

С. С. Мкртчян

ЗАНГЕЗУРСКАЯ
РУДОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ
АРМЯНСКОЙ ССР



Б Р Д Б А Е

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՈՄՍՅՈՒՆԱՐԻ ԿԵՆՏՐԱԼ ԿՈՄԻՏԵ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՈՄՍՅՈՒՆԱՐԻ ԿԵՆՏՐԱԼ ԿՈՄԻՏԵ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՈՄՍՅՈՒՆԱՐԻ ԿԵՆՏՐԱԼ ԿՈՄԻՏԵ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՈՄՍՅՈՒՆԱՐԻ ԿԵՆՏՐԱԼ ԿՈՄԻՏԵ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՈՄՍՅՈՒՆԱՐԻ ԿԵՆՏՐԱԼ ԿՈՄԻՏԵ



ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՈՄՍՅՈՒՆԱՐԻ ԿԵՆՏՐԱԼ ԿՈՄԻՏԵ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՈՄՍՅՈՒՆԱՐԻ ԿԵՆՏՐԱԼ ԿՈՄԻՏԵ

ՆԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌԻ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԳԵՈՂՈԳԻԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ս. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ՆԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌԻ
ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ
ՆԱՆՔԱՐԵՐ ՄԱՐԶԸ

*Գեոլոգիան, հանքավայրերը,
նրանց ծագումը և հեռանկարները*

Հայկական ԱՄՆ ԳԼԻ հրատարակչություն

Երևան

1958

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

553. 2

С. С. МКРТЧЯН

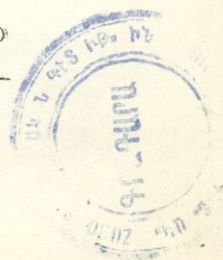
ЗАНГЕЗУРСКАЯ
РУДОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ
АРМЯНСКОЙ ССР

*Геология, рудные месторождения,
их генезис и перспективы*

Издательство АН Армянской ССР

Ереван

1958



12047
~~13999~~

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

В работе изложены результаты многолетних исследований геологии и рудоносности одного из наиболее интересных в отношении оруденения и сложно построенных районов Армении с практическими и теоретическими выводами относительно закономерностей в пространственном распределении оруденения, взаимосвязи геологических структур, магматизма и оруденения и направления дальнейших геолого-разведочных работ.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В директивах XX съезда Коммунистической партии Советского Союза по шестому пятилетнему плану предусматривается значительное расширение минерально-сырьевых ресурсов страны.

Предстоит резко увеличить запасы черных, цветных и редких металлов, горючих ископаемых и других видов минерального сырья — основы дальнейшего развития народного хозяйства.

В числе особо важных видов минерального сырья, по которым должны быть усилены геолого-разведочные работы в шестой пятилетке, в директивах указываются руды цветных и редких металлов.

За последние 20 лет на территории Армянской ССР были проведены большие по объему геолого-разведочные работы, приведшие к открытию крупных месторождений меди и молибдена в южной части республики.

Зангезурская рудоносная область, в пределах которой сосредоточены эти месторождения, стала одной из основных минерально-сырьевых баз развития металлургической промышленности Советского Союза.

Автор предлагаемой работы в течение ряда лет, начиная с 1939 года, проводил геологические исследования в пределах указанной области. Основной задачей их являлось выяснение геологического строения области, выявление закономерностей в пространственном распределении оруденения, установление взаимосвязи геологических структур, магматизма и рудных месторождений.

С указанной целью значительная часть территории была закартирована в масштабе 1 : 50 000 и было проведено детальное изучение медно-молибденовых месторождений западной части области*, большинство которых разведывалось под руководством или при непосредственном участии автора.

Результаты этих исследований положены в основу настоящего труда. В нем учтены также результаты новейших работ других исследователей как по описываемой территории, так и по прилегающим частям Азербайджанской ССР и Нахичеванской АССР.

В целях полноты описания геологического строения области, автором включены в работу и некоторые известные ранее данные, подробнее

* По восточной части области имелись обстоятельные работы В. Н. Котляра, А. Л. Додина, Ю. А. Арапова и Н. М. Прокопенко.

освещенные в работах предшествующих исследователей. К числу их относится, например, характеристика широко развитых в пределах области интрузивных пород, описание которых имеется в работах В. Г. Грушевого, С. А. Мовсисяна, М. А. Литвин и др., специально занимавшихся изучением интрузивных массивов.

