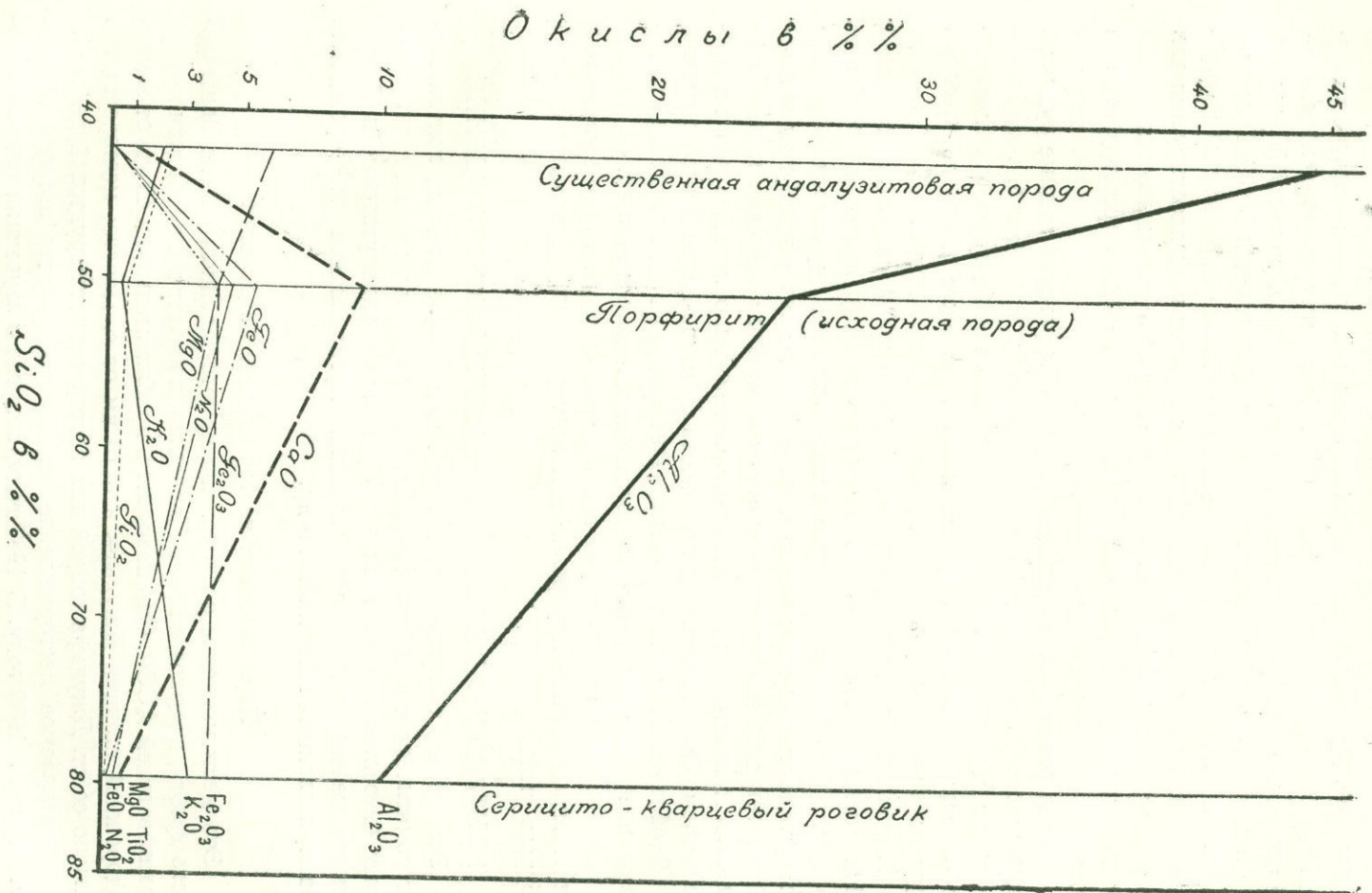


Рис. 19. Диаграмма изменения химического состава порфиритов при их метаморфизме и образовании разновидностей кварц-серицито-андалузитовых пород.

## VI. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Область Конгуро-Алангезского плутона относится к числу богатейших металлоносных районов Союза ССР. Здесь, на сравнительно небольшой площади (около 1000 кв. км), охватывающей собою рудный Зангезур в Армянской ССР и Ордубадский район в Нахичеванской АССР, насчитывается несколько десятков месторождений и сотни проявлений различных полезных ископаемых, часть которых изучена и эксплуатируется для нужд народного хозяйства страны, другая часть разведывается и подготавливается для промышленного освоения, а большинство месторождений и проявлений подлежит еще изучению.

В этом отношении достаточно отметить Кафанские медные рудники, Каджаранский медно-молибденовый комбинат, разработки молибденовых руд в Дастакерте и в Парагачае, медно-молибденовые месторождения Агарака, Джиндара, Урумыса и др., Аткызское полиметаллическое, Парагачайское андалузитовое и другие месторождения.

Изученный нами относительно небольшой по занимаемой площади район (центральная часть Зангезурского хребта) является одним из участков этой области, наиболее богатый полезными ископаемыми. Все месторождения полезных ископаемых района можно разбить на две главнейшие генетические группы—**контактово-метасоматические и гидротермальные**, главным образом медно-молибденовые, обязанные своим происхождением магматической деятельности Конгуро-Алангезского плутона.

Особое место занимают **пегматитовые** выделения, могущие быть полезными, прежде всего, как месторождения полевых шпатов.

**Осадочные месторождения** в описываемом районе представлены в единственном числе—Нораревикским месторождением углистых сланцев и бурого угля.

### КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эта группа сравнительно небольшая и объединяет ряд контактово-метасоматических и собственно контактовых месторождений, к числу которых относятся Парагачайское и Урумысское андалузитовые и Гярданинское железорудное месторождения, Бугаджихское месторождение мраморизованных известняков и др.

#### Парагачайское месторождение андалузита

Это месторождение расположено на юго-западном склоне Зангезурского хребта, в верховьях реки Парагачай, и входит в Ордубадский район Нахичеванской АССР. Оно находится, приблизительно, в 45 км от железнодорожной станции Джульфа и в 15 км от с. Парага; месторождение связано со ст. Джульфа годной для автотранспорта грунтовой дорогой.

Описываемое месторождение андалузита открыто автором настоящего труда в 1936 году. В 1937 году, попутно с изучением медно-молибденового оруденения верховьев р. Парагачай, нами была проведена геологическая съемка этой части района в масштабе 1 : 10.000, охватившая площадь в 25 кв. км, в том числе и район месторождения андалузита.

Результаты начальных исследований 1937 года, доказавших перспективность месторождения и необходимость его детальной разведки, сведены в небольшой печатной работе (16).

Предварительная разведка андалузитов была проведена Азербайджанским геологическим управлением в 1939—1940 гг. и дала положительные результаты.

Геологическое строение месторождения представляется в следующем виде: вулканогенная толща среднего эоцена, состоящая, главным образом, из порфиритов и подчиненных им туфов, туфобрекчий и туффитов, прорывается интрузией банатитов, представленной в приконтактной зоне преимущественно диоритами, габбродиоритами и габбро. Под действием интрузии и последовавших за ее внедрением пневмогидротермальных растворов вулканогенные породы в широкой зоне экзоконтакта видоизменились и превратились в различные контактово-метасоматические породы, главным образом в серицито-кварцевые роговики (вторичные кварциты). При этом процессы эндоконтактового метаморфизма выражены здесь относительно слабо и проявились в амфиболитизации и эпидотизации интрузивных пород, а также в интенсивном их окварцевании в самой краевой части интрузивного массива.

После этого произошло внедрение мощных даек гранодиорит-порфиров и редких лампрофиров, выполнивших тектонические разломы широтного простирания. Наконец, за ними протекали процессы формирования кварцево-медно-молибденовых жил, а также более редких магнетитовых прожилков, приуроченных к приконтактной части интрузии.

Контактово-метасоматические породы, с которыми связан андалузит, развиты сплошной полосой по всему контакту интрузии с вулканогенной толщей, начиная от Капутджухского перевала на Зангезурском хребте до местности Маданидзор. Длина зоны 7,5—8 км, ширина от 0,2 до 1,7 км, составляющая в среднем 0,5—0,6 км. Таким образом, контактово-метасоматические породы (серицито-кварцевые роговики), отличающиеся богатой минералогией, занимают площадь в 5—6 кв. км (см. рис. 20). В состав этих пород, как было указано выше, входят кварц, андалузит, серицит, мусковит, силлиманит, пирит, рутил, калиевый полевой шпат, диаспор, корунд, гематит, лазулит, циркон и биотит.

В результате частого изменения количественных соотношений главных минералов контактово-метасоматических пород среди них выделяются многочисленные разновидности, образующие между собой постепенные переходы. Важнейшими среди них являются серицито-кварцевые, полевошпато-серицито-кварцевые, кварцевые, серицито-кварцево-андалузитовые и существенно андалузитовые породы.

Андалузит является одним из существенных минералов контактово-метасоматических пород, слагающих месторождение, однако его содержание подвержено значительным колебаниям—от 1—2—10% в серицито-кварцевых роговиках до 20—80% в серицито-кварцево-андалузитовых роговиках и существенно андалузитовых породах.



Среди преобладающих серицито-кварцево-андалузитовых роговиков выделяются жилообразные тела и неправильной формы скопления существенно андалузитовых пород различных размеров. Содержание  $Al_2O_3$  в них колеблется от 45 до 51% (см. табл. 30).

Богатые андалузитом роговики обнаружены, главным образом, в центральной части массива окварцованных пород, где они занимают площадь в 0,5 кв. км. Кроме того, они в виде небольших выходов разбросаны в различных местах Парагачайского массива.

Наряду с андалузитом в серицито-кварцево-андалузитовых роговиках и существенно андалузитовых породах встречаются такие высокоглиноземистые минералы, как **диаспор, корунд и силлиманит**, причем первые два из них встречаются обычно в малом количестве. Силлиманит приурочен почти исключительно к внутренней части контактовой зоны — к эндоконтакту, где содержание минерала местами достигает 20% объема породы.

Как уже отмечено в петрографическом очерке, генезис существенно андалузитовых пород наряду с влиянием процессов нормального контактового метаморфизма связан, главным образом, с действием постмагматических эксгаляций Конгуро-Алангезского сложного плутона на породы вулканогенно-осадочной толщи (контактовый метасоматизм), что привело к концентрации  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$  и удалению  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $MgO$  и  $MnO$ .

Химический состав двух образцов из почти мономинеральных андалузитовых пород приводится в таблице 33.

Таблица 33

$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$CaO$	$MgO$	$Na_2O+K_2O$	Потери при прокаливании	Сумма
37,50	3,63	50,32	5,82	0,71	следы	0,33	1,92	100,28
40,90	1,19	49,23	5,20	0,36	следы	0,53	1,72	99,13

Для обычных андалузитовых пород содержание  $Al_2O_3$  колеблется в пределах 20—40%.

По данным Азербайджанского геологического управления (по работам 1940 года), среднее содержание глинозема в рудах Парагачайского месторождения на отдельных участках колеблется в пределах 15—27%, а запасы андалузитовой породы характеризуются цифрами, приведенными в таблице 34.

Считая средний удельный вес андалузитовой породы 2,75, можно оценить запасы разведанной части месторождения в 450 тыс. т, со средним содержанием андалузита в 20%.

Испытание технических проб на обогатимость андалузита дало положительные результаты. Лабораторные опыты, проведенные в Ереванском

политехническом институте химиком Манвеляном, показали возможность получения из андалузитовых пород Парагачая окиси алюминия, а также муллита.

Таблица 34

Запасы андалузитовой породы в кубических метрах

Участок	Число линз	Среднее содерж. андалузита	Категории запасов в м <sup>3</sup>				Пределы колебания удельного веса полезного ископаемого
			A <sub>2</sub>	B	C <sub>1</sub>	A <sub>2</sub> +B+C <sub>1</sub>	
I участок запад.	15	27%	4040	2020	37000	43060	2,65—2,85
II участок центр.	5	17—25%	90000	45600	39000	174500	2,65—2,85
Валунные руды	—	15—20%	—	—	8941	8941	2,65—2,85
Итого			94040	47520	84941	226501	

По подсчетам ВИМС (Ляпина), наличие даже 15—20% андалузита в парагачайском андалузитовом сырье «...уже может обеспечить получение концентрата по цене, приемлемой для алюминиевой промышленности».

По своему геологическому строению, минералогическому составу и генезису Парагачайское месторождение весьма близко к Сисимаданскому (северная Армения), приуроченному к так называемым вторичным кварцитам, происшедшим за счет изменения эоценовых эффузивно-осадочных пород под действием более молодой интрузии монцонитов, гранодиоритов и гранитов.

Такую же аналогию мы находим между описываемыми нами и известными промышленными месторождениями андалузита Семиз-Бугу в Казахстане.

### Урумисское месторождение андалузита

Урумисское месторождение андалузита, как и Гярданинское магнетитовое, было обнаружено автором в 1937 году. Месторождение состоит из двух небольших участков, один из которых расположен в 1 км к северу от Урумыс, в местности Маданидзор, в контакте вулканогенной толщи с интрузией, а второй—в 1,5 км к востоку от того же села и также в экзоконтакте. Оба участка изучены весьма поверхностно—в порядке проведения геологической съемки в масштабе 1 : 50.000. По своему геологическому строению и генезису они представляют собой полную аналогию Парагачайского месторождения андалузита, отличаясь лишь относительно малым размером и сравнительно низким содержанием андалузита. Здесь развиты, главным образом, серицито-кварцевые роговики с незначительным количеством андалузита и силлиманита, переходящие на небольших участках в серицито-кварцево-андалузитовые разности с содержанием андалузита до 20%. Кроме андалузита, кварца, серицита, силлиманита и

пирита, остальные минералы Парагачайского андалузитового комплекса здесь не обнаружены; возможно они присутствуют в незначительных количествах.

Следует отметить, что проявления андалузита в районе с. Урумыс могут приобрести практическое значение лишь только в связи с Парагачайским месторождением, но не самостоятельно.

### **Гярданинское железорудное месторождение**

Значительные скопления магнетита обнаруживаются в местности Гярдани, в верховьях одноименного притока р. Пазмара (Унус)-чай, в 4—5 км к северу от с. Пазмара. Как было указано в петрографическом очерке, магнетит связан с гранатовыми скарнами, развитыми в контакте вулканогенно-осадочной толщи с прорывающими их банатитами. Скарны произошли скорее всего в результате контактового метаморфизма известняков и прослоев известковых пород, встречающихся нередко в указанной толще. В скарнах магнетит участвует наряду с гранатом и эпидотом в качестве одного из главных минералов. Содержание его достигает 30—40% породы; кроме того, магнетит образует в скарнах самостоятельные скопления, в виде отдельных полос или линзообразных тел, чередующихся с такими же полосами гранатовых и магнетито-гранатовых пород. Мощность таких магнетитовых выделений, число которых достигает до десяти, равна 1,5—2 и 3 м. По простиранию они прослежены на расстоянии 25—30 м, дальше уходят под наносы.

Вместе с магнетитом встречается гематит, образующий с первым сростания, и в незначительном количестве халькопирит.

Указанное магнетитовое проявление, судя по площади развития скарновых образований (см. схему геологического строения района), вряд ли имеет большую практическую ценность; тем не менее мы считаем целесообразным проведение более детального исследования описанных скарновых образований с точки зрения выявления практической ценности самих гранатов, магнетита, а также возможного шеелитового оруденения, с охватом более обширных соседних ганзинских скарновых образований.

Не менее важно проведение комплексных поисково-разведочных работ по всему контакту интрузии для выявления новых возможных месторождений андалузита, корунда, силлиманита, а также других полезных ископаемых.

### **Бугаджикские мраморизованные известняки**

Развиты в крайне восточной части исследованного района, в зоне контакта вулканогенно-осадочной толщи с интрузией монцонитов. Пачка известняков, возраст которых С. С. Мкртчян определяет девонским, под воздействием мощной интрузии подверглась мраморизации. На отдельных участках толщи обнаруживаются прослоями мрамор. Мраморизованные известняки используются строительством Каджаранского медно-молибденового комбината для обжига извести.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидротермальные рудные месторождения в исследованном районе имеют значительно большее развитие, чем контактово-метасоматические, и представлены молибденовыми, медно-молибденовыми, медными и полиметаллическими месторождениями, среди которых резко преобладающую роль играют комплексные медно-молибденовые. Все рудные проявления района можно разбить на два основных типа:

а) **Медно-молибденовые месторождения штокерково-вкрапленного (рассеянного) типа**, к числу которых относится одно из крупнейших в Союзе ССР—Каджаранское, а также Джиндаринское, Капланчайское и другие месторождения;

б) **Жильные месторождения:**

1) **медно-молибденовые и молибденовые** (Парагачайское, Маданидзорское, Личкское, Урумьское и др.);

2) **полиметаллические** (Аткызское, Катнаратское и др.).

Ниже приводим краткое описание главнейших из этих месторождений отдельно для восточного и западного склонов Зангезурского хребта.

### ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЗАНГЕЗУРСКОГО ХРЕБТА

#### Каджаранское медно-молибденовое месторождение\*

**Общие сведения.** Каджаран является одним из крупнейших медно-молибденовых месторождений Союза ССР. Оно занимает первое место по запасам молибдена в Союзе ССР и по меди—в Армянской ССР. На базе этого месторождения выстроен и введен в эксплуатацию крупный медно-молибденовый комбинат с обогатительной фабрикой и рудниками. Каджаранское месторождение расположено в верховьях р. Вохчи, в 35 км к западу от города и железнодорожной станции Кафан. С Кафаном месторождение связано автомобильной дорогой, построенной за последние годы.

В изучении Каджаранского месторождения принял участие коллектив геологов. Автором настоящего труда была разработана структура месторождения и составлена геологическая карта в масштабе 1 : 1000.

В обширном рудном поле Каджаранского месторождения, площадью 4,5 кв. км, выделяются следующие четыре основных участка—Центральный, Северо-восточный, Мякан-джур и Давачи-Каджаранский (см. рис. 21).

**Центральный участок** занимает западную половину горы Пирдоудан на площади около 2 кв. км. Участок детально разведан, подсчитаны про-

\* Результаты исследований по этому месторождению обобщены в специальной работе автора „Пирдоуданское (Каджаранское) медно-молибденовое месторождение“ (издание Арм. ФАН-а, 1941). Геологическое строение и экономическое значение этого месторождения достаточно подробно освещаются в совместной работе И. Г. Магакяна, С. С. Мкртчяна и автора настоящего труда—„Медно-молибденовая провинция Армянской ССР“. Исходя из этого, мы приводим здесь лишь краткое описание Каджаранского медно-молибденового месторождения.

мышленные запасы. Добыча медно-молибденовой руды производится здесь.

**Северо-восточный участок** является непосредственным продолжением Центрального и представляет собой одну рудную зону шириной 15—25 м, протяжением около 800 м, приуроченную к дайке порфира и мощной кварцево-рудной жиле. Участок детально не разведан.

**Участок Мьякан-джур** расположен непосредственно к юго-востоку от Центрального участка. Разведан лишь несколькими небольшими штольнями вдоль одноименной речки. Покрыт мощным слоем современных отложений.

**Давачи-Каджаранский участок** расположен в 2 км к северу от Центрального участка. Зона оруденения приурочена к дайкам порфиров и кварцерудным жилам широтного, северо-восточного направления; она берет начало от Дебаклинского разлома и простирается на восток на протяжении до 3 км. Богатые кварцевые жилы, как и на Центральном участке, эксплуатировались на медь.

**Геологическое строение рудного поля.** Район Каджаранского месторождения сложен интрузивными и частью породами вулканогенно-осадочной толщи палеозоя (по С. С. Мкртчяну). Последние развиты в северной части рудного поля и представлены порфиритами, а также подчиненными им туфами, туфобрекчиями и туффитами. Линия контакта вулканогенно-осадочной толщи с интрузивным массивом практически является пределом рудного поля с севера.

Вулканогенно-осадочная толща прорывается интрузивным массивом, слагающим собой собственно все рудное поле, представленным породами двух различных фаз Конгуро-Алангезского плутона—монцонитовой и интрузией порфиоровидных гранит-гранодиоритов (см. рис. 21).

Монцониты и подчиненные им кварцевые монцониты, сиенито-диориты и диориты слагают всю продуктивную часть рудного поля, распространяясь также далеко за его пределами в южном и восточном направлениях. Порфиоровидные граниты и гранодиориты, прорывающие интрузию монцонитов, слагают западную и юго-западную части района месторождения и имеют широкое развитие в тех же направлениях за его пределами.

Контакт между интрузиями порфиоровидных гранодиоритов и монцонитов в районе месторождения тектонический. Их разграничивает крупный Дебаклинский региональный тектонический разлом северо-западного ( $320-340^{\circ}$ ) простирания, с падением плоскости контакта на северо-восток под углом в  $45-55^{\circ}$ . Как отмечено в предыдущих главах, это тектоническое нарушение, надвиг (?) продолжается в юго-восточном от Каджаранского месторождения направлении до Агарака и дальше. Оно продолжается и к северо-западу от описываемого месторождения.

Контакт (линия регионального нарушения) между двумя указанными интрузиями является границей рудного поля с запада—юго-запада. За этой линией, в порфиоровидных гранодиоритах, оруденение отсутствует.

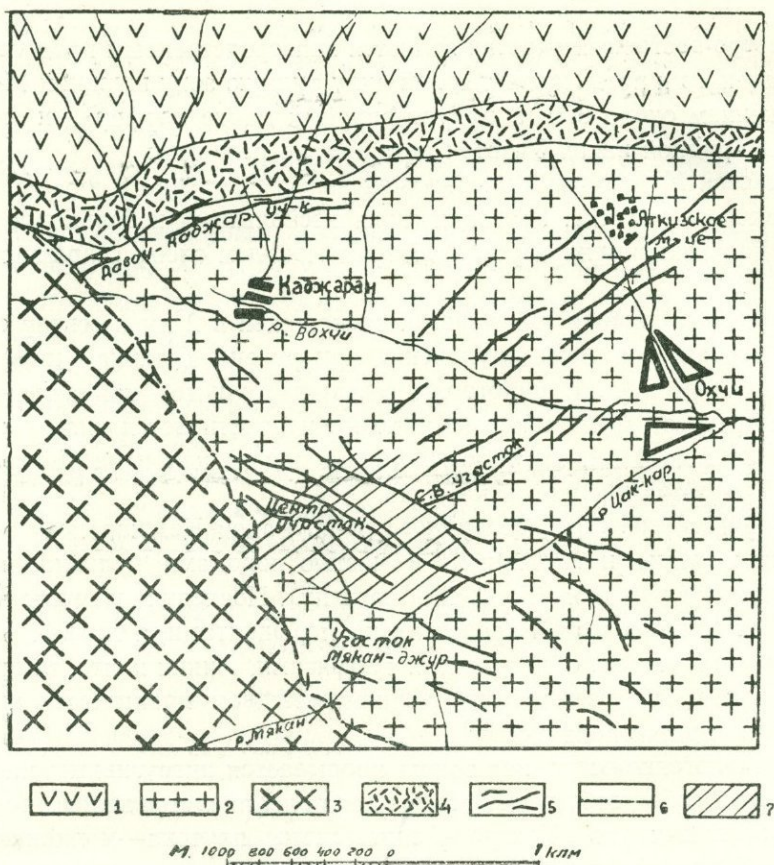


Рис. 21. Схема геологического строения района Каджаранского месторождения.

1. Породы вулканогенно-осадочной толщи (порфириты).
2. Монзониты.
3. Порфировидные граниты.
4. Контактные роговики.
5. Дайки порфиров.
6. Линия регионального разлома.
7. Участок детальной съемки.

В геологическом строении Каджаранского месторождения и прилегающих к нему участков, как впрочем и всего района, весьма важную роль играют жильные породы, представленные, главным образом, нерасщепленными образованиями, в частности: гранодиорит-порфирами, сиенит-порфирами, гранит-порфирами, диорит-порфирами, альбитофирами и др. Для краткости изложения всю эту группу жильных пород мы будем называть «порфиры» или «жильные порфиры».

В районе месторождения наряду с резко преобладающими жильными порфирами известны также и более поздние расщепленные жильные породы—лампрофиры и аплиты.

Жильные порфиры в районе месторождения образуют крупные дайки, следующие по двум основным направлениям—северо-западному и северо-восточному.

В самом Каджаранском месторождении наряду с преобладающими северо-западными ( $300-340^{\circ}$ ) встречаются и дайки северо-восточного ( $65-80^{\circ}$ ) простирания. Падение даек обоих направлений крутое и по простиранию меняется в ту или иную сторону; для первого направления преобладает северо-восточное, для второго—северо-западное. Мощность даек Каджаранского рудного поля колеблется в довольно широких пределах, от  $0,5-1,0$  до  $20-22$  м и больше. Дайки обоих направлений одновозрастны и нормально смыкаются друг с другом. Кроме того, дайки одного и того же направления часто соединяются друг с другом диагональными ответвлениями и так же часто разветвляются, образуя короткие апофизы. В результате этого на Центральном участке получилась довольно сложная сеть жильных пород, пронизывающих монцониты. Наряду с перечисленными особенностями дайки Каджарана иногда отличаются от даек всего района невыдержанностью мощностей и нередко извилистостью; они местами раздуваются и образуют штокообразные тела или же быстро, на коротком протяжении, теряют мощность. Это более отчетливо выражено вблизи регионального разлома (Давачи, Центральный участок) и, вероятно, было обусловлено интенсивной нарушением монцонитов тектоническими передвигками по зоне разлома, имевшими место до внедрения даек.

Кроме того, непосредственно в районе месторождения дайки приурочены, главным образом, к монцонитам. В эффузивно-осадочной же толще и особенно в порфиroidных гранитах они встречаются редко. Хорошо выраженные в монцонитах рудного поля дайки порфиоров, достигая надвига, обрываются и в граниты не переходят.

Следует подчеркнуть, что при сильной трещиноватости, а местами значительной дробленности вмещающих монцонитов, в жильных порфирах трещины более редки и представлены, главным образом, трещинами отдельности.

Помимо описанных выше жильных порфиоров, в рудном поле, вернее в закартированной части месторождения, как это уже отмечено выше, имеют весьма незначительное развитие аплиты и гранит-аплиты. На всей заснятой площади отмечено лишь до  $15-20$  небольших выходов этих пород, распределенных в рудном поле неравномерно. Аплиты и гранит-аплиты образуют простые жилы небольших размеров, мощностью от  $0,1-0,2$  до  $1,0$  м и протяжением до  $15-25$  м (редко больше).

**Тектоника** месторождения характеризуется в основном наличием указанного выше Дебаклинского регионального разлома, контролирующего не только оруденение Каджарана, но и значительную часть рудопроявления всей области (месторождения Агарак, Джиндара и др.).

Кроме того, в Каджаране известны многочисленные, сопряженные с основным разломом, крупные и в особенности мелкие тектонические трещины, развитые, главным образом, в монцонитах. В результате все рудное поле представляет собой зону интенсивного дробления, примыкающую к региональному разлому. Крупные трещины имеют обычно северо-западное ( $290-340^{\circ}$ ) и северо-восточное ( $60-80^{\circ}$ ) простирание.

Трещины обеих систем впоследствии были выполнены жильными порфирами и более молодыми кварцево-рудными жилами.

Анализ многочисленных замеров трещин рудного поля Каджарана и тектоники всей области позволяет отнести первую систему к **трещинам скалывания**, а вторую—к **трещинам разрыва**.

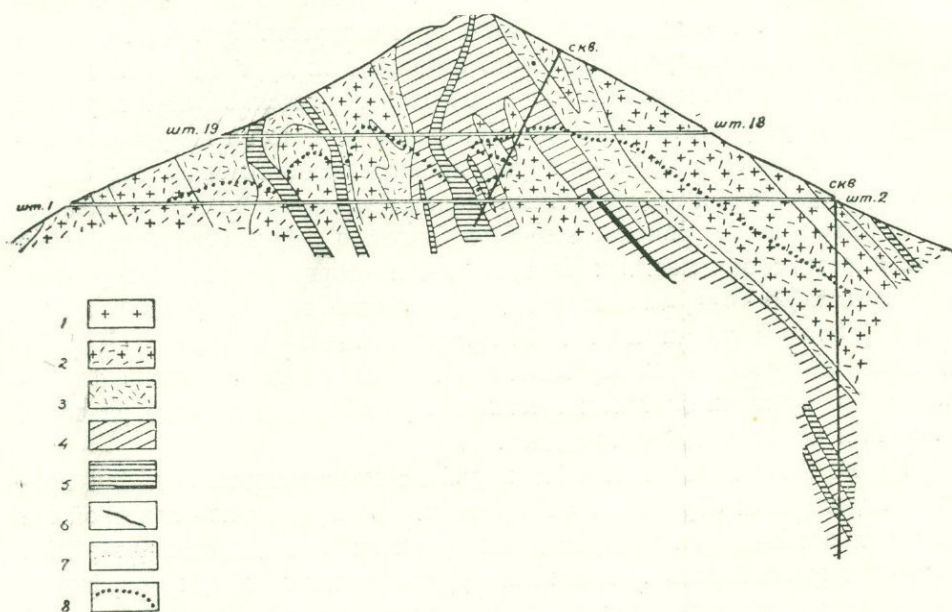


Рис. 22. Геологический разрез Центрального участка Каджаранского месторождения. 1. Породы монцонитовой интрузии. 2. Слабо измененные монцониты. 3. Интенсивно измененные кварц-серicitовые, серицит-кварцево-полевошпатовые и др. рудовмещающие породы. 4. Серицит-кварцевые породы (вторичные кварциты). 5. Измененные жильные порфиры. 6. Кварцевые рудоносные жилы. 7. Делювиальные отложения. 8. Границы зоны окисления.

Региональный разлом предположительно определяется как **надвиг (?)**—монцониты надвинуты на порфиоровидные граниты. Однако этот вопрос окончательно не разрешен и требует своего дальнейшего изучения.

Полевыми наблюдениями ясно устанавливается многофазность деформации рудного поля, вызванная частыми передвижками по региональному разлому. Передвижки имели место и после образования месторождения. Это доказывается тем, что оруденение резко обрывается у разлома и отсутствует в порфиоровидных гранодиоритах. Сами кварцево-рудные жилы также носят следы пострудных тектонических движений.

Минерализация Каджаранского месторождения, как было отмечено, **приурочена** почти исключительно к монцонитам. Главное рудное поле ограничивается, с одной стороны (с севера), линией контакта монцонитов

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
ЦЕНТРАЛЬНОГО УЧАСТКА  
КАДЖАРАНСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

масштаб  
М 40 0 40 80 120 160 М

Составил С.А. Мовсесян

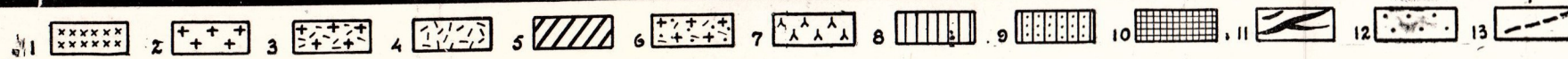
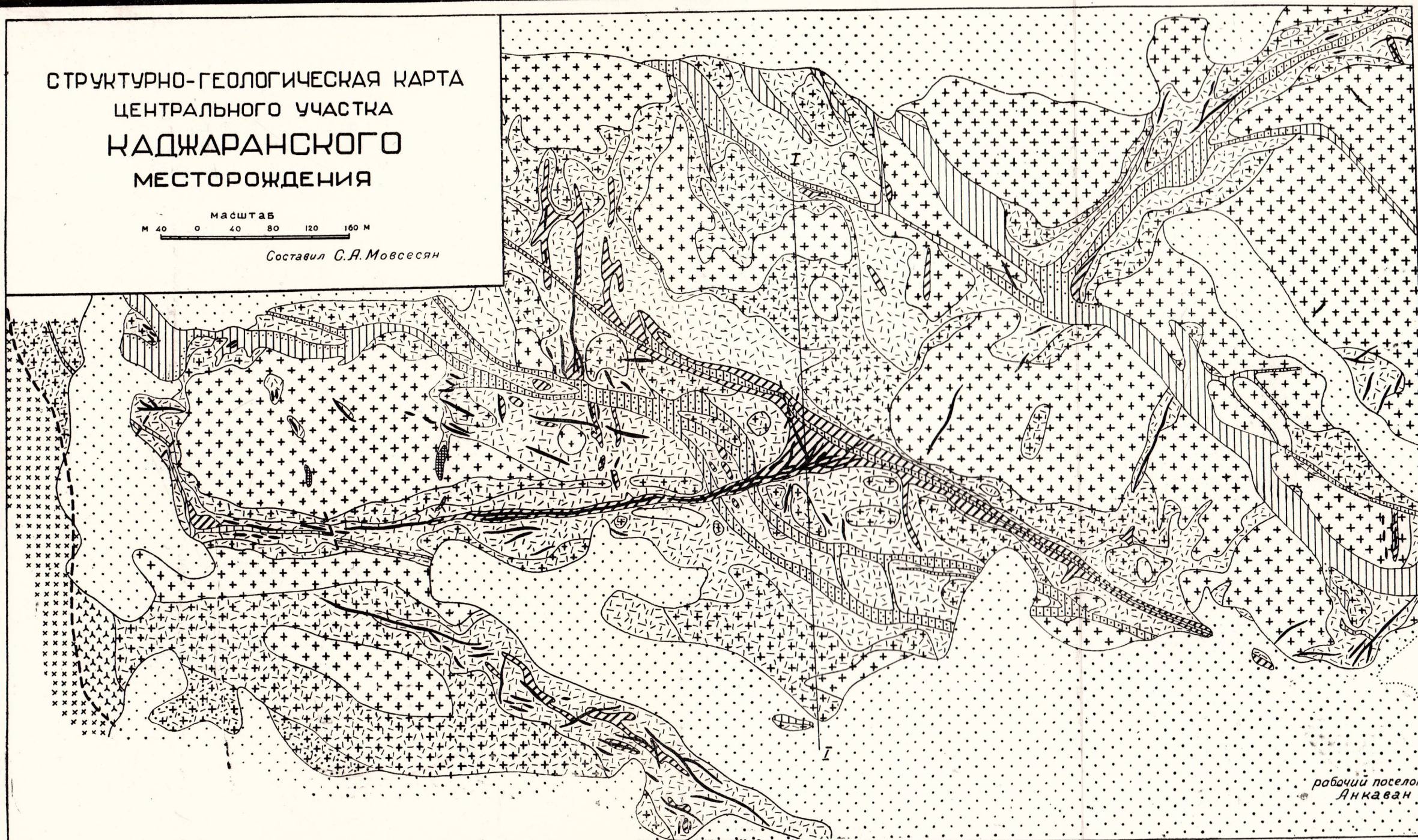


Рис. 23. 1. Порфириевидные граниты. 2. Породы монзонитовой интрузии. 3. Слабо измененные монзониты. 4. Интенсивно измененные кварц-серицитовые, серицито-кварцево-полевошпатовые и др. рудовмещающие породы. 5. Серицито-кварцевые породы (вторичные кварциты). 6. Перемятые, каолинизированные, карбонатизированные, частью окварцованные монзониты зоны разлома. 7. Интенсивно измененные порфириты зоны разлома. 8. Жильные порфиры. 9. Измененные жильные порфириты. 10. Аплиты, гранит-аплиты. 11. Кварцевые рудоносные жилы. 12. Делювиальные и аллювиальные отложения. 13. Тектонические линии.

с вулканогенно-осадочной толщей и, с другой (с запада и юго-запада), региональным разломом (тектонический контакт монцонитов с порфировидными гранитами).

**Оруденение** связано с гидротермально измененными в различной степени (редко свежими) монцонитами. Гидротермальное изменение рудовмещающих монцонитов выражается, главным образом, в окварцевании, серицитизации, карбонатизации, каолинизации, хлоритизации, образовании калиевого полевого шпата и альбитизации.

В измененных породах встречаются следующие минералы (в убывающем порядке): кварц, карбонаты, калиевый полевой шпат, каолинит, хлорит, серицит, альбит, апатит, эпидот, биотит, турмалин и рудные минералы.

Самыми существенными из перечисленных минералов являются первые шесть; остальные играют второстепенную роль.

В рудном поле Каджарана выделяются следующие основные типы измененных пород: серицито-кварцевые (вторичные кварциты), серицито-кварцево-калиполевошпатовые, калиполевошпато-карбонатные, кварц-карбонато-каолининовые и др.

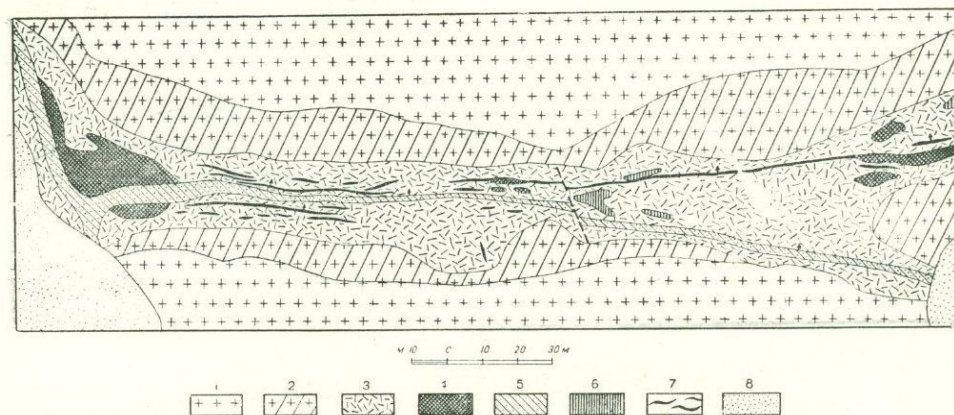


Рис. 24. Зональное распределение измененных монцонитов вдоль даек порфиров. Деталь из геологической карты Центрального участка.

1. Монцониты. 2. Слабо гидротермально измененные монцониты. 3. Сильно гидротермально измененные монцониты, кварц-полевошпатово-карбонатные породы. 4. Серицито-кварцевые породы—вторичные кварциты. 5. Гидротермально измененные жильные порфиры. 6. Аплит. 7. Рудоносные кварцевые жилы. 8. Делювий.

Переходы между ними, как и последних со свежими монцонитами, постепенны и неуловимы. Однако в пространственном расположении различных типов измененных пород наблюдается следующая закономерность: непосредственно у гидротермально измененных даек порфиров и крупных кварцево-рудных жил развиты более интенсивно метаморфизованные породы—вторичные кварциты; по мере удаления от них степень метаморфизма постепенно падает (см. рис. 24).

Жильные порфиры в пределах рудного поля подверглись в основном тем же гидротермальным изменениям, что и монзониты, с той лишь разницей, что метаморфизм порфиоров часто более интенсивен. Они определены до рудного возраста и нередко секутся кварцево-рудными жилами.

**Характер оруденения и роль даек порфиоров в формировании месторождения.** Сложный и своеобразный характер оруденения Каджаранского месторождения выражен в основном следующими двумя типами: штокверково-вкрапленным и жильным. Первый, **штокверково-вкрапленный тип** представлен густой сетью мельчайших рудоносных прожилков и одновременно вкрапленностью рудных минералов, приуроченных, главным образом, к гидротермально-измененным монзонитам.

Кварцево-рудные и чисто сульфидные прожилки приурочены к мельчайшим трещинам. Основная их часть связана преимущественно с двумя главными системами мелких трещин: северо-восточного простирания, с падением на северо-запад, и северо-западного простирания, с падением на северо-восток. В обоих случаях углы падения колеблются обычно от 25 до 45°. Прожилки промежуточного и других направлений относительно редки.

Характерно, что главная система параллельных прожилков с контролируемыми их крупными кварцевыми жилами и дайками порфиоров образует обычно углы более 45°.

В зонах наиболее интенсивно окварцованных монзонитов, примыкающих к дайкам порфиоров или кварцево-рудным жилам, число этих прожилков обычно увеличивается. Нередко они ясно соединяются с основной жилой рудоносного кварца. В ряде случаев достигая дайки, эти прожилки как бы «обрываются» или же сливаются с тончайшими подобными им прожилками, идущими по самому зальбанду даек. В более редких случаях они проникают в самые периферические, призальбандовые части даек порфиоров.

Штокверково-вкрапленный или рассеянный тип является основным и характеризующим типом оруденения на Каджаранском месторождении.

Второй, **жильный тип**, имея в целом подчиненное значение, на отдельных участках месторождения весьма существенен и представляет собой значительный промышленный интерес. Этот тип оруденения представлен в виде мощных кварцевых жил, приуроченных к крупным тектоническим трещинам. Они встречаются самостоятельно или сопутствуют дайкам порфиоров.

Как и дайки порфиоров, кварцево-рудные жилы имеют два основных направления: северо-западное—290—330°, с преимущественным падением на северо-восток, под крутым углом от 65 до 90° (редко в обратную сторону), и северо-восточное—50—80°, с крутым падением на север—северо-запад (70—90°). Наряду с ними иногда встречаются жилы меридионального и широтного простирания. Преобладают жилы северо-восточные.

Размеры кварцево-рудных жил сильно колеблются. Если отбросить те имеющие самостоятельного значения мелкие жилы, относящиеся к

штокверковому типу оруденения, то размеры остальных выразятся цифрами от 50 до 400—500 м в длину и от 0,2 до 2—3 м по мощности.

Переход в боковую породу для различных жил и даже для одной и той же жилы в различных ее частях осуществляется то резко, то постепенно, в последнем случае—через узкие, призальбандовые полосы интенсивно окварцованных боковых пород, пронизанных густой сетью мельчайших прожилков рудоносного кварца.

По сравнению с дайками порфиров и жилами аплитов и гранит-аплитов Центрального участка, кварцево-рудные жилы, как и вообще все оруденение, бесспорно более молодые, что доказывается явным пересечением жильных порфиров и аплитовых образований кварцево-рудными жилами (см. рис. 25). Все дайки Центрального участка (закартированной нами площади) явно секутся крупными рудоносными жилами, причем последние, достигнув дайки или их призальбандовых сильно окварцованных пород, быстро теряют свою мощность, не превышающую в самой дайке 10—15 см. Кроме того, рудные жилы образуют в жильных порфирах частые и мелкие извилистые апофизы, а в более мощных дайках, проникая с обеих сторон в жильный порфир, они довольно быстро выклиниваются в нем, часто не перерезывая при этом всю дайку полностью по мощности.