Рудные месторождения охарактеризованы в многочисленных отчетах по геолого-разведочным работам, хранящимся в геологических фондах. Краткое их описание приводится лишь для обоснования выводов о выявившихся закономерностях в пространственном распределении оруденения по всей области и в пределах рудных полей отдельных месторождений.

Не все вопросы геологии и рудоносности области в настоящее время в достаточной мере освещены, есть еще много спорных положений, которые потребуют проведения дальнейших геологических исследований. Но уже на данной стадии геологической изученности требуется подвести итоги проведенным работам.

Автор будет считать свою задачу выполненной, если его работа будет способствовать пониманию особенностей геологического строения области, закономерностей распределения в ее пределах оруденения и поможет правильному направлению дальнейших поисковых и разведочных работ.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую признательность академику А. Г. Бетехтину, академикам Академии наук Армянской ССР К. Н. Паффенгольцу и И. Г. Магакьяну, доктору геолого-минералогических наук Т. Н. Шадлун, любезно просмотревших рукопись и сделавших ряд ценных замечаний и указаний.

1. ОБЩИЕ ДАННЫЕ

1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ И ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Зангезурская рудоносная область расположена в южной части Армянской ССР между $39^{\circ}32'$ — $38^{\circ}52'$ сев. широты и $45^{\circ}47'$ — $46^{\circ}38'$ восточн. долготы от Гринвича.

Западная ее граница проходит по Зангезурскому (Конгуро-Алангезскому) хребту, отделяющему Армянскую ССР от Нахичеванской АССР, северная примерно по широте с. Сисиан; с востока она граничит с Азербайджанской ССР.

На юге область выходит к государственной границе СССР с Ираном, отделяясь от последнего пограничной рекой Аракс. В очерченных границах в ее пределы входят полностью Мегринский, Кафанский, частью Сисианский и Горисский административные районы Армянской ССР, а также прилегающие с запада части Нахичеванской АССР (верхняя часть западного склона Зангезурского хребта).

В орографическом отношении описываемая территория представляет юго-восточное окончание Малого Кавказа, чем и определяются ее структурные особенности.

Большая часть территории представляет собою типичную высокогорную страну с резким, сильно расчлененным рельефом, неправильным расположением гребней и большим относительным превышением (до 1500 м и более) водораздельных хребтов над дном ущелий и долин.

Главной орографической единицей является Зангезурский (Конгуро-Алангезский) хребет, протягивающийся в ССЗ направлении в крайней западной части области.

Абсолютные высоты хребта превышают местами 3800 м; в верховьях р. Вохчи, берущей начало с Зангезурского хребта, находится скалистая двуглавая гора Капуджих (Капуджух; 3917 и 3921 м), являющаяся второй по высоте (после г. Арагац—4097 м) вершиной Малого Кавказа. На значительном протяжении хребет сложен породами гранитоидной интрузии, в пределах которых гребень хребта имеет незначительную ширину и несет резко зазубренные обрывистые вершины. Среди них выделяются вершины Егасар (3828,6 м), Газанлич (3650 м), Акмечит (3637 м), Наапет (3389 м), Арамсар (3243 м) и др. Севернее хребет сложен вулканогенно-осадочной толщей эоцена и олигоцена и имеет относительно более

широкий водораздельный гребень, на котором выделяются отдельные вершины: г. Джемал (3200,6 м), г. Салвард (3160,5 м).

Крайней юго-восточной вершиной Зангезурского хребта является г. Соух (3181 м), откуда хребет, снижаясь, протягивается к реке Аракс и прорезывается глубоким ее каньоном; по правую сторону р. Аракс в Иране на продолжении хребта находятся горы Иранского Карадага. Ближайшая к Зангезуру вершина, находящаяся в северных отрогах Иранского Карадага, г. Чантал, достигает 1800 м.

Из поперечных отрогов, ответвляющихся от Зангезурского хребта к востоку, в пределах описываемой области располагаются хребты: Баргушатский, Пирымсарский и Мегри-Гюнейский (Аревикский).

Баргушатский хребет отделяется от Зангезурского хребта в районе вершины г. Кабед-даг (3389 м) и протягивается к востоку примерно в широтном направлении, отделяя Сисианский административный район от южнее расположенного Кафанского. Главными вершинами хребта являются гг. Арамаз (3410 м) и Танрыхуши (3295 м). К востоку от последней Баргушатский хребет, постепенно снижаясь, сочленяется к западу от с. Зейва с безымянным меридиональным гребнем левобережья р. Эджанан (левый приток р. Вохчи). Высшие точки этого гребня достигают лишь 1800 м абсолютной высоты (г. Кызыл-ванк — 1780 м).