Штокверково-вкрапленное оруденение, как это уже было отмечено выше, контролируется дайками порфиров и сопровождающими их кварцево-рудными жилами, а также и отдельными крупными кварцево-рудными жилами, возникшими в тектонических разломах, и зонами наибольшего дробления.

Контролирующая роль крупных жил и даек отчетливо видна там, где дайки или крупные рудные жилы расположены на далеком друг от друга расстоянии. Таковы, например, участки Северо-восточный, Давачи-Каджаранский и западная часть Центрального участка, на которых отчетливо видно, как призальбандовые породы даек и крупных жил гидротермально изменены вдоль последних, изобилуя мельчайшими прожилками и вкрапленниками рудных минералов. Мощность рудных зон в таких случаях достигает до 20—25 м. По мере удаления от даек, либо кварцево-рудных жил, степень метаморфизма пород и минерализации в обе стороны постепенно падает, и уже в свежих монцонитах оруденение либо отсутствует, либо представлено очень слабо (см. структурно-геологическую карту Центрального участка месторождения и рис. 24).

Несколько иначе обстоит этот вопрос в главном рудном поле Центрального участка. Здесь дайки и крупные тектонические трещины проходят на близком друг от друга расстоянии, часто разветвляются, соединяясь при этом диагональными жилами (и трещинами), вследствие чего оруденение на этом участке представлено более интенсивно. Кроме того, соединяясь друг с другом, рудные зоны образуют здесь одно сплошное поле.

Данные опробования и диаграмма, построенная по ним, ясно указывают на рост содержания меди и молибдена (правда, с некоторыми коле-

баниями) по мере приближения к так называемой центральной дайке, у которой группируются остальные и которая претерпела наибольшее до-рудное нарушение и более интенсивный гидротермальный метаморфизм. Это подтверждается также и показателями крупных валовых проб, взятых по штольням 1—2 для технологических испытаний и проанализированных в обогатительной лаборатории Грузинского геологического управления под руководством инженера К. Г. Вартапяна.

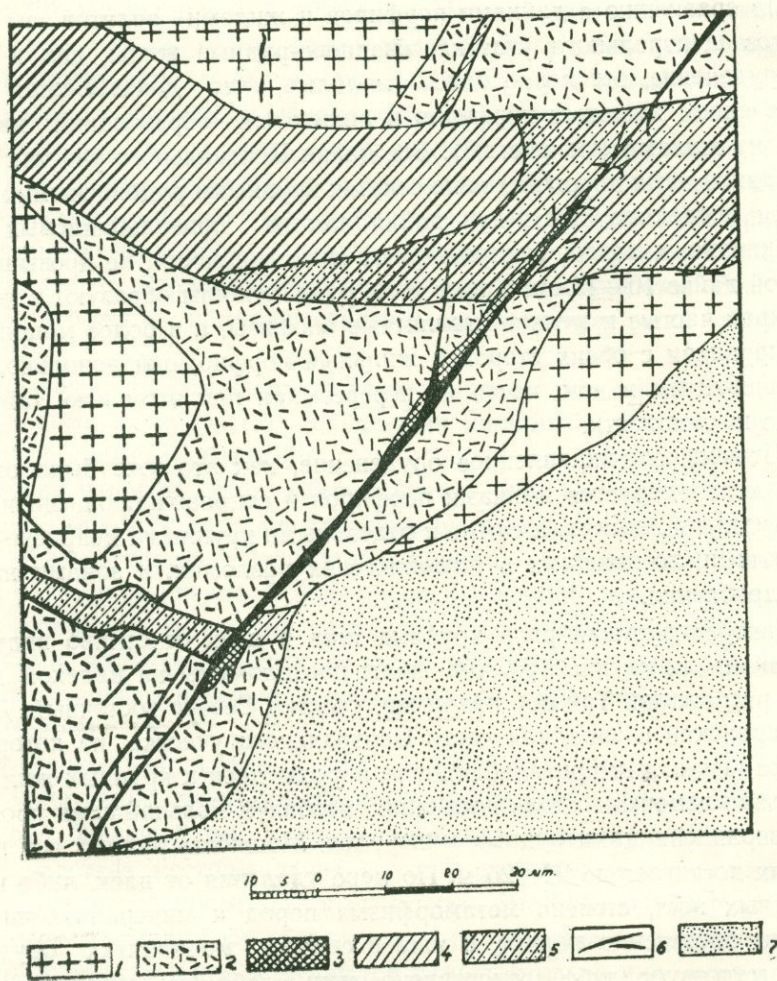


Рис. 25. Пересечение даек порфира кварцевой рудоносной жилы. Деталь из геологической карты Центрального участка в районе поселка Анкаван.

1. Монцитоны.
2. Гидротермально измененные монцитоны.
3. Вторичные кварциты.
4. Жильный порфир.
5. Гидротермально измененный жильный порфир.
6. Кварцевая рудоносная жила.
7. Наносы.

Помимо зонального расположения богатого оруденения вдоль даек порфиров и крупных кварцево-рудных жил, особенно повышенное содержание металлов и, соответственно, более интенсивное окварцевание мон-

исцитов наблюдается в местах пересечения рудных зон, вернее крупных, контролирующих оруденение трещин (кварцево-рудных жил) друг с другом или же с дайками порфиоров, а также у разветвлений последних. Ярким примером может служить пересечение центральной дайки с мощной зоной разлома (или кварцево-рудными жилами) широтного простирания. Подобные явления в меньших размерах можно наблюдать во многих местах Центрального участка.

Таким образом, наряду с рудными зонами в Каджаране выделяются и «рудные узлы» или «рудные столбы», и, следовательно, характер оруденения месторождения представляется в значительно более сложной форме, чем это кажется с первого взгляда.

Аплитовые жилы, весьма слабо проявленные на Центральном участке, часто сильно трещиноваты и отличаются обычно интенсивным окварцеванием и оруденением.

В отличие от аплитов, гидротермально измененные порфиры безрудны, вернее они минерализованы слабо. Нами обнаружены в них пирит, гематит, молибденит и халькопирит. Последний нередко образует мельчайшие прожилки и вкрапленники, макроскопически трудно отличимые.

Практическое отсутствие оруденения в жильных порфирах, то, что некоторые дайки Каджарана выглядят почти совершенно свежими, и, наконец, то обстоятельство, что мельчайшие рудные прожилки как бы обрываются у даек в первый период изучения месторождения, дали основание части исследователей Каджарана высказать предположение о том, что дайки порфиоров послерудного возраста и в формировании месторождения не сыграли никакой роли.

Однако эти предположения оказались несостоятельными. Хотя в описываемом районе, кроме дорудных, имеются и послерудные жильные породы (интрузивные дациты, часть лампрофиоров), жильные порфиры Каджаранского месторождения дорудного возраста и сыграли важную роль в его формировании.

Доказательств к этому много. Прежде всего, дайки порфиоров свежи только там, где неизменены и вмещающие их монзониты. Слабое оруденение жильных порфиоров медью и молибденом—также несостоятельная аргументация для отрицания дорудного возраста даек порфиоров; в мировой геологической практике известны примеры, когда интрузии и другие геологические образования, с которыми рудные растворы связаны генетически или же последние циркулировали через них, сами оказываются безрудными. Так, например, в Клеймаксе (Колорадо) центральная часть месторождения представлена безрудным вторичным кварцитом, а молибденит приурочен к оболочке кварцита. Точно так же и в Каджаране на цело окварцованные жильные порфиры и, в некоторой степени, вмещающие их окварцованные в зальбандах дайки породы (вторичные кварциты) не содержат медно-молибденового оруденения или минерализованы весьма слабо. Очевидно, что определенные факторы, в том числе физическое состояние жильных порфиоров и создавшиеся геохимические условия, послужили препятствием к образованию мелких рудных прожилков

в дайках и вообще концентрации оруденения в них, а также причиной резкого уменьшения мощностей крупных рудоносных жил, при переходе от вмещающих монзонитов в дайки порфиров.

Нужно сказать, что, кроме этого, в силу, очевидно, своих физических особенностей, дайки порфиров, повидимому, на тектонические усилия реагировали значительно слабее, чем монзониты, что ясно видно на примере центральной дайки. Здесь крупный тектонический разлом северо-восточного, широтного простирания, позже выполненный рудным кварцем, достигнув центральной дайки, расходится веером и слабо нарушает дайку лишь в двух пунктах.

Что касается «обрыва» мелких рудных жил у дайки, то, как это уже отмечено выше, они на самом деле не обрываются, а, приближаясь к дайкам и крупным кварцево-рудным жилам, либо выклиниваются в призальбандовых породах, либо заканчиваются непосредственно у даек (или соединяются с рудной жилой), либо сливаются с такими же мельчайшими прожилками, идущими непосредственно в зальбанде дайки—между жильным порфиром и измененными монзонитами. Ясно, что последние могли бы так сохраниться лишь в том случае, если образовались после внедрения даек, а не до этого.

В Каджаране не мало примеров выклинивания мелких рудных жил и прожилков вблизи даек и пересечения последних тут же более крупными кварцево-рудными жилами.

Таким образом, дорудный возраст даек гранодиорит-порфиров Каджаранского месторождения доказывается интенсивным гидротермальным метаморфизмом жильных порфиров, выраженным, как правило, в той же или большей степени, как и во вмещающих их рудоносных монзонитах, пересечением жильных порфиров кварцево-рудными жилами, контролирующей ролью даек, как и отдельных тектонических трещин в процессах минерализации, минерализацией самих жильных порфиров, выраженной, правда, в слабой степени.

Наконец, дорудный возраст даек порфиров доказывается примером соседних месторождений описываемого района, как, например, рудопроявлениями северного побережья оз. Капуйтлич, у г. Капутджух, где, благодаря совершенной обнаженности, отчетливо видно взаимоотношение жильного порфира с молибденовым и медно-молибденовым оруденением, Парагачайским месторождением, в котором лампрофировые жилы, секущие гранодиорит-порфиры, наряду с прорывающими их аплитовыми жилами контролируют медно-молибденовое оруденение и, кроме того, секутся жилами рудного кварца. Отличным примером могут служить также Агаракское и Джиндаринское месторождения вкрапленных медно-молибденовых руд, имеющие большое сходство с Каджаранским.

При дальнейшей разведке месторождения, а также и при его эксплуатации, необходимо учесть явно зональное проявление минерализации вдоль даек порфиров, крупных кварцевых жил и тектонических трещин, хотя и относительно слабо выраженное на значительной части

Центрального участка месторождения, но отчетливо представленное в других его местах.

**Минералогический состав** руд Каджаранского месторождения представляется в следующем виде: из нерудных минералов в гидротермально измененных, рудосодержащих породах встречаются (в убывающем порядке) кварц, карбонаты, калиевый полевой шпат, каолинит, хлорит, серицит, альбит, апатит, эпидот, биотит и турмалин. Гипс и часть каолинита зоны окисления, вероятно, имеют вторичное происхождение.

Главными первичными рудными минералами являются халькопирит, пирит и молибденит. Гематит, сфалерит, галенит, магнетит, борнит и энартит имеют второстепенное значение. Редко в рудах обнаруживаются аргентит, люцит и висмутин.

К числу вторичных рудных минералов относятся лимонит, малахит, ковеллин, азурит, тенорит, борнит, куприт, халькозин, ферримолибдит, повеллит, брошантит, хризоколла, церуссит, смитсонит, каламин и самородная медь.

В рудах штокверково-вкрапленного типа содержание меди колеблется от 0,2 до 1,5% и равно в среднем 0,6%, а молибдена—от 0,01 до 0,1—0,15%, в среднем 0,09%. На Центральном участке месторождения в отдельных рудных зонах мощностью 3—5 метров среднее содержание металлов повышенное и достигает для молибдена 0,12—0,14% и меди—0,7—0,8%. Жильный тип характеризуется более высоким содержанием как меди (3—4%), так и молибдена (0,20—0,30%). Кроме меди и молибдена, руды Каджаранского месторождения содержат, правда, в незначительных количествах, свинец, цинк, мышьяк, висмут, серебро, золото, олово, вольфрам. Спектральным анализом установлено присутствие никеля, кобальта, ванадия, бериллия, циркония, сурьмы и хрома. В рудах Каджаранского месторождения установлено также присутствие рения.

В рудном поле описываемого месторождения наблюдается довольно отчетливая **первичная зональность**, выражающаяся в том, что ближе к основному разлому (к контакту монзонитов с интрузией порфиroidных гранодиоритов) и к узлам структур, контролирующих оруденение, встречаются высокотемпературные, а далее от них—более низкотемпературные минералы. Так, например, разведочные выработки Центрального участка, расположенные ближе к основному разлому, показывают более высокое содержание в руде молибденита.

По Давачи-Каджаранской рудной зоне, которая берет начало непосредственно у главного разлома и простирается в северо-восточном направлении, примерно под прямым углом к линии контакта монзонитов с порфиroidными гранитами (разлома), минерализация вблизи последней представлена сравнительно равными по количеству крупно-чешуйчатым молибденитом, магнетитом и халькопиритом. По мере удаления от разлома в северо-восточном направлении содержание магнетита и молибденита уменьшается, а халькопирита, наоборот, увеличивается. На расстоянии 1,5—2 км от тектонического контакта двух интрузий в этой зоне наряду с кварцем, в качестве жильного минерала, появляется карбонат, а молибденит почти полностью отсутствует.

Точно такая же картина наблюдается на Северо-восточном участке, представляющем собой одну мощную рудную зону, отходящую от Центрального участка месторождения в перпендикулярном к региональному разлому северо-восточном направлении. В начале этой зоны наряду с халькопиритом в большом количестве встречается и молибденит. По мере удаления от регионального разлома содержание молибденита постепенно падает и почти сходит на нет. В продолжении этой зоны дальше, уже на левом берегу р. Вохчи, мы видим лишь только кварцево-карбонатные жилы с незначительным содержанием халькопирита и пирита. В Атказском месторождении, расположенном в самой краевой части монцонитовой интрузии и приуроченном к дайкам порфиров северо-восточного простираения, полиметаллические жилы составляют, скорее всего, крайнюю часть одних и тех же рудных зон, представленных в Каджаране (ближе к разлому и интрузии порфиroidных гранитов) медно-молибденовым оруденением.

Оруденение Каджаранского месторождения образовалось в результате ряда этапов, отличающихся друг от друга по составу минерализации и приуроченных, возможно, к отдельным тектоническим фазам. На основании изучения взаимных пересечений рудных прожилков С. С. Мкртчян и И. Г. Магакьян выделяют следующие шесть этапов минерализации:

1. Кварцево-пегматитовые образования с крупночешуйчатым молибденитом, крупными выделениями халькопирита и гипогенного борнита (Давачи).

2. Высокотемпературные кварцевые жилы с турмалином, магнетитом, халькопиритом и реже молибденитом (участок между месторождениями Атказ и Давачи).

3. Кварцевые жилы и прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, гематитом, пиритом и халькопиритом.

4. Кварцевые прожилки с пиритом, молибденитом, халькопиритом, борнитом, люцонитом, сфалеритом и медно-висмутовыми минералами.

5. Кварц-карбонатные прожилки с пиритом, молибденитом (мелкочешуйчатым), халькопиритом, люцонитом, сфалеритом, галенитом, аргентитом и блеклой рудой.

6. Карбонаты и халцедон.

Основная масса промышленной руды связана с 3 и 4 этапами минерализации.

**Зона окисления.** Процессы окисления первичных руд развиты довольно интенсивно. Этому способствовали как климатические условия района, так и, главным образом, морфологические особенности самого месторождения, большая трещиноватость рудовещающих пород, а также наличие многочисленных крупных крутопадающих тектонических трещин, открывающих доступ поверхностным водам на значительные глубины.

Граница зоны окисления на Центральном участке месторождения проходит на глубине 35—50 м от поверхности, местами опускаясь вдоль крупных даек порфиров и тектонических трещин на значительно большие глубины.

В зоне окисления распространены водные окислы железа, малахит, лампадит, медно-марганцевая смоляная руда и реже куприт, азурит, ярозит, а также ферримолибдит и повеллит.

В связи с тем, что молибденит более устойчив к окислению, чем халькопирит, он нередко встречается совместно с малахитом и лимонитом в нацело окисленных рудных прожилках. Однако содержание молибдена в зоне окисления значительно меньше, чем в первичных сульфидных рудах, и колеблется от следов до 0,02%. Это обстоятельство, наличие в кварцево-рудных жилах пустот, образовавшихся в результате выщелачивания листочков молибденита, как и содержание в грунтовых водах месторождения иона  $\text{MoO}_4$ , говорят о том, что здесь имеют место вынос молибдена из зоны окисления и его рассеивание.

В отличие от молибдена, медь слабо мигрирует из зоны окисления; быстрое выпадение меди из сернокислых растворов, образующихся при окислении ее сульфидов, следует объяснить нейтрализующим влиянием монцонитовых пород. Известно, что в грунтовых водах месторождения отсутствуют ионы меди, а на отдельных участках зоны окисления наблюдается повышенное содержание этого металла, по сравнению с содержанием его в первичных сульфидных рудах.

Отчетливо выраженная зона вторичного обогащения на месторождении в связи с этим не обнаруживается. Вторичные сульфиды меди—борнит, халькозин и ковеллин—встречаются в небольших количествах на различных глубинах и приурочены большей частью к зонам дробления.

**Генезис месторождения.** Особенности геологии рудного поля позволяют отметить, что главнейшим структурно-геологическим фактором в формировании Каджаранского месторождения явился Дебаклинский региональный разлом и сопряженная с ним зона интенсивного дробления монцонитов, пронизанная большим количеством даек порфиоров. Рудоносные растворы генетически связаны с Конгуро-Алангезским плутоном гранитоидов в целом и, вероятнее всего, с интрузией порфировидных гранитов и гранодиоритов, в частности.

Крупные разломы зоны дробления, частью выполненные дайками порфиоров, послужили основными рудоподводящими каналами.

Рудоносные растворы, проникая в зону дробления вслед за внедрением жильных порфиоров и соприкасаясь с мелкими обломками раздробленных монцонитов, оказались в условиях быстрого понижения температуры и давления, в связи с чем равновесие в растворах нарушилось и началось осаждение металлов в виде халькопирита, молибденита и других первичных рудных минералов. Жильные порфиры представляли собой, по сравнению с раздробленными монцонитами, среду значительно менее благоприятную для отложения рудных минералов, в силу чего оруденение в них представлено в весьма слабой степени.

Наблюдаемая на месторождении многофазность процесса рудоотложения связана, повидимому, с повторными деформациями рудного поля. При этом первые порции гидротермальных растворов, в основном, не

отлагали металлов и привели к интенсивному гидротермальному метаморфизму монцонитов и жильных порфириров.

Основная масса металлов привносилась, главным образом, во втором периоде минерализации, после гидротермальной переработки монцонитовых пород и образования в них многочисленных мелких трещин.

Характер соединений, в которых молибден выносился из глубин, не установлен. Наиболее вероятным кажется вынос молибдена в виде щелочных сульфосолей. Однако не исключена возможность, что молибден выносился в виде гетерополикремневых кислот и частью фосфористых соединений (наличие апатита).

Грубая схема общего хода развития магматического процесса, начиная с момента образования интрузии порфиридных гранитов, представляется нам в следующем виде: продолжавшаяся в недрах крупного Конгуро-Алангезского плутона дифференциация привела к отщеплению от остаточной магмы некоторой ее части и формированию многочисленных даек гранодиорит-порфириров и близких к ним по составу жильных образований, пронизывающих в числе других пород района также монцониты и порфиридные граниты.

Последующая дифференциация остаточного расплава привела к выделению, с одной стороны, отщепленных жильных пород—пегматитов, аплитов и лампрофириров (формирование которых опережает рудный процесс)—и, с другой—флюидов, обогащенных кремнекислотой, водой, а также соединениями меди и молибдена.

Последующие тектонические нарушения в районе месторождения открыли пути для поднятия рудоносных флюидов из магматического очага в верхние зоны раздробленных монцонитов.

Нужно полагать, что первые порции гидротермальных растворов, образовавших калиевый полевоый шпат, серицит, кварц первой генерации, биотит и турмалин были высокотемпературными и, вероятно, граничили с пневмолитами.

Последовавшие за ними богатые металлами растворы, создавшие главное оруденение месторождения, обладали несколько более низкой температурой; ассоциация минералов в рудных жилах и прожилках—кварц (подчиненные калиевый шпат, серицит), халькопирит, молибденит, пирит, магнетит, гематит (подчиненные сфалерит, галенит и др.)—говорят о том, что основное оруденение Каджарана протекало в условиях, соответствующих концу гипотермальной и началу мезотермальной фаз образования рудных месторождений. Однако рудоотложение в незначительных масштабах протекало и позже, при более низкотемпературных условиях, доказательством чего служат рудные прожилки с содержанием карбонатов и кварцево-карбонато-полиметаллические образования.

Обладая рядом структурных и минералогических особенностей, Каджаранское месторождение имеет много общих черт с Агарацким и Джиндаринским медно-молибденовыми месторождениями, расположенными в пределах того же Конгуро-Алангезского интрузивного массива.

## Джиндаринское медно-молибденовое месторождение

Находится в Мегринском районе в 0,5 км к югу от с. Личк и в 15 км к югу от Каджаранского медно-молибденового месторождения; расположено по склонам ущелья небольшого ручья Джиндара, на высоте 1800 м над уровнем моря.

В геологическом строении месторождения участвуют породы монцитовой интрузии и более молодые порфиroidные граниты и гранодиориты, слагающие восточную часть рудного поля. Как и во всем районе, интрузивные породы пронизаны дайками гранит-гранодиорит порфиров.

По контакту указанных выше двух интрузий, представляющих две различные фазы Конгуро-Алангезского плутона, проходит зона крупных тектонических нарушений (Дебаклинская), описание которой приведено как в первой части настоящего труда, так и при описании предыдущего Каджаранского месторождения.

Простираение главной тектонической зоны на участке месторождения—близкое к меридиональному, с отклонениями на северо-запад, падение восточное, под углом 45—65°.

Наряду с главной тектонической зоной в месторождении развиты крупные трещины северо-западного и северо-восточного простирания.

В рудном поле, непосредственно у контакта двух интрузий, порфиroidные граниты и гранодиориты, как и прорывающие их жильные порфиры, интенсивно раздроблены, под действием гидротермальных растворов изменены—окварцованы, местами вплоть до образования вторичных кварцитов, серицитизированы и хлоритизированы. Гидротермальному изменению подверглись также и породы монцитовой интрузии.

По своему геологическому строению и характеру оруденения Джиндаринское месторождение представляет собой аналогию Каджаранского медно-молибденового месторождения, обладая в то же время некоторыми особенностями.

Оруденение сосредоточено здесь также в гидротермально-измененных интрузивных породах и представлено прожилково-вкрапленным, штокерковым типом; мельчайшие рудные прожилочки, пронизывающие измененные интрузивные породы, сопровождаются вкрапленностью зерен халькопирита, пирита и чешуек молибденита. Имеются отдельные, относительно крупные, кварцево-рудные жилы с повышенным содержанием металлов.

Зона минерализации, приуроченная к указанному выше региональному разлому, занимает площадь около 0,5 кв. км.

Кроме халькопирита, пирита и молибденита, из первичных рудных минералов встречаются в меньших количествах магнетит, гематит, борнит, блеклая руда, сфалерит и арсенопирит.

Из вторичных минералов встречаются лимонит, малахит, азурит, ковеллин, тенорит, борнит, куприт, халькозин, ферримолибдит и др.

Гидротермально измененные рудоносные породы слагаются из кварца, калиевого полевого шпата, серицита, каолинита, карбонатов, хлорита и гипса.

Зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения выражены менее отчетливо, чем в Каджаране.

В отличие от Каджарана, здесь промышленные концентрации металлов сосредоточены среди более молодых порфиоровидных гранитов и гранодиоритов. Породы монцонитовой интрузии оруденены слабее. Жильные порфиры также минерализованы, но с низким, не представляющим практического интереса, содержанием металлов. Тем не менее содержание рудных минералов выражено в них более отчетливо и относительно интенсивнее, чем в жильных породах Каджаранского месторождения.

Как общая закономерность, степень оруденения повышается от слабо измененных к более интенсивно гидротермально измененным—окварцованным интрузивным породам. С другой стороны, содержание металлов падает по мере удаления от главного разлома.

Содержание меди в рудах штокверкового типа колеблется в пределах 0,2—0,3 до 0,8—1,0%, составляя в среднем 0,75%, а в отдельных кварцево-рудных жилах достигает 4—6%.

Молибден дает более низкое содержание, чем в соседних Каджаранском и Агаракском месторождениях, показывая колебания от следов до 0,02—0,03%. Среднее содержание этого металла определено в 0,01%.

Как видно из вышеизложенного, Джиндаринское месторождение по условиям образования весьма сходно с Каджаранским. Контролирующим оруденение фактором выступает тот же региональный разлом; наряду с ним путями циркуляции рудоносных растворов служили крупные трещины северо-западного и северо-восточного простирания, выполненные жильными порфирами. Оруденение локализуется к зоне дробления, прилегающей к главному разлому.

Характерно, что здесь, в отличие от Каджарана, минерализованы, правда, в различной степени, породы обеих интрузий—порфиоровидных гранодиоритов и монцонитов, разграниченных контролирующим оруденение тектоническим разломом. Это обстоятельство служит дополнительным доказательством того, что на Каджаранском участке после образования месторождения по главному разлому имели место повторные передвижки, сместившие интрузии и Каджаранское месторождение по плоскости регионального разлома.

Джиндаринское месторождение находится в стадии предварительной разведки. По итогам работ 1950 года С. М. Лусьяном подсчитаны запасы: меди 345 тыс. тонн и молибдена 4600 тонн. Очевидно, что эти цифры не являются пределом для этого месторождения. Общая геологическая обстановка, ничем не отличающаяся от таковой Каджарана и Агарака, дает основание ожидать значительно большие запасы металлов. По примеру соседних разведанных месторождений, можно предсказать увеличение с глубиной содержания металлов, в частности молибдена.

Необходимо провести детальную разведку этого месторождения с охватом глубоких зон и широкой полосы контакта порфиоровидных гранитов с породами монцонитовой интрузии.

### Личкское медно-молибденовое месторождение

Расположено в 0,7 км к северо-западу от одноименного села, в устье ручья Шор-джур.

Это месторождение, как и многие другие, приурочено к зоне регионального разлома и контакту интрузии монцонитов с порфиroidными гранодиоритами.

Оруденение связано с порфиroidными гранодиоритами и представлено рядом кварцево-рудных жил широтного простирания, с крутым до вертикального падением. На площади около 0,3 кв. км выявлено до 10 жил, мощностью 0,1—0,2 м, протяжением в несколько десятков метров. Рудные минералы, представленные, главным образом, молибденитом, халькопиритом и пиритом, рассеяны в жильном кварце зернами и небольшими прожилочками, кроме того, они образуют скопления также и в призальбандовых частях рудных жил. Содержание меди в жильной массе достигает 1,0—1,5%, а молибдена до 0,3—0,5%.

Предварительная разведка месторождения была произведена Армянским геологическим управлением в 1948—1949 гг.

Запасы месторождения ограничены, но оно может представить практический интерес при вводе в эксплуатацию расположенного вблизи Джиндаринского медно-молибденового месторождения.

### Месторождение Ала-Гюней

Расположено в 2 км к югу от с. Личк, между речками Айригет и Мюльк. Приурочено, как и описанные выше месторождения, к тому же Дебаклинскому разлому, проходящему здесь по контакту порфиroidных гранодиоритов с породами монцонитовой интрузии. Оруденение приурочено к гидротермально измененным порфиroidным гранитоидам и представлено в виде вкрапленности и тонких прожилков халькопирита и пирита; в небольших количествах встречается и молибденит.

Минерализованная зона занимает площадь в 4 га. Месторождение изучено весьма поверхностно, проведенные мелкие горные работы не вышли за пределы зоны окисления. Опробование показало среднее содержание меди 0,25%, при колебаниях от 0,1 до 0,4%. Надо полагать, что с глубиной содержание меди и молибдена увеличится.

Месторождение безусловно заслуживает детальной разведки.

### Месторождение у с. Мюльк

Аналогичные алагюнейским измененные породы установлены около перевала дороги к юго-западу от с. Мюльк. Здесь, на контакте пород монцонитовой интрузии (габбро-диориты) с порфиroidными гранодиоритами отмечается полоса сильно измененных, охристых пород. В этих измененных породах у перевала дороги залегает кварцевая жила с тонкими (1—2 мм) прожилками в ней халькопирита и молибденита. Ширина зоны измененных пород более 30 м. По простиранию она прослеживается с перерывами на 1 км. На всем ее протяжении по трещинам отмечаются примазки медной зелени. Анализ пробы, отобранной с поверхности из выщелоченных пород, показал содержание меди в 0,29%.

### Месторождение Пирзями

Расположено в 1,5 км к югу от с. Тагамир, по правому борту одноименной реки, в 700 м выше впадения ее в р. Гоз-гоз.

Среди окварцованных монцитов залегает линзообразное скопление сульфидных руд с падением на юго-восток  $155^{\circ}$ , под углом  $35^{\circ}$ . Оруденение прослежено по простиранию на 60 м, но из них только 25, при мощности 1,5—2,5 м, представляют богатое скопление. Оруденение приурочено как к кварцевой жиле, так и к боковым окварцованным породам.

Главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит, второстепенными—галенит, сфалерит, халькопирит и пирротин. Галенит и сфалерит образуют небольшие гнездообразные скопления и прожилки; последние пересекают скопления пирита, арсенопирита и приурочены к более поздним трещинам в висячем боку рудной залежи. Из вторичных минералов развит скородит. Содержание мышьяка достигает 5—10%, цинка—2%, свинца—0,6% и меди—0,2—0,5%.

Месторождение несколько отличается от всех других в описанном районе повышенной ролью мышьяка в виде арсенопирита и линзовидной формой рудного тела.

Месторождение совершенно не разведано и заслуживает более детального изучения.

### Калерское медно-молибденовое месторождение

Расположено в 0,5 км к югу от с. Калер, на правом берегу небольшого, но глубокого лога, у уреза ручья.

Оруденение представлено пегматитовой жилой с молибденитом, халькопиритом и пиритом; пегматит переработан местами в кварц-карбонатную породу с галенитом. Мощность жилы до 1 м, падение на северо-запад  $330^{\circ}$ , под углом  $30^{\circ}$ . По данным С. С. Мкртчяна, в пегматите встречены крупные (весом до 0,5 кг) хорошо образованные кристаллы молибденита. Район месторождения заслуживает постановки детальных поисковых работ и в случае обнаружения новых участков оруденения может представить практический интерес.

Все отмеченные выше месторождения, кроме Каджаранского, расположены в верховьях р. Мегригет. Кроме отмеченных здесь, в широкой полосе, идущей вдоль Дебаклинской зоны разломов, совпадающей большей частью с контактом интрузий порфириовидных гранитов и монцитов, встречаются многочисленные проявления медно-молибденовых и медных руд, некоторые из которых заслуживают более детального изучения.

В верховьях р. Вохчи, кроме Каджаранского, имеется ряд других месторождений и рудопроявлений, описание которых приводится ниже.

### Аткызское полиметаллическое месторождение

Известное с давних пор Аткызское месторождение расположено у одноименного села Аткыз, в 3 км к северо-востоку от Каджаранского месторождения. Наиболее богатые полиметаллические жилы этого мест-

рождения много лет тому назад эксплуатировались на медь и свинец частными предпринимателями, забросившими затем начатую разработку. В 1931—1932 гг. это месторождение разведывалось И. Н. Чирковым, в целях выявления промышленных перспектив.

Минерализация здесь приурочена к краевой части монцонитовой интрузии, прорванной многочисленными дайками жильных порфиров северо-восточного простирания, и представлена кварцево-полиметаллическими жилами, либо сопутствующими дайкам гранодиорит-порфиров, либо встречающимися самостоятельно. На месторождении, по данным И. Н. Чиркова, насчитывается до 20 кварцево-рудных жил, простирающихся, как и дайки порфиров, в северо-восточном направлении (40—60°), при крутом до вертикального падении. Средняя мощность рудных жил достигает 0,3—0,6 м. По простиранию некоторые из жил прослеживаются на расстоянии 100—150 м, главная же рудная жила месторождения, частью выработанная, прослежена на расстоянии 200 м и обладает мощностью в 4—5 м.

Рудные минералы представлены, главным образом, халькопиритом, галенитом (с включениями аргента), сфалеритом, пиритом и редко молибденитом; нерудные—кварцем и подчиненными карбонатами.

Нужно отметить, что как минералогия руд этого месторождения, так и зона вторичных измененных руд до сих пор почти не изучены.

Для одного из рудных тел, по данным И. Н. Чиркова, среднее содержание меди равно 0,79%, цинка—3,07%, свинца—0,92%, молибдена—0,03—0,04%.

Как это уже было отмечено выше, оруденение у с. Аткаыз, включая сюда и медные проявления на левом берегу р. Вохчи, мы рассматриваем как продолжение (с некоторыми перерывами) каджаранских медно-молибденовых рудных зон северо-восточного простирания, контролируемых дайками порфиров и тектоническими трещинами.

В связи с эксплуатацией Каджаранского медно-молибденового месторождения, большим спросом на свинец, данную И. Н. Чирковым отрицательную оценку Аткаызского месторождения необходимо пересмотреть. Оно нуждается в более детальной и глубокой разведке в самое ближайшее время.

**Проявления полиметаллических руд**, приуроченные к периферической части монцонитовой интрузии, известны к юго-востоку от Аткаыза, у сс. Катнарат и Пыхрут.

#### **Проявления медно-молибденовых руд в верховьях р. Вохчи**

В верховьях р. Вохчи, в высокогорной части Кафанского района, обнаружен целый ряд еще слабо изученных проявлений медно-молибденовых руд, к числу которых относятся:

1. **Минерализованная зона** на восточном склоне Запгезурского хребта, контролируемая и приуроченная к контакту порфировидных гранодиоритов с банатитами и монцонитами водораздельного участка.

Рудопроявление в этой зоне связано со слабо гидротермально измененными банатитами и монцонитами приконтактной зоны и, в меньшей степени, с прорывающими их порфиroidными гранитами и гранодиоритами.

Минерализация представлена в виде вкрапленности и прожилков сульфидов меди и молибдена, а также мелких кварцево-рудных жил. Здесь же часто проявляется контролирующая роль даек гранодиорит-порфиров, встречающихся в зоне контакта в большом количестве.

**2. Участок у оз. Капуйтлич** особо выделяется в пределах описанной выше минерализованной зоны. Слагающие этот участок банатиты и прорывающая их дайка гранодиорит-порфира интенсивно окварцованы и серицитизированы, причем метаморфизм вмещающих дайку пород ясно локализуется в зальбандах последней. Обе измененные породы секутся жилкой совершенно свежего послерудного лампрофира (микродиорита). Минерализация, представленная молибденитом, пиритом и гематитом постепенно уменьшается по мере удаления от дайки порфира; она приурочена исключительно к измененным банатитам и отсутствует в гидротермально измененном жильном порфире.

**3. Участок**, находящийся в 7—8 км к западу от с. Каджаран, на правом берегу Капутджухского притока р. Вохчи. Здесь измененные вдоль даек порфиroidные гранодиориты содержат в рассеянном виде халькопирит, молибденит, пирит и гематит.

**4. Капутджухский участок** находится почти на водоразделе главного хребта, у одноименного перевала. Приурочен к периферии интрузии порфиroidных гранодиоритов.

Здесь, в верховьях Капутджухского притока р. Вохчи, в 1946 г. и позднее, в 1951 г., по данным И. Г. Магакьяна, установлена серия кварцево-рудных жил с медно-молибденовым оруденением парагачайского типа. Мощность жил колеблется от 0,1 до 1,2 м, по простиранию они прослежены на 20—150 м и отличаются высоким содержанием Cu (1—2%) и Mo (0,1—0,2%).

Одна из рудных жил, средней мощности в 0,7 м, прослеженная по выходам на 150 м, безусловно заслуживает постановки разведочных работ. Представляет также интерес наличие мощных зон штокверкового типа с налетами медной зелени и отдельными прожилками халькопирита и молибденита.

Все отмеченные выше рудопроявления и в первую очередь капуйтджухское заслуживают детального изучения.

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЗАНГЕЗУРСКОГО ХРЕБТА

Гидротермальные месторождения западного склона Зангезурского хребта (восточная часть Ордубадского района) имеют много общего с таковыми восточного склона хребта, но особенностью их является то, что они представлены преимущественно жильным типом и приурочены, глав-

ным образом, к периферической части банатитовой интрузии. Роль даек порфиров в формировании месторождений здесь выражена не так четко, как в Каджаране, Джиндаре и других месторождениях восточного склона.

Ниже приводим описание гидротермальных месторождений западного склона Зангезурского хребта.

### Парагачайское медно-молибденовое месторождение

Парагачайское месторождение расположено в верховьях р. Парагачай, в 13 км от с. Парага. Оно связано с железнодорожной станцией Джульфа автомобильной дорогой, протяжением около 58 км.

Медно-молибденовое оруденение в верховьях р. Парагачай проявляется на значительной площади, охватывающей, почти непрерывной полосой, периферическую часть банатитовой интрузии, от месторождения Маданидзор до водораздела Зангезурского хребта.

Эта интрузия с севера и северо-запада активно контактирует с эоценовой вулканогенно-осадочной толщей, а на востоке граничит с более молодыми порфировидными гранодиоритами и гранитами. Банатитовая интрузия в своей периферической части (вернее только вблизи контакта с вулканогенно-осадочной толщей) представлена более основными породами—диоритами, габбро-диоритами и габбро.

Все рудные жилы этой полосы группируются на двух участках: 1) юго-западном, находящемся на левом берегу р. Парагачай, у места постоянных кочевков и 2) северо-восточном, так называемом перевальном, расположенном на правом берегу той же речки, вблизи вершин Зангезурского хребта, и в самом его водоразделе.

Собственно, под Парагачайским месторождением подразумевается первый участок.

Это месторождение было открыто и предварительно изучено автором в 1936—1937 гг. Произведенные в 1937 г. работы показали, что некоторые из рудных медно-молибденовых и, в частности, молибденовых жил заслуживают более детальной разведки, в связи с чем Азербайджанское геологическое управление провело в 1939—1940 гг. предварительную разведку наиболее крупной кварцево-молибденовой жилы, получив при этом положительные результаты. Более детальная разведка месторождения проводилась в последующие годы, попутно с эксплуатационными работами. Добываемая руда обогащается на местной обогатительной фабрике.

Рудное поле месторождения, площадью до 1 кв. км, сложено, главным образом, кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами.

Оруденение представлено в основном кварцево-медно-молибденовыми жилами, количество которых доходит до четырех десятков. Жилы эти характеризуются непостоянством мощности, варьирующей нередко для одной и той же жилы в пределах от 0,05 до 1,0 м. Средняя мощность большинства жил—0,25—0,30 м; протяжение до 100 м и более. Простираение их—северо-западное (290—330°), реже меридиональное, при падении на юго-запад и запад под крутым углом.

Первичные рудные минералы представлены, главным образом, халькопиритом, пиритом и молибденитом, количественное соотношение которых для отдельных жил изменчиво. Кроме них, при микроскопическом изучении руд были обнаружены, правда, в ничтожном количестве, галенит, сфалерит, арсенопирит, вольфрамит, тетраэдрит, теннатит, борнит, теллуриды золота и серебра; в одном же шлифе в халькопирите встречено несколько точечных включений самородного золота.

Из вторичных рудных минералов встречаются, главным образом, лимонит, малахит, азурит, тенорит, ковеллин, халькозин и ферримолибдит. Следует, однако, отметить, что процессы вторичного изменения руд проявлены здесь относительно слабо.

Из жильных минералов самым существенным является кварц; серицит же и калиевый полевой шпат встречаются лишь спорадически.

Изменение боковых пород обычно слабое и проявляется в каолинизации, серицитизации и хлоритизации последних.

Содержание меди в рудных жилах колеблется в пределах от 0,1 до 3,5%, молибдена—0,01—0,15%, нередко 1,5% и даже до 3,0%.

Из всех рудных жил Парагачайского месторождения наиболее интересной по интенсивности минерализации, строению и крупности является так называемая главная жила (расположена в западной части месторождения, в небольшом овраге), которая служит объектом эксплуатации. Мощность этой жилы равна в среднем 0,65 м; простирание северо-западное  $310-320^{\circ}$ , падение на юго-запад, под углом в  $60-70^{\circ}$ ; прослежена на расстоянии 600 м и по падению на 200 м.

Строение ее сложное: она состоит из 2—3 параллельных жил, соединяющихся друг с другом многочисленными прожилками, при этом заключенная между жилами вмещающая порода обычно окварцована и, в свою очередь, также минерализована.

Главная жила на всем своем протяжении сопровождает маломощную (0,4—0,6 м) жилу лампрофира (микро-диорита), имеющую те же элементы залегания, что и рудная. Лампрофир часто пронизывается рудным кварцем, местами он окварцован и слабо минерализован (см. рис. 26).

В отличие от всех других медно-молибденовых жил, эта жила Парагачайского месторождения характеризуется более богатым содержанием молибдена.

Молибденит встречается в зальбандах жилы и в массе кварца, в виде параллельно расположенных прожилков сплошного минерала, мощностью до 1—3 см, число которых в поперечном сечении жилы достигает 6—8. Кроме того, молибденит рассеян в массе кварца в виде отдельных чешуек или линзообразных их скоплений. Что касается пирита, то он встречается, главным образом, в виде вкрапленности. В поверхностной части месторождения оба минерала довольно интенсивно окислены; пирит почти полностью выщелочен, а молибденит замещается ферримолибдитом.