Южнее, у г. Капуджих, от Зангезурского хребта отходит на восток, также в широтном направлении, короткий Пирымсарский хребет, являющийся водоразделом между бассейном р. Вохчи и ее крупным левым притоком р. Гехи; высшие точки указанного хребта достигают 2994 м (г. Пирымсар) и 3637 м (г. Ахмечит).

Последней, хорошо выраженной орографической единицей области, является ответвляющийся от Зангезурского хребта в районе вершины г. Егасар Мегри-Гюнейский хребет. Он разделяет бассейны рек Мегри и Вохчи, отделяя Мегринский административный район от Кафанского. До наиболее крупной вершины г. Багацсар (Байбуган), имеющей высоту 3219 м, указанный хребет протягивается примерно в широтном направлении. У отмеченной вершины он резко поворачивает, принимая меридиональное направление, а от г. Чигновар (3035 м) меняет его снова на юго-восточное. Протягиваясь далее через вершины Тахарлу (2433,6 м), Гюмаран (2369,4 м) и Шахбуз-юрт (2377,9 м), хребет постепенно снижается к долине р. Аракс.

От вершины г. Багацсар отходит к СВ короткий перевальный гребень, соединяющий ее с вершиной г. Хуступ (3216 м). Последняя расположена на меридиональном хребте, протягивающемся в северо-восточном направлении через вершину г. Комбах к реке Вохчи. На правобережье последней этот хребет резко заканчивается, образуя крутые обрывистые скалы. На северном продолжении Хуступского хребта, уже по левую сторону р. Вохчи, располагается также весьма крутой, обрывистый Гирратахский хребет (с вершиной Чимян, 3028 м), сочленяющийся на севере с Баргушатским хребтом.


В целом район, расположенный к западу от Хуступ-Гирратахского хребта, характеризуется весьма резкими формами рельефа. Горные мас-

СХЕМАТИЧЕСКАЯ
ОБЗОРНАЯ КАРТА
АРМЯНСКОЙ ССР

МАСШТАБ

км 10 0 10 20 30 км



 Исследованная территория

сивы изрезаны глубокими узкими ущельями, гребни хребтов скалисты, склоны обрывисты, особенно в области развития интрузивных и карбонатных пород, и трудно доступны. В связи с этим населенные пункты располагаются почти исключительно по долинам рек.

К востоку от Хуступ-Гирратахского хребта система гребней и хребтов имеет в общем неправильное расположение и район характеризуется более мягким; относительно менее расчлененным рельефом. Более или менее выдерживается по направлению лишь хребет, протягивающийся от вершины г. Хуступ в юго-восточном направлении к вершинам гг. Эшак-Майдан (2737,8 м), Бертин-Кар (1647,5 м) и Хачин-Хут. Постепенно снижаясь к р. Вохчи, этот хребет на всем протяжении отделяет бассейн последней от бассейна р. Цав (Басут-чай).

Важнейшими перевалами окружающих Зангезурскую область хребтов, через которые проложены дороги, являются Биченагский (2348 м) — из Сисианского района в Нахичеванскую АССР, Воротанский (Жочбекский — 2344 м) — из Сисианского в Микоянский район, Капуджихский — из Кафанского района в Нахичеванскую АССР и Таштунский (Дебаклинский 2479 м) — из Кафанского в Мегринский район. Через Биченагский и Воротанский перевалы проложены шоссейные дороги, связывающие область с столицей республики г. Ереван; через Таштунский перевал проходит грунтовая дорога, используемая для автомобильного передвижения между райцентрами Кафан и Мегри, а через Капуджихский перевал ведет лишь горная тропа.

Резко отличными формами рельефа характеризуется северная часть области. Древний рельеф здесь в значительной степени погребен под покровом молодых лавовых излияний, под вулканогенно-осадочными образованиями и глинисто-диатомитовыми отложениями.