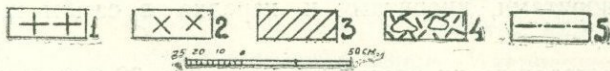
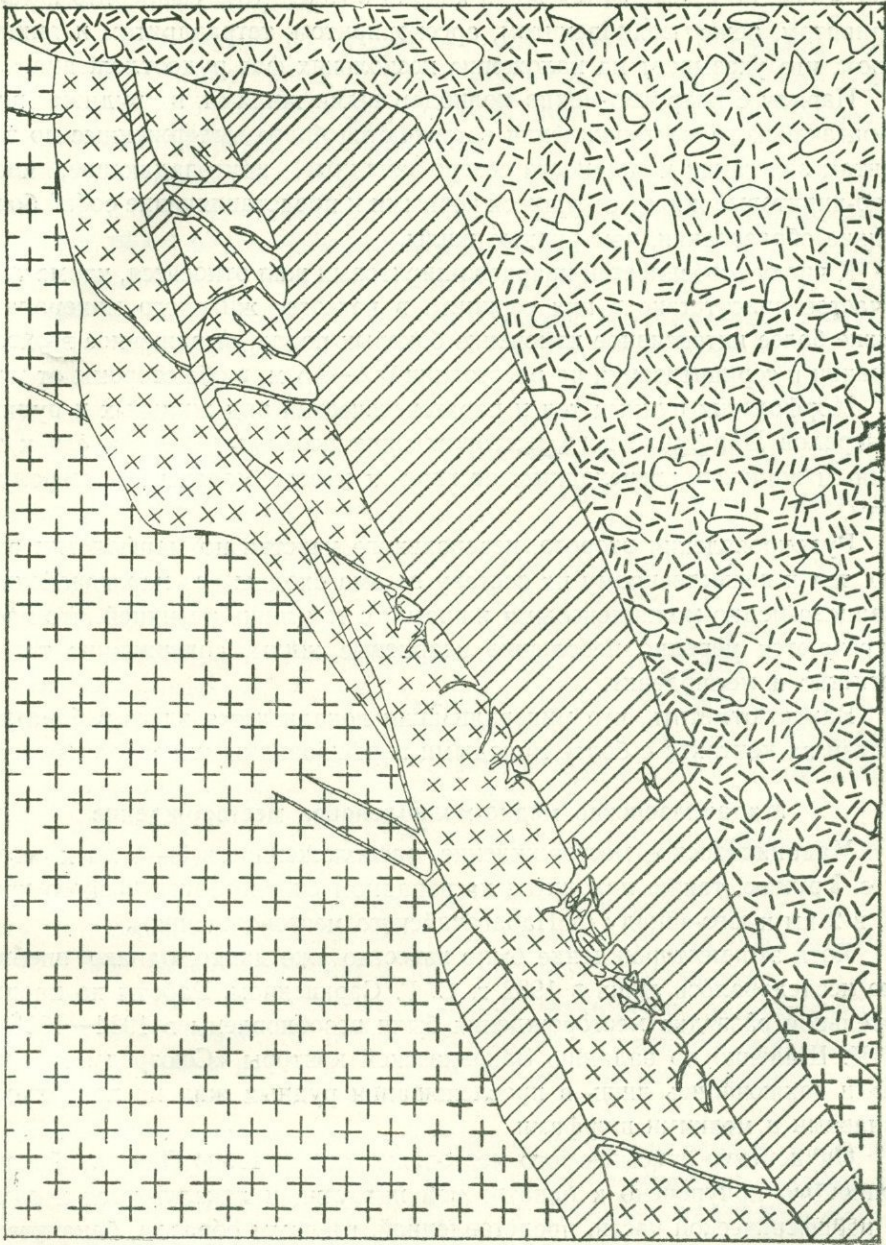


Рис. 26. Парагачайское медно-молибденовое месторождение. Зарисовка вертикального сечения „главной“ жилы.

1. Диориты. 2. Жильный микро-диорит. 3. Кварцевая рудоносная жила. 4. Наносы. 5. Линия нарушения.

Интересно отметить, что на небольшом промежутке, висячем боку этой жилы, прослеживается жила кварца с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, реже молибденитом, арсенопиритом, тетраэдритом и теннантином, что указывает на наложение нескольких фаз рудоотложения.

Наряду с кварцево-медно-молибденовыми жилами в рудном поле Парагачайского месторождения встречаются более выдержанные по элементам залегания и мощности северо-западные, крутопадающие, кварцево-пиритовые жилы, секущиеся первыми и представляющие собой более ранние образования, чем рудные жилы.

К числу особенностей кварцево-пиритовых жил относятся, кроме того, и частое присутствие в них серицита в качестве жильного минерала, а также более интенсивное изменение боковых пород, выраженное в окварцевании и серицитизации на расстоянии 0,2—0,5 м, в обе стороны от жил.

Морфология рудных тел и парагенетический ряд жильных и рудных минералов Парагачайского месторождения позволяет отнести его к типичным жильным, переходным от гипо- к мезотермальным месторождениям.

Рудопроявления второго, перевального участка по морфологии рудных тел и вещественному их составу весьма сходны с парагачайскими кварцево-медно-молибденовыми жилами, с той лишь разницей, что здесь встречаются нередко небольшие кварцевые жилы, содержащие только магнетит и молибденит.

Важно отметить, что минерализация локализуется здесь в банатите, вблизи их контакта с более молодыми порфиридовыми гранодиоритами.

#### **Маданидзорское медно-молибденовое месторождение**

Маданидзорское месторождение, расположенное в 3—4 км к северу от с. Урумыс, также находится на западном склоне Зангезурского хребта, в 2 км к юго-западу от Парагачайского месторождения.

Хотя это месторождение было известно уже давно, однако впервые оно исследовалось лишь в 1932 г. С. Г. Саркисяном. Работы по предварительной разведке месторождения были возобновлены в 1934—1935 гг. А. К. Шиленко по заданию Закавказской конторы «Союзредметразведка» и заключались лишь в прослеживании рудных жил по поверхности канавами и мелкими шурфами.

Оруденение описываемого месторождения, подобно Парагачайскому, полностью приурочено к банатитовой интрузии и локализуется в самой ее периферической части, представленной, главным образом, банатитами, сиенито-диоритами, диоритами и нередко в самом контакте—габбро-диоритами.

На месторождении насчитывается около 22-х относительно крупных кварцево-рудных жил, расположенных параллельно друг другу и простирающихся вкрест линии контакта интрузии с вулканогенной толщей, в северо-восточном направлении ( $45-80^\circ$ ). Падение жил—близкое к вертикальному, или же крутое, на юго-восток, под углом от  $60$  до  $85^\circ$ . Мощность жил меняется как по простираению, так и по падению и, варьируя

в пределах от 0,1 до 0,7 м, в среднем равна 0,2—0,3 м. Многие из жил прослежены на сотни метров, а наиболее выдержанные—на 400—500 м. Апофизы жил редки, зальбанды же, как правило, выражены резко. Изменение боковых пород, наблюдаемое на расстоянии 0,2—0,5 м в обе стороны от жил, выражается, главным образом, в их серицитизации, хлоритизации и, реже, в окварцевании.

Первичные рудные минералы те же, что и на Парагачайском месторождении, и представлены в основном халькопиритом, молибденитом, пиритом, более редко борнитом и магнетитом. Из вторичных рудных минералов встречаются лимонит, малахит, азурит, ковеллин, борнит, тенорит и ферримолибдит. Следует при этом отметить, что сулпергенные процессы в рудных жилах Маданидзора развиты относительно слабо. В некоторых шурфах, заданных по рудным жилам на глубине 3—4 м, можно наблюдать слабо развитую зону цементации, слегка обогащенную ковеллином.

Содержание меди в рудных жилах неравномерное; оно колеблется от десятых долей процента до 5—7%, а иногда и больше, содержание молибдена—от следов до 1%. В рудах содержится также и золото.

На Маданидзорском месторождении наблюдается отчетливая первичная зональность, выражающаяся в том, что содержание молибденита в рудосных жилах, по мере их удаления от центра интрузии к периферии, заметно падает, причем одновременно уменьшаются и размеры листочков. Количество же халькопирита в том же направлении постепенно возрастает. Это заключение доказывается данными опробования на медь и молибден. За линией контакта интрузии с вмещающей толщей, по направлению продолжения тех же жил, на расстоянии 1 км от нее, уже в вулканогенных породах, встречаются редкие кварцевые жилы, содержащие только галенит.

Парагачайское и Маданидзорское месторождения в сущности представляют собой одну рудную зону, разобценную на два участка небольшим, слабо минерализованным пространством, протяжением в 1,5 км. Парагенетический ряд минералов: кварц, молибденит, халькопирит, пирит и галенит (мало), а также морфология рудных тел этих участков позволяют отнести их к типичным жильным гидротермальным месторождениям.

Хотя Маданидзорское месторождение предварительной разведкой оценено как не заслуживающее внимания, тем не менее мы находим, что оно должно быть более детально изучено и разведано на глубину подземными горными выработками, в частности, штольнями.

В первую очередь следовало бы разведать богатые медью и молибденом кварцевые жилы, обнажающиеся в овраге Маданидзор. Мы считаем, что в связи с эксплуатацией Парагачайского месторождения Маданидзорское медно-молибденовое месторождение может приобрести определенную практическую ценность.

## Урумьское молибденовое месторождение

Месторождение занимает площадь в 1,5—2,0 кв. км, расположенную вокруг с. Урумьс. Проявляющееся здесь молибденовое оруденение приурочено, в отличие от других рудопроявлений района, к сильно раздробленным, пиритизированным, биотито-полевошпато-рогообманковым и другим роговикам экзоконтакта и представлено в виде небольших кварцевс-рудных жил и прожилков, мощностью в среднем в 2—5—10 см и протяжением до 15—25 м. Жилы эти обладают самыми различными элементами залегания и неравномерно рассеяны по всей площади месторождения.

Первичные рудные минералы представлены молибденитом и, реже, пиритом. В малом количестве присутствуют халькопирит и магнетит, из вторичных же минералов более часто обнаруживаются лимонит и ферри-молибдит. Последний дает в прожилках и жилах кварца сравнительно богатое содержание и представлен в виде довольно крупных листочков (до 1 см в диаметре), образующих перпендикулярно расположенную в зальбандах жил гребенчатую текстуру. В более мелких жилах молибденит нередко полностью вытесняет кварц, выполняя собой все жильное пространство.

Помимо жильного типа здесь проявлен, правда, в слабой степени, рассеянный тип минерализации, выраженной в виде тонких налетов молибденита по трещинам отдельностей контактовых роговиков. Содержание молибдена в рудах этого типа колеблется от 0,01 до 0,1%. В небольших кварцево-рудных жилах содержание молибдена достигает 1—2%.

Кроме упомянутого молибденового оруденения, на этом месторождении, по р. Мец-гет, встречаются редкие медно-молибденовые и медно-магнетитовые кварцевые жилы.

## Капланчайское медно-молибденовое месторождение

Рудопоявление в местности Капланчай, расположенной на западном склоне Зангезурского хребта, было обнаружено в 1935 г. автором данной работы и геологом А. К. Шиленко.

В 1936 г. по заданию Закавказской конторы треста «Редметразведка» геологами И. А. Тараян и А. К. Шиленко была проведена предварительная разведка этого месторождения, показавшая бедность оруденения и незначительные запасы меди и молибдена. Месторождение, приуроченное к банатитам и находящееся недалеко от контакта последних с монцититами водораздельного участка и с порфириовидными гранодиоритами (см. схему геологического строения района), расположено в верховьях речки Пазмара, в местности Алчалык.

Рудопоявление выражено здесь двумя морфологическими типами: 1) рассеянным медно-молибденовым и 2) жильным—кварцево-медным и кварцево-медно-молибденовым.

Первый тип проявляется на площади в 0,2 кв. км и представляет собой тончайшие прожилки или налеты молибденита и халькопирита по

плоскостям трещин отдельностей банатитов, а также редкую вкрапленность тех же минералов в горной породе. Минерализованные трещины (главным образом, азимута падения северо-запад  $290-310^{\circ}$ , под углом  $35-70^{\circ}$ ) довольно часты и встречаются через каждые  $0,8-1,0$  м. Иногда трещинки выполнены тончайшими прожилками рудоносного кварца. Оруденение по своему характеру сходно со штокверково-вкрапленным типом Каджарана.

Редкие кварцевые жилы мощностью до  $3-5$  см весьма богаты халькопиритом, борнитом и молибденитом. В них, в качестве жильного минерала, встречается, кроме кварца, калиевый полевой шпат; отмечено также небольшое внедрение аплита, очень богатого молибденитом.

Супергенные процессы на этом участке месторождения почти не проявлены. Среднее содержание металлов в рудах рассеянного типа достигает для меди  $0,08\%$  и для молибдена  $0,01\%$ .

Непосредственно к описанному рудному полю с востока и северо-востока примыкает небольшой участок, на котором обнажается ряд параллельных кварцевых рудоносных жил, мощностью в  $0,2-0,3$  м и протяжением в  $150-200$  м. Оруденение представлено, главным образом, медью и, реже, молибденом и свинцом.

По морфологии и минералогическому составу рудные жилы описываемого участка ничем не отличаются от жил Маданидзора и Парагачая.

Кроме отмеченных, в районе этого месторождения обнаружены отдельные рудные жилы, приуроченные, главным образом, к контакту банатитов с монцонитами водораздельного участка.

Несмотря на незначительность выявленного на этом участке оруденения, мы считаем необходимым проведение детальных поисковых работ в слабо изученном еще районе Капланчайского месторождения, в верховьях р. Пазмарачай, учитывая при этом, что оруденение в значительной мере контролируется контактом банатитов с монцонитами.

### Шакардаринское медное месторождение

Медно-серноколчеданное месторождение Шакар-дара расположено в  $3$  км к северо-западу от с. Унус. В дореволюционное время оно служило объектом кустарной добычи меди. Месторождение приурочено к порфиритам и туфам среднего эоцена. Представлено оно в основном тремя крутопадающими кварцевыми жилами, с богатым содержанием халькопирита, борнита и пирита, юго-восточного простирания. Мощность жил, прослеженных подземными выработками на расстоянии  $70$  м, достигает  $0,3-0,5$  м.

По данным С. Г. Саркисяна, изучившего это месторождение в 1930 году, содержание меди в отдельных борздовых пробах, взятых по рудной жиле, доходит до  $20\%$ , а в боковых минерализованных породах —  $3-4\%$ .

Между этим месторождением и с. Урумыс, на большой площади в вулканогенно-осадочной толще, встречаются кварцево-медные и полиме-

таллические жилы, многие из которых могут служить объектом более детального изучения. В некоторых из этих жил, расположенных в местности Тозли-Гядик, обнаружены блеклые руды.

Ряд проявлений свинца и цинка известен на западном склоне Зангезурского хребта еще в нескольких пунктах и, в частности, у сс. Унус и Калаки. Минерализация, приуроченная к вулканогенно-осадочной толще, представлена кварцево-баритовыми жилами с незначительным содержанием сфалерита, галенита и халькопирита.

\* \*  
\* \*

В дополнение ко всему вышеизложенному о рудных месторождениях района следует отметить, что проведенное нами шлиховое опробование показало присутствие в пробах редких зерен **шеелита, касситерита и золота**, однако коренного проявления этих минералов обнаружить не удалось, если только не считать спорадические зерна самородного золота, выявленного в рудах Каджаранского и Парагачайского медно-молибденовых месторождений.

\* \*  
\* \*

Во избежание повторения мы не останавливаемся на месторождениях пегматитового происхождения, представленных в различных местах района небольшими скоплениями полевых шпатов и кварца, с редкими зернами других минералов и описанных в достаточной степени в геологическом очерке.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Месторождения осадочного происхождения в южной части Зангезурского хребта имеют весьма ограниченное развитие. В описываемом районе они представлены в единственном числе—Нораревикским месторождением углистых сланцев и бурого угля. Краткое описание месторождения приводим ниже.

### Нораревикское месторождение углистых сланцев и бурого угля

Расположено в верховьях р. Мегригет, в 1 км к северо-востоку от с. Нор Аревик, в ущелье речки Мюльк. Первые сведения об этом месторождении мы находим в работе Чулукидзе, Архипова и Халатова (25). Подробное описание приводится в отчете С. А. Тараяна («Нораревикское месторождение угля и горючих сланцев», составленном по поисково-разведочным работам за 1941 год (фонды Армянского геологического управления).

Месторождение приурочено к глинисто-известковисто-песчанистым породам плиоцена, залегающим полого на размытой поверхности интрузи-

живного массива. Подробное описание плиоценовых отложений приводится в геологическом очерке. Продуктивная свита мощностью 20—25 м перекрывается мощной толщей (до 400 м) конгломерато-брекчий. Она обнажается на двух участках: в ущелье р. Мюльк, в местности Хавот и в 0,5 км к северу—на правом склоне р. Мегригет, в местности Кетюкльк.

С. А. Тараян высказывает предположение, что оба участка под толщей конгломерато-брекчий соединяются друг с другом.

На участке Хавот продуктивная толща обнажается по простиранию на 1 км. Здесь разведочными работами вскрыты 6 пластов углистых сланцев (горючих сланцев по Тараяну) и два пласта бурого угля, которые прослаиваются с пластами и пропластками песчаников, известковистых песчаников, глинистых известняков и глин. Пласты бурого угля занимают верхнюю часть продуктивной толщи.

Мощность пластов углистых сланцев колеблется в пределах 0,15—3,25 м и достигает суммарно для всех пластов до 6,5 м. По простиранию прослеживаются они на 500—600 м.

Пласты бурого угля менее мощны и не превышают 0,5—0,6 м.

На участке Кетюкльк вскрыты 4 пласта углистых сланцев и один пласт бурого угля.

Как и вся продуктивная толща, горючие сланцы и бурые угли Нор Ареевика озерного происхождения; они образовались, по данным С. А. Тараяна, из древесной массы, принесенной в озеро реками (аллохтонное происхождение).

Качественные показатели углистых сланцев невысокие: теплотворная способность на абсолютно сухое вещество равна в среднем 1500 кал., удельный вес—1,9. Сухая перегонка дала 5—6% выхода сырой сланцевой смолы, 10—12% подсмольной и общей воды, при содержании золы 70—75%.

Бурые угли дали относительно неплохие показатели: теплотворная способность 6000—6300 кал., зольность—13—20%, содержание серы—3,5—6,0%.

По итогам предварительной разведки С. А. Тараян определил для участка Хавот запасы углистых сланцев в 500 тыс. тонн, а бурого угля—22 тыс. тонн. Общие запасы полезного ископаемого всего месторождения оцениваются С. А. Тараяном в 3 млн. тонн.

Учитывая ограниченность запасов и невысокое качество, углистые сланцы и бурые угли Норареевского месторождения могут быть использованы только для нужд районной промышленности.

\* \* \*

Как видно из приведенных данных о полезных ископаемых, в описываемом районе развиты контактово-метасоматические и преобладающие, весьма богато представленные, гидротермальные рудные месторождения. Пегматитовые образования и месторождения осадочного происхождения имеют ограниченное развитие.

Мощные постмагматические процессы, обусловившие интенсивную минерализацию пород и образование многочисленных рудных месторождений района, генетически связаны со сложным Конгуро-Алангезским плутоном гранитоидов и, вероятнее всего, с более молодой фазой интрузивной деятельности района, представленной наиболее кислой, а следовательно, и богатой летучими составными частями интрузией порфировидных гранитов и гранодиоритов.

Гидротермальные рудные месторождения территориально приурочены, главным образом, к интрузивным породам, не встречаются также и в контактово-измененных породах и в вулканогенно-осадочной толще.

Оруденение локализуется преимущественно в периферической части интрузивного массива (Парагачай, Маданидзор, Аткиз), а также вдоль зон крупных региональных разрывных нарушений и сопряженных с ними разломов северо-восточного и северо-западного простираний, часто выполненных дайками гранодиорит-порфиров, альбитофиров и другими жильными породами дорудного возраста (Каджаран, Джиндара, Личк, Мисльк и др.). Кроме того, наблюдается территориальная связь минерализации с контактами отдельных интрузий плутона (Капуйтлич, Капутджух, Капланчай).

В расположении различных рудных месторождений района, как и отдельных металлов в пределах одного и того же месторождения, обнаруживается часто отчетливая первичная зональность, выраженная в том, что ближе к центру интрузивного массива вообще и к интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов, в частности, расположены преимущественно молибденовые и медно-молибденовые, в периферии интрузивного массива медно-молибденовые, медные и полиметаллические, а еще дальше, уже в вулканогенно-осадочной толще, медные и свинцово-цинковые месторождения.

Контактово-метасоматические месторождения приурочены к зоне контакта вулканогенно-осадочной толщи с интрузивным массивом.

Для металлогении района типичными являются **медь** и **молибден**, но наряду с ними широко распространено и **железо**, в виде магнетита, гематита и пирита. **Свинец, цинк и вольфрам** имеют подчиненное значение. Небольшое распространение имеют **мышьяк** и **серебро**. Кроме них, в рудах района встречаются **висмут, золото, олово и рений**.

Интересны процессы концентрации алюминия в виде минерала андалузита, обусловленные, вероятно, местной миграцией этого металла в связи с контактово-метасоматическими процессами.

## VII. ГЛАВНЕЙШИЕ ВЫВОДЫ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРЕДЛОЖЕНИЯ

### ГЛАВНЕЙШИЕ НАУЧНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Вулканогенные породы прорваны мощной интрузией гранитоидов, слагающих большую часть южной половины Зангезурского хребта. Возраст интрузии определяется тем, что она прорывает средний эоцен и не изменяет отложения плиоцена. В пределах Нахичеванской АССР сходные гранитоиды прорывают отложения олигоцена.

2. Конгуро-Алангезский интрузивный массив представляет собой сложный плутон, в котором устанавливается несколько последовательных фаз интрузивной деятельности, связанных с процессом дифференциации в едином магматическом очаге.

Непосредственно в пределах описываемого района намечаются три главные последовательные фазы интрузивной деятельности. Первая фаза представлена преимущественно монцонитами, подчиненными им кварцевыми монцонитами, диоритами, сиенитами, сиенито-диоритами и шлировыми выделениями гранодиоритов и габбро. Вторая фаза характеризуется более постоянным составом и представлена, главным образом, банатитами, с небольшими отклонениями состава в сторону гранодиоритов и сиенито-диоритов. Третья—самая молодая фаза интрузивной деятельности района—представлена порфиroidными гранитами и гранодиоритами с подчиненными адамеллитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами.

Особое место занимают нораревикские гранитоиды (гранодиориты, граниты, банатиты, сиенито-диориты, кварцевые диориты), возрастное взаимоотношение которых с другими интрузиями еще не выяснено; не исключена возможность, что эти гранитоиды принадлежат к отдельной, самостоятельной фазе Конгуро-Алангезского плутона.

3. Последними проявлениями интрузивной деятельности являются многочисленные дайки гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, диорит-порфиров и альбитофиров, а также более редкие жилы лампрофиров, аплитов и пегматитов, приуроченных преимущественно к области контактов отдельных интрузий, друг с другом, зонам крупных тектонических нарушений, а также к контактам плутона с вмещающими вулканогенно-осадочными породами.

Особую группу составляют штокообразные тела и дайки интрузивных дацитов и липаритов, которые образовались значительно позже формирования гидротермальных рудных месторождений, тогда как перечисленные выше жильные образования дорудного возраста и сыграли определенную роль в процессах локализации медно-молибденовых и полиметаллических месторождений района.

4. Породы главных фаз образуют друг с другом интрузивные контакты. Переход между разновидностями гранитоидов в пределах одной и той же фазы постепенный. Для банатитов характерно постепенное повышение основности по направлению к контакту с породами вулканогенной толщи вплоть до диоритов, габбро-диоритов и габбро.

5. Сопоставление гранитоидов всех трех главных фаз интрузивной деятельности района показывает, что кислотность пород повышается от более древних к молодым, причем характерной деталью является уменьшение угла оптических осей аноклаза при переходе от более древних к молодым гранитоидам. В то же время породы всех трех фаз имеют ряд общих черт: калинатровый полевой шпат—всегда аноклаз; плагиоклаз часто отчетливо зонален; цветные и второстепенные минералы одни и те же.

6. В контакте интрузии с вулканогенно-осадочной толщей образовался сплошной ореол контактовых роговиков разнообразного минералогического состава. За счет пород вулканогенно-осадочной толщи, в которой преобладают порфириды, возникли, главным образом, серицито-кварцевые, кварц-серицито-андалузитовые, биотито-рогообманково-эпидотовые, кварц-серицито-полевошпатовые и другие роговики. Скарны, мраморизованные известняки и другие виды контактовых пород играют подчиненную роль.

Процессы эндоконтактового метаморфизма выражены значительно слабее и преследуются в амфиболитизации и эпидотизации интрузивных пород, и лишь в более редких случаях, в интенсивном окварцевании, вплоть до образования серицито-кварцевых и полевошпато-серицито-кварцевых роговиков со значительным содержанием силлиманита.

7. Изучение минералогического состава роговиков показывает, что в ряде мест наряду с термальным (нормальным) контактовым метаморфизмом имели место процессы контактового метасоматоза. Особенно характерен в этом отношении участок в верховьях р. Парагачай, где развита мощная зона контактово-метасоматических, серицито-кварцевых и кварц-серицито-андалузитовых роговиков.

8. Среди кварц-серицито-андалузитовых роговиков Парагачая выделяются отдельные обогащенные андалузитом участки, в которых содержание этого минерала колеблется в пределах от 30 до 80%. В андалузитовых породах установлены: андалузит, кварц, серицит, мусковит, силлиманит, рутил, пирит, калиевый полевой шпат, диаспор, корунд, гематит, лазулит, циркон и биотит.

Характерно, что богатые андалузитом породы более крупнозернисты и, кроме того, почти исключительно в них развиты такие минералы, как диаспор, корунд, мусковит, лазулит, калиевый полевой шпат и рутил. Образование андалузитовых роговиков связано с постмагматическими эксгаляциями Конгуро-Алангезского плутона (возможно, только интрузии банатитов), вызвавшими концентрацию  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и  $TiO_2$  и удаление  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $MgO$  и  $MnO$ .

9. Постмагматические процессы и связанные с ними эксгаляции, вызвавшие образование серицито-кварцево-андалузитовых пород, имели место до формирования жильных пород района. Кроме того, эти процессы по своему общему характеру резко отличались от более поздних гидротермальных процессов (и растворов), действовавших после внедрения жильных порфиров и образовавших рудные месторождения района.

10. Тектоника центральной части Зангезурского хребта характеризуется крупной антиклинальной складкой северо-западного простирания, а также многочисленными разломами, главным образом северо-западного и северо-восточного простираний. Этими разломами определяется направление интрузивных жил. Кроме того, разломы имели и контролирующее значение для минерализации района. Особо выделяется крупный региональный Дебаклинский разлом (надвиг ?) северо-западного простирания, который прослеживается более чем на 40 км, от Каджаранского

до Агаракского медно-молибденовых месторождений и дальше. В значительной части своего протяжения эта зона разломов проходит по контакту интрузий монцонитов и порфириовидных гранодиоритов и имеет важное, контролирующее значение в образовании гидротермальных, в частности медно-молибденовых месторождений как описываемого района, так и всего восточного склона Зангезурского хребта (Каджаран, Агарак, Джиндара и др.).

11. Центральная часть Зангезурского хребта довольно богата месторождениями полезных ископаемых различного генетического типа и вещественного состава.

Здесь встречаются контактово-метасоматические, пегматитовые, гидротермальные, а также осадочные месторождения. Наиболее важными среди них как по количеству, так и по размерам и экономическому значению являются месторождения гидротермального происхождения.

12. Контакттово-метасоматическая группа немногочисленна и представлена месторождениями андалузита и силлиманита, связанными с вторичными кварцитами (Парагачай, Урумыс), железорудными месторождениями, приуроченными к скарновым образованиям (Гярдани) и мраморизованными известняками. Скарны, кроме значительных залежей магнетита, содержат в небольших количествах халькопирит, молибденит и шеелит (Гехи). Все контактово-метасоматические месторождения и проявления приурочены к контактовой зоне, окаймляющей сплошной полосой интрузивный массив и образовавшейся за счет метаморфизма пород вулканогенно-осадочной толщи под действием магмы Конгуро-Алангезского плутона.

13. Пегматитовые месторождения имеют ограниченное развитие. Они представлены небольшими штокообразными и жиллообразными скоплениями полевого шпата и кварца, приуроченных к различным интрузивным породам. Пегматитовые образования содержат в небольших количествах колумбит, биотит, молибденит, халькопирит и др. Практическую ценность пегматитовые образования могут представить с точки зрения использования полевого шпата для керамической промышленности, а также возможного нахождения пьезокварца.

14. Месторождения осадочного происхождения, не связанные генетически с деятельностью Конгуро-Алангезского плутона, представлены в описываемом районе в единственном числе—Нораревикским месторождением углистых сланцев и бурого угля, по своим небольшим запасам имеющем лишь местное значение.

15. Как было отмечено, гидротермальные рудные месторождения представлены в районе весьма богато. Резко преобладают среди них комплексные медно-молибденовые месторождения (Каджаран, Джиндара, Личк, Парагачай, Маданидзор, Капланчай и др.). Имеются отдельные преимущественно медные (Шакар-дара) и молибденовые (Урумыс), а также полиметаллические месторождения, свинцово-цинковые с медью, редко молибденом и мышьяком (Аткыз, Катнарат, Пирзами).

По характеру оруденения все гидротермальные месторождения разделяются на две группы:

а) **штокверково-вкрапленного** (рассеянного) типа (с отдельными крупными кварцево-рудными жилами), объединяющие преимущественно комплексные медно-молибденовые и наиболее крупные месторождения (Каджаран, Джиндара и др.);

б) **жилные месторождения**, представленные как комплексными медно-молибденовыми, так и полиметаллическими.

16. Гидротермальные рудные месторождения пространственно связаны, в подавляющем своем большинстве, с интрузивным массивом, но они встречаются также в зоне контактово-измененных пород и в вулканогенно-осадочной толще.

Оруденение локализуется преимущественно в периферической части интрузивного массива (Аткыз, Парагачай, Маданидзор), а также вдоль зон крупных региональных разрывных нарушений и сопряженных с ними разломов, большей частью выполненных жилными порфирами (Каджаран, Джиндара, Личк, Мюльк и др.). Кроме того, наблюдается территориальная связь минерализации с контактами отдельных интрузий плутона друг с другом (Капуйтлич, Капутджух, Капланчай).

17. Мощные поствулканические процессы, обусловившие интенсивную минерализацию пород и образование медно-молибденовых и полиметаллических месторождений, генетически связаны со сложным Конгуро-Алангезским плутоном гранитоидов и, вероятнее всего, с более молодой фазой интрузивной деятельности района—интрузией порфиридных гранитов и гранодиоритов.

18. В расположении различных гидротермальных рудных месторождений района, как и отдельных металлов в пределах одного и того же месторождения, нередко обнаруживается отчетливая зональность, выраженная в том, что ближе к центру интрузивного массива вообще и к интрузии порфиридных гранит-гранодиоритов, в частности, расположены преимущественно молибденовые и медно-молибденовые, в периферии интрузивного массива—медно-молибденовые, медные и полиметаллические, а еще дальше—в вулканогенно-осадочной толще—медные и свинцово-цинковые месторождения.

19. Концентрации промышленного штокверково-вкрапленного оруденения способствовало наличие участков дробления интрузивных пород, приуроченных к крупным трещинам, по которым вначале внедрялись дайки порфиров, а вслед за ними поднимались из глубин магматического очага рудоносные растворы.

Роль даек порфиров и отдельных крупных трещин (свободных от жильных пород) в качестве структурного контроля оруденения подтверждается наличием вытянутых вдоль них рудных зон, а также образованием в местах их пересечения рудных узлов (Каджаран, Джиндара).

20. Отложение медно-молибденовых руд сопровождалось гидротермальным изменением рудовмещающих пород—окварцеванием, серицитизацией, каолинизацией, хлоритизацией и др. Как общее правило, чем интенсивнее изменены породы, тем богаче содержание металлов.

Главными первичными рудными минералами являются пирит, халькопирит и молибденит, второстепенными—борнит, люцонит, сфалерит, галенит, магнетит, гематит; реже встречаются арсенопирит, пирротин, аргентит, самородное золото.

Медно-молибденовые месторождения формировались в условиях высоких и средних температур.

Главными металлами, извлекаемыми из руд, являются медь и молибден. Из получаемых при селективной флотации комплексных руд медных концентратов можно извлекать золото и серебро, а из молибденовых—рений.

21. Каджаранское медно-молибденовое месторождение, крупнейшее в Союзе ССР по запасам молибдена и самое крупное в Армянской ССР по запасам меди, как и многие из месторождений восточного склона Зангезурского хребта, контролируется Дебаклинской зоной крупных разломов.

Тектоническая зона проходит здесь по контакту интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов с монцонитами.

Оруденение приурочено к зоне дробления монцонитов, пронизанной многочисленными дайками гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров и альбитофиров (жильные порфиры) дорудного возраста. Оно представлено, главным образом, штокверково-вкрапленным типом. Рудовмещающими породами являются гидротермально измененные монцониты, пронизанные многочисленными тонкими рудными прожилками в сопровождении вкрапленности халькопирита, пирита и молибденита.

Изменение монцонитов выражается в окварцевании, серицитизации, каолинизации, хлоритизации, образовании калиевого полевого шпата, карбонатизации.

Штокверково-вкрапленное оруденение образует вдоль даек гранитоид-порфиров и крупных кварцево-рудных жил зоны мощностью от 3—5 до 20—25 м. По мере удаления от даек либо кварцево-рудных жил степень метаморфизма пород и интенсивность оруденения постепенно падают.

На главном, Центральном участке месторождения, где контролирующее оруденение структуры (дайки и крупные трещины) имеют большое развитие и расположены на близком расстоянии, сопровождающие их рудные зоны, сливаясь друг с другом, образуют одно сплошное рудное поле.

Контролирующее оруденение гидротермально измененные жильные порфиры сами безрудны или же минерализованы в слабой степени.

Из первичных рудных минералов встречаются халькопирит, пирит, молибденит, гематит, сфалерит, галенит, магнетит, борнит, люцонит, аргентит и висмутин.

К числу вторичных рудных минералов относятся: лимонит, малахит, ковеллит, азурит, тенорит, борнит, куприт, халькозин, ферримолибдит, повеллит, брошантит, хризоколл, церуссит, смитсонит, каламин и самородная медь.

Процессы окисления выражены интенсивно, а вторичного сульфидного обогащения—слабо.

Обладая рядом структурных и минералогических особенностей, Каджаранское месторождение имеет много общего с Агаракским, Джиндаринским, Дастакертским, Коунрадским и северо-американскими медными и медно-молибденовыми порфиоровыми месторождениями.

22. Таким образом, для металлогении района типичными являются медь и молибден. Наряду с ними широко распространено и железо в виде магнетита, гематита и пирита. Свинец, цинк и вольфрам играют подчиненную роль. Небольшое распространение имеют мышьяк и серебро. Кроме них, в рудах района встречаются висмут, золото и олово. Руды Каджаранского месторождения содержат рений.

Интересны процессы концентрации алюминия в виде минерала андалузита, обусловленные, вероятно, в основном, местной миграцией металла в связи с контактово-метасоматическими процессами.

## ГЛАВНЕЙШИЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

**Поисковые критерии.** На основе общих закономерностей процессов, приведших к образованию рудных, преимущественно медно-молибденовых месторождений района, определяются следующие главные поисковые критерии для всей области Зангезурского хребта:

1. Появление гранитоидных интрузий третичного возраста, с которыми связано оруденение генетически и территориально.

2. Зоны региональных дорудных разломов, сопряженные с ними крупные трещины и участки интенсивного дробления пород. При этом нужно учесть, что крупные региональные разломы служили, как правило, рудоподводящими каналами, по которым рудоносные растворы поднимались из глубинного магматического очага в верхние части земной коры, а сопряженные с ними крупные трещины и зоны дробления выполняли роль рудораспределяющих и рудовмещающих структур.

3. Контакты интрузивных пород отдельных фаз внедрения, как и контакты интрузивного массива с вмещающими породами вулканогенно-осадочной толщи, к которым часто приурочиваются также и зоны региональных разломов и крупных трещин.

4. Дайки порфиров, реже лампрофиров и аплитов, которые выполняют трещины разломов преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания. Здесь имеет место тот же структурный контроль оруденения. Однако дополнительным положительным фактором для рудоотложения является то обстоятельство, что в результате повторных тектонических передвижек, имевших место после формирования даек, в зальбандах последних возникают линейно вытянутые зоны дробленных пород, представляющие весьма благоприятное место для концентрации руд (Каджаран, Джиндара).

5. Наличие гидротермально-измененных пород. Оруденение тесно связано с гидротермальным изменением пород, которое выражается в

окварцевании (вплоть до образования вторичного кварцита), в серицитизации, карбонатизации, каолинизации, хлоритизации и пиритизации. Измененные таким путем породы приобретают более светлые оттенки и издали бросаются в глаза исследователю.

6. Наличие марашистых (заохренных) зон, образующихся в результате окисления пирита и халькопирита; сопровождаются они обычно медной зеленью, окрашивающей породы в зеленый цвет.

Поисковым признаком на молибден служит присутствие в зоне окисления канареечно-желтого ферримолибдита и серо-желтого повеллита.

7. Геоморфологический признак также следует широко использовать. Как было отмечено, медно-молибденовое оруденение часто приурочивается к окварцованным дайкам порфиров и мощным кварцевым жилам, которые, будучи более устойчивы к разрушению, чем окружающие породы, образуют линейно вытянутые положительные формы микрорельефа.

8. Для месторождений контактово-метасоматического происхождения поисковыми критериями служит наличие вторичных кварцитов, скарнов и различных роговиков контактового ореола.

**Оценочные критерии** при поисковых работах. При оценке выходов рудных месторождений района следует учесть, что:

а) Наиболее перспективным для всего Конгуро-Алангезского интрузивного массива является штокверково-вкрапленный тип оруденения, тогда как жильный тип имеет подчиненное значение.

Для интенсивности оруденения штокверково-вкрапленного типа большое значение имеют степень раздробленности и в некоторой степени химико-минералогический состав пород. Породы умеренно-кислые (монциты, гранодиориты, кварцевые диориты) создают для минерализации более благоприятные условия, чем кислые порфировидные граниты и жильные порфиры. Это следует объяснить повышенным количеством цветных минералов в породах первой группы, которые замещаются сульфидами легче, чем кварц и полевые шпаты. Определенное значение должна иметь также меньшая раздробленность более молодых порфировидных гранитов и жильных порфиров, чем пород более древних фаз интрузивной деятельности.

б) В зоне окисления медно-молибденовых руд содержание молибдена обычно ниже, чем на более глубоких горизонтах—в зоне первичных руд, что объясняется выщелачиванием этого металла.

в) Интенсивность минерализации находится обычно в прямой зависимости от степени гидротермального изменения пород: чем выше степень изменения рудовмещающих пород, тем интенсивнее оруденение.

**Первоочередные задачи поисковых и разведочных работ.** Весь Конгуро-Алангезский интрузивный массив и широкая зона вмещающих pluton вулканогенно-осадочных пород перспективны на комплексные медно-молибденовые, медные, полиметаллические, а также контактово-метасоматические месторождения.

Тем не менее в пределах описываемого района выделяются следующие наиболее перспективные участки для первоочередных поисково-разведочных работ:

1. Широкая зона вдоль Дебаклинского разлома как в пределах описываемого района, так и за его пределами, до Агаракского месторождения и государственной границы СССР на р. Аракс.

2. Зона вдоль контакта интрузии порфировидных гранитов с банатитами и монцонитами водораздельного участка. Она проходит в меридиональном направлении, в самой высокогорной части района, от вершины Капутджух до г. Шек и дальше на юг, захватывая оба склона Зангезурского хребта.

3. Широкая зона, охватывающая всю периферическую часть интрузивного массива, полосу контактово-измененных пород и следующих за ними пород вулканогенно-осадочной толщи.

4. Поиски андалузитовых, железорудных и других контактово-метасматических месторождений должны производиться в пределах окаймляющей интрузивный массив зоны развития контактовых пород. Особенно тщательно должны быть проверены участки, сложенные вторичными кварцитами и скарновыми породами.

**Разведочные работы** должны быть направлены:

а) На Каджаранском месторождении на изучение глубоких горизонтов Центрального участка, а также на разведку Давачи-Каджаранской рудной зоны, которая изучена совершенно недостаточно. Здесь целесообразно задать ряд скважин для пересечения рудных зон на больших глубинах.

б) Джиндаринское месторождение также нуждается в детальной разведке в обе стороны от главного разлома. Объектами предварительного изучения должны быть все известные месторождения верховьев р. Мегригет.

в) Атказское свинцово-цинковое месторождение заброшено необоснованно. В условиях начавшейся эксплуатации соседнего Каджаранского месторождения и большого спроса на свинец становится необходимым детальное изучение структуры Атказского месторождения и возобновление разведочных работ.

г) На западном склоне Зангезурского хребта наряду с разведкой кварцеворудных жил верховьев р. Парагачай необходимо произвести детальное изучение Маданидзорского медно-молибденового месторождения и рудопроявлений в верховьях р. Пазмарачай.

\* \* \*

Центральная часть Зангезурского хребта содержит в своих недрах много ценных полезных ископаемых. Самоотверженным трудом советских геологов за последние годы ряд месторождений успешно разведан и сдан в эксплуатацию (Каджаран, Парагачай).

Однако благоприятное геологическое строение района, наличие многочисленных месторождений и рудопроявлений, изученных слабо или вовсе не исследованных, настоятельно требуют проведения дальнейших поисково-разведочных и исследовательских работ для вскрытия новых минеральных богатств и использования их в целях дальнейшего развития народного хозяйства нашей страны.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абих Г.*—Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Извл. Д. М. Маркова, Зап.-Кавк. отд. Русского географич. об-ва, 1893, т. VIII.
2. *Адамян А. И.*—Об аномоклазах Мегринского плутона, Доклады АН СССР, 1949, № 2.
3. *Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н.*—Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород, Изв. АН СССР, 1947, № 6.
4. *Белянкин Д. С.*—К определению понятия и к практике аномоклазов, Изв. АН СССР, серия геологическая, № 2, 1937.
5. *Белянкин Д. С., Еремеев В. П. и Петров В. П.*—Новые данные по неинтрузиям в бассейне реки Уруха. Тр. ИГЕН, вып. 1у, 1938.
6. *Белянкин Д. С.*—К вопросу о неинтрузиях Ц. Кавказа. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 2, 1939.
7. *Березин Е. С.*—Сисимаданское месторождение андалузита в ССР Армении, „Разведка недр“, № 22, 1936.
8. *Гинзбург А. С.*—Петрография республики Армении, изд. АН СССР, 1931.
9. *Замятин и Чирков И. Н.*—Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение в Армянской ССР, „Цветные металлы“, 1937.
10. *Конюшевский Л. К.*—Отчет о геологических исследованиях медных руд в Зангезурском уезде Елизаветопольской губернии. Мат. для геологии Кавказа. серия III, кн. 10, 1911.
11. *Коншин А.*—Отчет об исследовании медных месторождений Зангезурского уезда, Мат. для геологии Кавказа, серия II, кн. 4, 1890.
12. *Котляр В. Н.*—Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении, Матер. по общ. и прикл. геологии, вып. 136, 1930.
13. *Лодочников В. Н.*—Микроскопический исследования пород из района между Дари-Дагом и западной частью западного Карабахского хребта, Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 24, 1925.
14. *Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. и Мовсесян С. А.*—Медно-молибденовая провинция Армянской ССР, изд. АН Армянской ССР, 1950.
15. *Мкртчян С. С.*—Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР, изд. АН Арм. ССР, 1948, Ереван.
16. *Мовсесян С. А.*—Парагачайское месторождение андалузита, Изв. Акад. наук СССР. серия геологическая, № 6, 1939.
17. *Мовсесян С. А.* Пирдоуданское (Каджаранское) медно-молибденовое месторождение, изд. Арм. Фил. Акад. наук СССР, 1941, Ереван.
18. *Мовсесян С. А.*—Молибден (сборник „Минеральные ресурсы Армянской ССР“, изд. Акад. наук Арм. ССР, 1945, Ереван).
19. *Наковник Н. И.*—Вторичные кварциты и их руды, Труды УНИГРИ, вып. 58, 1936.
20. *Наковник Н. И.*—Вторичные кварциты и их минеральные фазы, генезис и практическое значение, Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1947.
21. *Освальд Ф. Ф.*—К истории тектонического развития Армянского нагорья, Зап. Кавк. отд. Русского географ. об-ва, кн. XXXIX, вып. 2, 1916, Тифлис.
22. *Паффенгольц К. Н.*—Кедабек. Геол. очерк Кедабекского месторождения медных руд в Аз. ССР, Труды ВГРО, вып. 218, 1932.
23. *Саркисян С. Г.*—К геологии и петрографии Ордубадского района Нахичеванской АССР, Труды АзФАН'а, т. XVI, 1936.
24. *Соловкин А. Н.*—Интрузивные циклы Азербайджанской ССР, АзФАН, 1939.
25. *Цулукидзе, Архипов и Халатов*—Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда и части Зангезурского уезда, Мат. для геол. Кавказа. сер. I, кн. 2, 1869.
26. *Янишевский Е. М.*—Молибденоносность вкрапленных медных руд Коунрадского месторождения, „Сов. геол.“, т. IX, 1939, № 10—11.

ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳԻՏԱԿԱՆ ԵԶՐԱԿԱՅՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ

Ա մ փ ո փ ու մ

1. Սույն աշխատութիւնում նկարագրվում է Փոքր Կովկասի բարձրացումների ու բեկման խոշոր զոնաներին և Ալպիական ծալքավորութեան մարզին պատկանող Զանգեզուրի (Կոնգուր-Ալանդոզի) լեռնաշղթայի կենտրոնական մասը:

2. Այդ մարզի գեոլոգիական կառուցվածքում մասնակցում են զանազան հրաբխածին և նստվածքային ապարներ, սկսած քեմբրի-մինչքեմբրից մինչև չորրորդական գոյացումները ներառյալ:

Նկարագրվող շրջանում և Զանգեզուրի հարակից մասերում տարածված են պալեոզոյի ինտենսիվ ծալքավորված ապարներ, տրանսգրեսիվ և աններգաշնակ ծածկված պալեոգենի նստվածքներով:

Այդ նստվածքները ներկայացված են հրաբխածին-նստվածքային հզոր շերտախմբով և կազմում են հյուսիս-արևմտյան տարածում ունեցող խոշոր անտիկլինային ծալք: Նրանց մեջ գերակշռում են պլագիոկլազային, կղջրաքարային (հորնրլենդային) և սիլիկատային պորֆիրիտները: Տուֆերը, տուֆոթրեկչիաները, ինչպես նաև կրաքարերի ենթաշերտերն ունեն երկրորդական դեր: Այդ շերտախմբի հասակը Զանգեզուրի լեռնաշղթայի արևմտյան լանջում ֆաունայով որոշված է որպես միջին էոցեն:

Զանգեզուրի լեռնաշղթայի արևելյան լանջում տարածված հրաբխածին-նստվածքային ապարները, որոնք ներկայացված են նույնպես տուֆերի և տուֆոթրեկչիաների ենթաշերտեր պարունակող պորֆիրիտներով, Ս. Ս. Մկրտչյանը վերագրում է վերին պալեոզոյին (կարոնին?):

Սահմանափակ դարգացում ունեն պլիոցենի նստվածքները, որոնք տրանսգրեսիվ կերպով տեղադրված են ինտրուզիվ զանգվածի լվացված մակերեսի վրա և ներկայացված են Թաթային թերթաքարերի ու գորշ անուխի ենթաշերտեր պարունակող ավազա-կավային գոյացումներով:

3. Հրաբխածին նստվածքները ձեղքված են գրանիտոիդների հզոր ինտրուզիայով, որը կազմում է Զանգեզուրի լեռնաշղթայի հարավային կեսի մեծ մասը: Ինտրուզիայի հասակը որոշվում է նրանով, որ նա ձեղքում է միջին էոցենը և չի փոփոխում պլիոցենի նստվածքները: Նախիջևանի ԱՍՍՌ սահմաններում նման գրանիտոիդները ձեղքում են օլիգոցենի նստվածքները:

4. Կոնգուր-Ալանդոզի ինտրուզիվ զանգվածը իրենից ներկայացնում է մի բարդ պլուտոն, որում հաստատվում են ինտրուզիվ գործունեութեան մի քանի հաջորդական ֆազեր, կապված միասնական մագմատիկ օջախում կատարված գիֆերենցիացիայի պրոցեսի հետ:

Նկարագրվող շրջանի անմիջական սահմաններում նշվում է ինտրուզիվ գործունեութեան երեք գլխավոր ֆազ: Առաջին ֆազը ներկայացված է առավելապես մոնցոնիտներով, նրանց ենթակա կվարցային մոնցոնիտներով, գիորիտներով, սիենիտներով, սիենիտ-գիորիտներով, գրանոգիորիտների և գարբրոնների շիբրային անջատումներով: Երկրորդ ֆազը բնորոշվում է ավելի հաստատուն կազմութեամբ և ներկայացված է գլխա-

վորապես, բանատիրաներով, կազմության որոշ շեղումներով գեպի գրանո-  
գիրտիտները և սիենիտ-գիրտիտները: Երրորդ շրջանի ինտրուզիվ գոր-  
ծունեության ամենաերիտասարդ ֆազը ներկայացված է պորֆիրանման  
գրանիտներով և գրանոգիրտիտներով, նրանց ենթակա ազամելլիտներով,  
կլարցային սիենիտներով և սիենիտներով:

Հատուկ տեղ են գրավում նոր-Արևիկի գրանիտոիդները (գրանոգիր-  
տիտները, գրանիտները, բանատիրաները, սիենիտ-գիրտիտները, կլարցա-  
յին գիրտիտները), որոնց հասակային փոխհարաբերությունը մյուս ինտ-  
րուզիտների հետ դեռ չի պարզված. չի բացառված այն հնարավորու-  
թյունը, որ նրանք պատկանում են Կոնգուր-Ալանգյոզի պլուտոնի առան-  
ձին, ինքնուրույն ֆազին:

5. Ինտրուզիվ գործունեության վերջին արտահայտություններն են  
գրանոգիրտ-պորֆիրների, սիենիտ-պորֆիրների, գիրտ-պորֆիրների և  
ալբիտոֆիրների բազմաթիվ դայկաները, ինչպես նաև լամպրոֆիրների,  
ապլիտների և պեգմատիտների ավելի հազվադեպ երակները, որոնք հա-  
րում են առավելապես առանձին ինտրուզիտների միմյանց հետ ունեցած  
կոնտակտների մարզին, խոշոր տեկտոնական խախտումների զոնաներին,  
ինչպես նաև պլուտոնի և պարունակող հրաբխածին-նստվածքային ապար-  
ների կոնտակտներին:

Հատուկ խումբ են կազմում ինտրուզիվ դացիտների և լիպարիտների  
շտոկանման մարմինները և դայկաները, որոնք առաջացել են հիգրոթեր-  
մալ մետաղային հանքավայրերի ձևավորումից զգալիորեն ուշ, մինչդեռ  
վերը թվարկած մինչհանքային երակային առաջացումները շրջանի պղինձ-  
մոլիբդենային և բազմամետաղ հանքավայրերի տեղայնացման պրոցեսնե-  
րում խաղացել են որոշակի դեր:

6. Գլխավոր ֆազերի ապարները միմյանց հետ կազմում են ինտրու-  
զիվ կոնտակտներ: Միևնույն ֆազի սահմաններում գրանիտոիդների տար-  
բերակների միջև գոյություն ունի աստիճանական փոխանցում: Բանա-  
տիրաների համար բնորոշ է հիմքայնության աստիճանական բարձրացում  
գեպի հրաբխածին հաստվածքի ապարների կոնտակտը ընդհուպ մինչև  
գիրտիտները, գաբբրո-գիրտիտները և գաբբրոնները:

7. Շրջանի ինտրուզիվ գործունեության բոլոր երեք գլխավոր ֆազերի  
գրանիտոիդների զուգագրումը ցույց է տալիս, որ ապարների թթվայ-  
նությունը բարձրանում է ավելի հներից դեպի երիտասարդները, ընդ որում,  
բնորոշ մանրամասնիկ է հանդիսանում անօրթոկլազի օպտիկական առանցք-  
ների անկյան փոքրացումը ավելի հին գրանիտոիդներից դեպի երիտա-  
սարդները փոխանցման դեպքում: Դրա հետ միասին բոլոր երեք ֆազերի  
ապարներն ունեն մի շարք ընդհանուր գծեր. կալինատրիումային  
շպատը միշտ անօրթոկլազ է, պլագիոկլազը հաճախ պարզորոշ զոնալ է,  
գունավոր և երկրորդական միներալները միևնույնն են:

8. Առանձին ֆազերի ինտրուզիվ մարմինները, այնպես, ինչպես  
պլուտոնն ամբողջությամբ, ունեն հյուսիս-արևմտյան և միջօրեականի  
ուղղությամբ խիստ կերպով ձգված շտոկանման ձևեր: Ֆլյուելիզալ տեքստու-  
րան համարյա միշտ հետևում է ինտրուզիվ մարմինների երկար առանց-  
քին և հատկապես պարզորոշ կերպով արտահայտված է կոնտակտների մոտ:

9. Կոնգուր-Ալանգյոզի ինտրուզիվ զանգվածն իր պետրոգրաֆիական կազմով թյամբ գլխավոր ապար կազմող միներալների առանձնահատկություններով, ինչպես նաև բուն պլուտոնի ստրուկտուրայով, շատ նման գծեր ունի Գլխավոր Կովկասյան լեռնաշղթայի և Անդրկովկասի այլ շրջանների երրորդական ինտրուզիաների հետ: Նրան կարելի է համեմատել նաև Կալիֆորնիայի Սիերրա-Նեվադայի գրանիտային զանգվածի և Հյուսիսային Ամերիկայի Ժայռոտ լեռների ինտրուզիաների հետ:

10. Ինտրուզիայի և հրաբխածին-նստվածքային շերտախմբի կոնտակտում առաջացել է զանազան միներալոգիական կազմով թյան կոնտակտային եղջրաքարերի համատարած օրեոլ: Ի հաշիվ հրաբխածին-նստվածքային շերտախմբի ապարների, որոնց մեջ գերակշռում են պորֆիրիտները, առաջացել են գլխավորապես սերիցիտ-կվարցային, կվարց-սերիցիտ-անդալուզիտային, բիտտիտ-հորնբլենդ-էպիդոտային, կվարց-սերիցիտ-գաշտաշպատային և այլ եղջրաքարեր:

Սկարները, մարմարացած կրաքարերը և կոնտակտային ապարները այլ տեսակները ենթակա դեր են կատարում:

Էնդոկոնտակտային մետամորֆիզմի պրոցեսներն արտահայտված են զգալիորեն թույլ և հանդես են գալիս ինտրուզիվ ապարների ամֆիբոլայացմամբ և էպիդոտացմամբ, միայն առավել հազվագյուտ դեպքերում ինտենսիվ կվարցացման մեջ, ընդհուպ մինչև սիլիմանիտի զգալի պարունակություն ունեցող սերիցիտ-կվարցային և գաշտաշպատ-սերիցիտ-կվարցային եղջրաքարերի առաջացումը:

11. Եղջրաքարերի միներալոգիական կազմով թյան ուսումնասիրությունը ցույց է տալիս, որ մի շարք տեղերում, թերմալ (նորմալ) կոնտակտային մետամորֆիզմի հետ միասին, տեղի են ունեցել կոնտակտ-մետասոմատոզի պրոցեսներ: Այդ տեսակետից հատկապես բնորոշ է Պարագաչայ գետի վերին հոսանքներում գտնվող մի տեղամաս, որտեղ զարգացած է կոնտակտ-մետասոմատիկ՝ սերիցիտ-կվարցային և կվարց-սերիցիտ-անդալուզիտային եղջրաքարերի մեծ կարողություն ունեցող զոնան:

12. Պարագաչայի կվարց-սերիցիտ-անդալուզիտային եղջրաքարերի մեջ աչքի են ընկնում անդալուզիտով հարստացած առանձին տեղամասեր, որտեղ այդ միներալի պարունակությունը տատանվում է 30—80 տոկոսի սահմաններում: Անդալուզիտային ապարներում հաստատված են՝ անդալուզիտ, կվարց, սերիցիտ, մոնակովիտ, սիլիմանիտ, ուուտիլ, պիրիտ, կալիումային գաշտային շպատ, գիասպոր, կորունդ, հեմատիտ, լազուլիտ, ցիրկոն և բիտտիտ:

Բնորոշ է, որ անդալուզիտով հարստացած ապարներն ավելի խոշորահատիկ են և, բացի դրանից, նրանց մեջ համարյա բացառապես զարգացած են այնպիսի միներալներ, ինչպիսիք են՝ գիասպորը, կորունդը, մուսկովիտը, լազուլիտը, կալիումային գաշտային շպատը և ուուտիլը: Անդալուզիտային եղջրաքարերի պոաջացումը կապված է Կոնգուր-Ալանգյոզի պլուտոնի (հնաբավոր է միայն բանատիաների ինտրուզիայի), հեմադմատիկ էկսպլոզիաների հետ, որոնք պայմանավորել են  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$  և  $TiO_2$  համակենտրոնացումը և  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $MgO$  և  $MnO$  հետացումը:

13. Հետմագմատիկ պրոցեսները և նրանց հետ կապված էկսգալյացիաները, որոնք առաջացրել են սերիցիտ-կվարց-անդալուզիտային ապարները, տեղի են ունեցել երակային ապարների ձևավորումից առաջ: Բացի դրանից, նրանք իրենց ընդհանուր բնույթով խիստ կերպով տարբերվել են ավելի ուշ հիդրոթերմալ պրոցեսներից (և լուծույթներից), որոնք գործել են երակային պորֆիրների ներդրումից հետո և առաջացրել են շրջանի մետաղային հանքավայրերը:

14. Ջանգեզուրի լեռնաշղթայի կենտրոնական մասի տեկտոնիկան, բացի վերը հիշատակված անտիկլինալ ծալքից, բնորոշվում է նաև բազմաթիվ խոշոր, գլխավորապես հյուսիս-արևմտյան և հյուսիս-արևելյան տարածում ունեցող խախտումներով: Վերջիններով որոշվում է ինտրուզիվ երակների ուղղութունը: Բացի դրանից, նրանք ունեցել են նաև վերահսկող նշանակություն շրջանի հանքայնացման համար: Հատկապես աչքի է ընկնում հյուսիս-արևմտյան տարածում ունեցող Դերակուլի սեգիտնալ խախտումը (վրաշարժ?), որը տարածվում է ավելի քան 40 կմ, Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրից մինչև Ագարակինը և ավելի հեռու: Իր երկարության զգալի մասում խախտումների այդ գոտան անցնում է մոնոցոնիտների և պորֆիրանման գրանոլիորիտների կոնտակտով և ունի կարևոր, վերահսկիչ նշանակություն ինչպես նկարագրվող շրջանի, այնպես էլ Ջանգեզուրի լեռնաշղթայի ամբողջ արևելյան լանջի հիդրոթերմալ, մասնավորապես պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի առաջացման գործում (Քաջարան, Ագարակ, Զինգարա և այլն):

15. Ջանգեզուրի լեռնաշղթայի կենտրոնական մասը բավական հարուստ է տարբեր գենետիկ տիպերի իրային կազմութայն օգտակար հանածոների հանքավայրերով: Այստեղ հանդիպում են կոնտակտ-մետասոմատիկ, պեգմատիտային, հիդրոթերմալ, ինչպես նաև նստվածքային հանքավայրեր: Դրանց մեջ ինչպես քանակով, այնպես էլ իրենց չափերով ու տնտեսական նշանակությամբ ամենակարևորն են հիդրոթերմալ ծագման հանքավայրերը:

16. Կոնտակտ-մեմասոմատիկ խումբը բազմաթիվ չէ և ներկայացված է երկրորդական կվարցիտների հետ կապված անդալուզիտի և սիլիմանիտի հանքավայրերով (Պարագաշայ, Ուրումիս), սկառնային առաջացումներին հարող երկաթաքարի հանքավայրերով (Գյարգանի) և մարմարացած կրաքարերով: Սկառները, բացի մագնետիտի զգալի կուտակումներից, պարունակում են նաև աննշան քանակի խալկոպիրիտ, մոլիբդենիտ և շեելիտ (Գեղի): Բոլոր կոնտակտ-մետասոմատիկ հանքավայրերն ու գրանոլիտները հարում են ինտրուզիվ զանգվածը համատարած գոտով եզրապատող կոնտակտային զոնային, որն առաջացել է Կոնգուր-Ալանգյոզի պլուտոնի մագմայի ազդեցութայն ներքո, ի հաշիվ հրաբխածին-նստվածքային շերտախմբի ապարների մետամորֆիզմի:

17. Պեգմատիտային հանքավայրերն ունեն սահմանափակ զարգացում: Նրանք ներկայացված են տարբեր ինտրուզիվ ապարների հարող դաշտային կվարցի ոչ մեծ քանակութայն շտոկանման և երականման կուտակումներով: Պեգմատիտային առաջացումները պարունակում են ոչ մեծ քանակի կոլումբիտ, բիտոիտ, մոլիբդենիտ, խալկոպիրիտ և այլն: Պեգմատիտային առաջացումները պրակտիկ արժեք կարող են ներկայաց-

նել դաշտային շպատի կերամիկ արդյունաբերութեան մեջ օգտագործելու, ինչպէս նաև պեղզովարցի հնարավոր հայտնաբերման տեսակետից:

18. Կոնգոլը-Ալանգոգի պլուտոնի գործունեութեան հետ գենետիկորեն չկապված նստվածքային ծագման հանքավայրերը, նկարագրվող շրջանում ներկայացված են եզակի թվով ածխային թերթաքարերի և գորշ ածուխի Նոր-Արևիկի հանքավայրերով, որն իր փոքր պաշարներով ունի սոսկ տեղական նշանակութիւն:

19. Հիդրոթերմալ հանքավայրերը, ինչպէս արդեն նշվել է, նկարագրվող շրջանում շատ հարուստ են ներկայացված: Գրանց մեջ խիստ գերակշռում են կոմպլեքսային պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերը (Քաջարան, Զինգարա, Լիճք, Պարագաչայ, Մադանիձոր, Կապլանչայ և այլն): Կան առանձին, առավելապէս պղնձի (Շաքար-գարա) և մոլիբդենի (Ուրու-միս), ինչպէս նաև բազմամետաղ-կապար-ցինկային հանքավայրեր՝ պղնձի, երբեմն՝ մոլիբդենի և մկնդեղի հետ (Ատկիզ, Կաթնառատ, Փիր-զյամի):

Հանքայնացման բնույթով բոլոր հիդրոթերմալ հանքավայրերը բաժանվում են երկու խմբի՝

ա) Շտոկվերկ—ցանավոր (ցրված) տիպի (առանձին խոշոր կվարց-հանքային երակներով), որն ընդգրկում է առավելապէս կոմպլեքսային պղինձ-մոլիբդենային և ամենախոշոր հանքավայրերը (Քաջարան, Զինգարա և այլն):

բ) Երակային, ներկայացված ինչպէս կոմպլեքսային պղինձ-մոլիբդենային, այնպէս էլ բազմամետաղ հանքավայրերով:

20. Հիդրոթերմալ մետաղային հանքավայրերն իրենց տարածվածութեամբ զգալի գերակշռութեամբ կապված են ինտրուզիվ զանգվածի հետ, սակայն նրանք հաճախում են նաև կոնտակտային-փոփոխված ապառնների զոնայում և հրաբխածին-նստվածքային շերտախմբում:

Հանքայնացումը տեղայնացված է առավելապէս ինտրուզիվ զանգվածի եզրային մասում (Ատկիզ, Պարագաչայ, Մադանիձոր), ինչպէս նաև խոշոր ռեզիոնալ խզվածքային խախտումների զոնաների և նրանց հետ հարակցվող խախտումների երկարութեամբ, որոնք մեծ մասամբ լցվել են երակային պորֆիրներով (Քաջարան, Զինգարա, Լիճք, Մյուլք և այլն): Բացի դրանից, դիտվում է հանքայնացման տերիտորիալ կապ պլուտոնի առանձին ինտրուզիաների միմյանց հետ ունեցած կոնտակտների հետ:

21. Ուժեղ հետհրաբխային պրոցեսները, պայմանավորելով ապարների ինտենսիվ հանքայնացումը և պղինձ-մոլիբդենային ու բազմամետաղ հանքավայրերի առաջացումը, գենետիկորեն կապված են զրանիտոիդների Կոնգոլը-Ալանգոգի բարդ պլուտոնի հետ և, ամենից հավանական է, շրջանի ինտրուզիվ գործունեութեան ավելի երիտասարդ ֆազի—պորֆիրանման գրանիտների և գրանոդիորիտների ինտրուզիայի հետ:

22. Շրջանի տարբեր հիդրոթերմալ մետաղային հանքավայրերի, ինչպէս նաև միևնույն հանքավայրերի սահմաններում առանձին մետաղների դասավորութեան մեջ, հաճախ դիտվում է, մասամբ որոշակի, առաջնային զոնալիանութիւն, որն արտահայտվում է նրանում, որ ինտրուզիվ զանգվածի կենտրոնին ավելի մոտ ընդհանրապէս և պորֆիրանման զրանիտ-գրանոդիորիտների ինտրուզիայի մոտ մասնավորապէս, դասավորված են

առավելապես մոլորեցնային և պղինձ-մոլորեցնային հանքավայրերը, ինտրուզիվ զանգվածի ծայրամասերում՝ պղինձ-մոլորեցնային, պղնձի և բազմամետաղ, իսկ ավելի հեռու՝ հրաբխածին-նստվածքային շերտախրամբում՝ պղնձի և կապար-ցինկային հանքավայրերը:

23. Արդյունաբերական շտոկվերկ-ցանային հանքայնացման համակենտրոնացմանը նպաստել է ինտրուզիվ ապարների բեկորատման տեղամասերի առկայությունը, կապված խոշոր ձեղքվածքների հետ, որոնցով սկզբում ներգրվել են պորֆիրների դայկաները, իսկ անմիջապես նրանցից հետո, մագմատիկ օջախի խորքից բարձրացել են հանքաբեր լուծույթները:

Պորֆիրների դայկաների և երակային ապարներից ազատ առանձին խոշոր ձեղքվածքների դերը, որպես հանքայնացման ստրուկտուր վերահսկիչների, հաստատվում է նրանց երկայնքով ձգված հանքային դոտիների առկայությամբ, ինչպես նաև նրանց հատման տեղերում հանքային հանգույցների առաջացմամբ (Քաջարան, Զինդարա):

24. Պղինձ-մոլորեցնային հանքանյութերի նստեցումը ուղեկցվել է հանք պարունակող ապարների հիդրոթերմալ փոփոխումով—կվարցացմամբ, սերիցիտացմամբ, կաոլինացմամբ, քլորիտացմամբ և այլն: Որպես ընդհանուր կանոն, ինչքան ապարներն ավելի ինտենսիվ են փոփոխված, նրանց մեջ մետաղի պարունակությունն այնքան ավելի բարձր է:

Գլխավոր առաջնային հանքային միներալներն են՝ պիրիտը, խալկոպիրիտը և մոլիբդենիտը, երկրորդականները՝ բորնիտը, լյուցոնիտը, սֆալերիտը, գալենիտը, մագնետիտը, հեմատիտը, ավելի հազվադեպ հանդիպում են՝ արսենոպիրիտ, պիրրոտին, արգենտիտ, բնածին պղինձ և ոսկի:

Պղինձ-մոլորեցնային հանքավայրերը ձևավորվել են բարձր և միջին ջերմաստիճանների պայմաններում:

Հանքանյութերից ստացվող գլխավոր մետաղները հանդիսանում են պղինձը և մոլիբդենը: Կոմպլեքսային հանքանյութերի սելեկտիվ ֆլուտացիայի ժամանակ ստացվող պղնձի կոնցենտրատներից կարելի է ստանալ ոսկի և արծաթ, իսկ մոլիբդենային կոնցենտրատներից՝ սենիում:

25. Քաջարանի պղինձ-մոլորեցնային հանքավայրը, որը մոլիբդենի պաշարներով մեծագույնն է ՍՍՌՄ-ում, իսկ պղնձի պաշարներով ամենամեծը Հայկական ՍՍՌ-ում, ինչպես նաև Զանգեզուրի լեռնաշղթայի արևելյան լանջի հանքավայրերից շատերը, վերահսկվում է խոշոր խախտումների Գերակուրի զոնայով:

Այստեղ տեկտոնական զոնան անցնում է պորֆիրանման զրուսիտների ու գրանոգիորիտների ինտրուզիայի և մոնոցոնիտների կոնտակտով:

Հանքայնացումը հարում է մոնոցոնիտների բեկորատման զոնային, որը ներառվել է միջհանքային հասակի գրանոգիորիտ-պորֆիրների, գիրոիտ-պորֆիրների և ալրիտոֆիրների (երակային պորֆիրներ) բազմաթիվ դայկաներով: Այն ներկայացված է գլխավորապես շտոկվերկ-ցանային տիպով: Հանք պարունակող ապարներ են հանդիսանում հիդրոթերմալ փոփոխված մոնոցոնիտները, թափանցված բազմաթիվ բարակ հանքային երակիկներով, վերջիններս ուղեկցվում են խալկոպիրիտի, պիրիտի և մոլիբդենիտի ցանով:

Մոնոպոլիտների փոփոխությունը արտահայտվում է կվարցացման, սերիցիտացման, կաոլինացման, քլորիտացման, կալիումային դաշտաշատի առաջացման և կարբոնատացման մեջ:

Շտոկվերկ-ցանային հանքայնացումը գրանիտոիդ պորֆիրների դայկաների և խոշոր կվարց-հանքանյութային երակների երկայնքով առաջացնում է զոնաներ 3—5 մ մինչև 20—25 մ կարողությամբ: Դայկաներից կամ կվարց-հանքանյութային երակներից հեռանալով, ապարների մետամորֆիզմի աստիճանը և հանքայնացման ինտենսիվությունը աստիճանաբար իջնում է:

Հանքավայրի գլխավոր՝ կենտրոնական տեղամասում, որտեղ հանքայնացումը վերահսկող ստրուկտուրաները (դայկաները և խոշոր ձեղքերը) ունեն լայն զարգացում և դասավորված են մոտ տարածության վրա, նրանց ուղեկցող հանքային զոնաները միաձուլվելով միմյանց հետ, առաջացնում են համատարած հանքադաշտ:

Հանքայնացումը վերահսկող հիդրոթերմալով փոփոխված երակային պորֆիրները հանքազերծ են, կամ հանքայնացած են թույլ կերպով:

Միզրենական հանքային միներալներից հանդիպում են՝ խալկոպիրիտ, պիրիտ, մոլիբդենիտ, հեմատիտ, սֆալերիտ, գալենիտ, մազնետիտ, բորնիտ, լյուցոնիտ, արգենտիտ և վիսմուտին:

Երկրորդական ծագում ունեցող միներալների թվին են պատկանում՝ լիմոնիտ, մալախիտ, կովելլին, ազուրիտ, տենորիտ, բորնիտ, կուպրիտ, խալկոզին, ֆերրիմոլիբդիտ, պովելլիտ, բրոզանտիտ, խրիզոտիլա, ցերուսսիտ, սմիտոսոնիտ, կալամին և բնածին պղինձ:

Օքսիդացման պրոցեսներն արտահայտված են ինտենսիվ կերպով, իսկ երկրորդական սուլֆիդային հարստացմանը՝ թույլ:

Քաջարանի հանքավայրերը, իրենց մի շարք ստրուկտուրային և միներալոգիական առանձնահատկություններով հանդերձ, շատ ընդհանուր գծեր ունեն Ագարակի, Դաստակերտի, Զինգարայի, Կոուևրագի և Հյուսիս-ամերիկյան պղինձի և պղինձ-մոլիբդենային պորֆիրային հանքավայրերի հետ:

26. Այսպիսով, շրջանի մետալոգենիայի համար բնորոշ են պղինձը և մոլիբդենը: Դրանց հետ միասին լայն տարածում ունի նաև երկաթը, մազնետիտի, հեմատիտի և պիրիտի ձևով: Կապարը, ցինկը և վոլֆրամը ենթակա դեր են կատարում: Փոքր տարածում ունեն մկնդեղը և արծաթը: Բացի դրանցից, շրջանի հանքանյութերում հանդիպում են բիսմուտ, ոսկի և անագ: Քաջարանի հանքավայրի հանքանյութերը պարունակում են ունիում:

Հետաքրքիր են այլումինիումի համակենտրոնացման պրոցեսները, անդալուզիտ միներալի ձևով, որոնք, ամենից հավանական է, պայմանավորված են կոնտակտ-մետասոմատիկ պրոցեսների հետ կապված մետաղի տեղական միգրացիայով:

### ԳԼԽԱՎՈՐ ՊՐԱԿՏԻԿ ԵԶՐԱԿԱՅՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ

Որոնումային շափահիջներ: Այն պրոցեսների ընդհանուր օրինաչափությունների հիման վրա, որոնք առաջացրել են շրջանի առավելագույն պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերը, Զանգեզուրի լեռնաշղթայի ամբողջ

մարզի համար, հաստատվում են հետևյալ գլխավորագույն որոնումային չափանիշները.

1. Երրորդական հասակի գրանխտորգային ինտրուզիաների հանդես գալը, որոնց հետ ղենեախկորեն և տերխտորիապես կապված է հանքայնացումը:

2. Մինչհանքային ռեզիոնալ խախտումների զոնաները, նրանց հետ գուգակցված խոշոր ձեղքերը և ապարների ինտենսիվ բեկորատված տեղամասերը:

3. Ներխուժման առանձին ֆազերի ինտրուզիվ ապարների կոնտակտները, ինչպես նաև ինտրուզիվ զանգվածի կոնտակտները, հրաբխածիննսավածքային շերտախումբ պարունակող ապարների հետ, որոնց հաճախ հարում են նաև ռեզիոնալ խախտումների և խոշոր ձեղքերի զոնաները:

4. Պորֆիրները, երբեմն լամպրոֆիրների և ապլիտների դայկաները, որոնք լցնում են առավելապես հյուսիս-արևելյան և հյուսիս արևմտյան տարածում ունեցող խախտումների ձեղքերը: Այստեղ տեղի ունի հանքայնացման նույն ստրուկտուր վերահսկողությունը: Սակայն հանքատաջացման համար բարենպաստ դրական գործոն է հանգիսանում այն հանգամանքը, որ դայկաների ձևավորումից հետո տեղի ունեցած կրկնվող տեկտոնական տեղաշարժերի հետևանքով, այդ դայկաների զալքանդներում առաջ են գալիս բեկորատված ապարների գծային ձգված զոնաներ, որոնք հանդիսանում են չափազանց նպաստավոր միջավայր հանքանյութերի համակենտրոնացման համար (Քաջարան, Ջինդարա):

5. Հիդրոթերմերով փոփոխված ապարների առկայություն: Հանքայնացումը սերտ կերպով կապված է ապարների հիդրոթերմալ փոփոխություն հետ, որն արտահայտվում է կվարցացման (ընդհուպ մինչև երկրորդական կվարցիտի առաջացումը), սերիցիտացման, կարբոնատացման, կաոլինացման, քլորիդացման և պիրիտացման մեջ: Այդ ճանապարհով փոփոխված ապարները ձևաք են բերում ավելի բաց երանգներ և հեռվից զարնվում են հետազոտողի աչքերին:

6. Մարաշի (օխրայացած) զոնաների առկայություն, որոնք առաջանում են պիրիտի և խալկոպիրիտի օքսիդացման հետևանքով, նրանք ուղեկցվում են ապարներին կանաչ գունավորում տվող պղնձի կանաչով: Որպես մոլիբդենի որոնումային նշան ծառայում է դեղձանիկի՝ դեղին ֆերրիմոլիբդիտի և դեղնամոխրագույն պովելլիտի ներկայությունը օքսիդացման զոնայում:

7. Գեոմորֆոլոգիական հատկանիշները ևս պետք է լայնորեն օգտագործել:

Ինչպես արդեն նշվել է, պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացումը հաճախ հարում է պորֆիրների կվարցացած դայկաներին և մեծ կարողություն ունեցող կվարցային երակներին, որոնք քայքայման տեսակետից լինելով ավելի կայուն, քան շրջապատի ապարները, առաջացնում են միկրոսելեֆի գծային ձգված դրական ձևեր:

8. Կոնտակտ-մետասոմատիկ ծագման հանքավայրերի համար որոնումային չափանիշ է հանգիսանում կոնտակտային օրեոլի երկրորդական կվարցիտների, սկարների և տարբեր եղջրաքարերի առկայությունը:

Գնահատման չափանիշները որոնման աշխատանքների ժամանակ: Մե-  
տադային հանքավայրերի ելքերի գնահատման ժամանակ անհրաժեշտ է  
ի նկատի ունենալ, որ՝

1. Ամբողջ Կոնգուր-Ալանգյոզի ինտրուզիվ զանգվածի համար ամե-  
նամեծ հեռանկարներ ունի հանքայնացման շտովիերկ-ցանային տիպը,  
մինչդեռ երակային տիպն ունի ենթակա նշանակություն:

Շտովիերկ-ցանային տիպի հանքայնացման ինտենսիվության հա-  
մար մեծ նշանակություն ունի ապարների բեկորացման աստիճանը և, որոշ  
չափով, քիմիկո-միներալոգիական կազմությունը: Չափավոր թթու ապար-  
ները (մոնցոնիտները, գրանոֆրոնիտները, կվարցային դիորիտները) հան-  
քայնացման համար ստեղծում են ավելի բարենպաստ պայմաններ, քան  
թթու պորֆիրանման գրանիտները և երակային պորֆիրները: Դա անհրա-  
ժեշտ է բացատրել գունավոր միներալների մեծ քանակությամբ առաջին  
խմբի ապարներում, որոնք սուլֆիդների կոզմից տեղակալվում են ավելի  
հեշտ, քան կվարցը և դաշտային շպատը: Որոշակի նշանակություն պետք  
է ունենա նաև ավելի երիտասարդ պորֆիրանման գրանիտների և երակա-  
յին պորֆիրների փոքր բեկորատվածությունը, քան ինտրուզիվ գործու-  
նեություն ավելի հին ֆազերի ապարներինը:

2. Պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերի օքսիդացման զոնայում  
մոլիբդենի պարունակությունը սովորաբար ավելի ցածր է, քան ավելի  
խոր հորիզոններում — առաջնային հանքանյութերի զոնայում, որը բացա-  
տրվում է այդ մետաղի հեռացմամբ:

3. Հանքայնացման ինտենսիվությունը սովորաբար ուղղակի կախ-  
ման մեջ է գտնվում ապարների հիդրոթերմալ փոփոխվածության աստի-  
ճանից, որքան բարձր է հանք պարունակող ապարների փոփոխվածույթյան  
աստիճանը, այնքան ինտենսիվ է հանքայնացումը:

Որոնման և հետախուզակոն աշխատանքների առաջնահերթ խնդիրները:  
Ամբողջ Կոնգուր-Ալանգյոզի ինտրուզիվ զանգվածը և պլուտոնը շրջապա-  
տող հրաբխածին-նստվածքային ապարների լայն զոնան հանդիսանում են  
հեռանկարային՝ կոմպլեքսային պղինձ-մոլիբդենային, պղինձի, բազմամե-  
տաղ, ինչպես նաև կոնտակտ-մետասոմատիկ հանքավայրերի տեսակետից:

Այնուամենայնիվ, նկարագրվող շրջանի սահմաններում առաջնահերթ  
որոնման հետախուզական աշխատանքների համար առանձնացվում են  
հետևյալ ամենահեռանկարային տեղամասերը:

1. Լայն զոնան Դերակլուի խախտման երկայնքով ինչպես նկարագրը-  
վող շրջանի սահմաններում, այնպես էլ նրա սահմաններից դուրս, մինչև  
Ագարակի հանքավայրը և ՍՍՈՄ Պետական սահմանը՝ Արաքս գետի վրա:

2. Պորֆիրանման գրանիտների և բանատիտների ու մոնցոնիտների  
կոնտակտի երկայնքով ձգվող ջրբաժան տեղամասը: Նա անցնում է  
միջօրեակունի ուղղությամբ, շրջանի ամենաբարձրագիր մասում, Կապուտ-  
ջուղ վեժան գագաթից մինչև Շեկ լեռը և այնուհետև դեպի հարավ, ընդ-  
գրկելով Ջանգեղուրի լեռնաշղթայի երկու լանջը:

3. Լայն զոնան, որն ընդգրկում է ինտրուզիվ զանգվածի ամբողջ  
եզրային մասը, կոնտակտային-փոփոխված ապարների գոտին և նրանից  
հետո եկող հրաբխածին-նստվածքային շերտախմբի ապարները:

4. Անդալուզիտային, երկաթաքարի և այլ կոնտակտ-մետասոմատիկ հանքավայրերի որոնումները պետք է կատարվեն ինտրուզիվ զանգվածը եզրափակող կոնտակտային ապարների զարգացման զոնայի սահմաններում: Հատկապես մանրազնին պետք է ստուգվեն երկրորդական կվարցիտներից և սկարնային ապարներից կազմված տեղամասերը:

Հետախուզական աշխատանքները պետք է ուղղվեն՝

1. Քաջարանի հանքավայրում կենտրոնական տեղամասի խոր հորիզոնների ուսումնասիրման, ինչպես նաև Դավաշի—Քաջարանի հանքային զոնայի հետախուզման վրա, որն ուսումնասիրված է միանգամայն մակերեսորեն: Այստեղ նպատակահարմար է փորել մի շարք հորատման անցքեր, մեծ խորություններում հանքային զոնաներ հատելու նպատակով:

2. Զինգարայի հանքավայրը նույնպես կարիք ունի մանրամասն հետախուզման գլխավոր խախտումից զեպի երկու կողմը: Նախնական ուսումնասիրության օբյեկտներ պետք է լինեն Մեղրի գետի վերին հոսանքի բոլոր հայտնի հանքավայրերը:

3. Ատկիզի կապար-ցինկային հանքավայրերը անուշադրության են մատնված անհիմն կերպով: Հարևան Քաջարանի հանքավայրի սկսված շահագործման և կապարի մեծ պահանջարկի պայմաններում, նրա ստրուկտուրայի մանրամասն ուսումնասիրությունը և հետախուզական աշխատանքների վերսկսումը գառնում են անհրաժեշտություն:

4. Զանգեզուրի լեռնաշղթայի արևմտյան լանջին, Պարագաշայ գետի վերին հոսանքների կվարց-հանքային երակների հետախուզության հետ միասին, անհրաժեշտ է կատարել Մադանիձորի պղինձ-մոլիբդենային և Պազմարաշայ գետի վերին հոսանքների հանքային գրանորումների մանրամասն ուսումնասիրություն:

\* \* \*

Զանգեզուրի լեռնաշղթայի կենտրոնական մասն իր ընդերքում պարունակում է շատ արժեքավոր օգտակար հանածոներ: Վերջին տարիներին, սովետական ղեկավարների անձնվեր աշխատանքով, հաջողությամբ շահագործվել ու շահագործման են հանձնվել մի շարք հանքավայրեր (Քաջարան, Պարագաշայ):

Սակայն, շրջանի բարենպաստ գեոլոգիական կառուցվածքը, բազմաթիվ հանքավայրերի և հանքային գրանորումների առկայությունը, որոնք կամ թույլ են ուսումնասիրված, կամ բոլորովին չեն հետազոտված, հարկադրաբար պահանջում են հետագա որոնման-հետախուզական և հետազոտական աշխատանքների կատարում, նոր հումքային հարստությունների հայտաբերման և նրանց օգտագործման համար, մեր երկրի ժողովրդական տնտեսության հետագա զարգացման նպատակով, կոմունիստական հասարակություն կառուցելու նպատակով:

Отв. редактор С. С. МКРТЧЯН  
Редактор издательства А. Г. СЛКУНИ

Заказ 428. Изд. № 933. Тираж 200. Печ. л. 10+2 вкл. Уч-изд. л. 11  
Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, Ереван, ул. Абовяна, 124