Андезито-базальтовые и базальтовые лавы плиоценового и нижнечетвертичного времени образовали здесь обширные вулканические плато, известные в литературе под названиями Учтапалярского и Сисианского. Рельеф, образованный лавами, полого-волнистый; резко выделяются на плато многочисленные вулканические шлаковые конусы — центры излияния лав. Край плато возвышается над дном каньона р. Воротан на 500 м. На востоке Учтапалярское плато смыкается с Герюсинским, расположенным в междуречье рр. Воротан и Акера. Последнее сложено своеобразной толщей слабо сцементированных, и в связи с этим легко поддающихся разрушению, туфобрекчий.

Средняя высота плато 1200 м, оно слабо наклонено к юго-востоку и имеет обрывистые края. Высота обрывов в долинах рек Воротан и Акера достигает 300 м. Местами плато прорезано глубокими ущельями.

Резко выделяется над Учтапалярским и Герюсинским плато массив г. Ишихлы (3565 м), расположенный на юго-восточном окончании Западно-Карабахского хребта.

В северо-западной части области, в районах развития ингрессивной глинисто-диатомитовой толщи, в долинах рек Шенатаг и Айри, выделяются участки с сглаженными мягкими формами рельефа (район сс. Дарабаз, Шамб, Уз, Сисиан, Ахлатян, Толорс и др.).

Зангезурская область богата горными реками и родниками. В ее пределы входят полностью бассейны рек Вохчи и Мегри, бассейн среднего течения р. Воротан, главным образом правобережная часть, и небольшой бассейн р. Ордубад-чай в крайней юго-западной части области. Все указанные реки впадают в реку Аракс.

Главной водной артерией в северной части является река Воротан (Базар-чай), берущая начало в северо-западной части Карабахского хребта и впадающая в пределах Азербайджанской ССР в реку Аракс (здесь р. Воротан известна под названием р. Баргушат). В верхнем течении в пределах Сисианского вулканического плато река протекает по широкой долине, питаясь по пути многочисленными подлазовыми родниками. Ниже с. Сисиан река входит в узкое ущелье, левобережье которого сложено лавами Учтапалярского плато и Герюсинской туфобрекчиевой толщей, образующими высокие обрывы, а правобережье—вулканогенной толщей палеозоя и юры. В пределах области в реку Воротан впадают справа рр. Сисиан, Айри, Шенатаг, берущие начало с северных склонов Баргушатского хребта, и слева р. Горис, берущая начало с Карабахского хребта и протекающая по Горисскому вулканическому плато.

Главным водосбором рек Кафанского района является река Вохчи, берущая начало с восточных склонов Зангезурского хребта, в районе вершин Капуджих и Егасар. До г. Кафан река протекает в широтном направлении, далее поворачивает на юго-восток и сохраняя это направление, впадает в р. Аракс близ жел.-дор. ст. Минджеван. Наиболее крупными ее притоками, в пределах верхнего и среднего течений, являются рр. Егасар, Давачи, Пхрут, Ачели, Гирратах и Гехи. В нижнем течении она принимает лишь один, относительно крупный приток р. Халадж, впадающую в р. Вохчи ниже г. Кафан. Наиболее крупным притоком р. Вохчи является р. Гехи. Она берет начало под снеговыми вершинами горы Газанлич, на восточном склоне Зангезурского хребта, и протекает в верховьях по широкой, хорошо разработанной долине. Ниже с. Аджебадж долина суживается и углубляется. В пределах Гехинской интрузии река протекает в узком глубоком скалистом ущелье. Как и р. Вохчи, она многоводна и имеет быстрое течение; крупными притоками ее являются рр. Гярд, Кирс и Ахсакал.

Южнее р. Вохчи, в пределах Кафанского района, а в нижнем течении в пределах Азербайджанской ССР, в глубокой долине протекает р. Цав, берущая начало с юго-западного склона г. Хуступ.

В юго-западной части области наиболее крупной водной артерией является р. Мегри-гет — водосборный бассейн рек Мегринского района. Она берет начало из озера Капуйт-лич, расположенного на восточном склоне Зангезурского хребта на абсолютной высоте 3500 м. На всем своем протяжении река протекает в глубокой долине, пролегающей в интрузивных породах Ордубадо-Мегринского плутона. Первые 15 км река протекает в широтном направлении, в узком глубоком ущелье, прорезанном в порфиroidных гранодиоритах; у меридиана с. Тагамир она резко поворачивает к югу, сохраняя это направление до впадения в р. Аракс. Правые притоки р. Мегри-гет — Айригет, Мюльк, Вагравар и Ага-

рак берут начало с восточных склонов Зангезурского хребта, левые притоки — Таштун, Гоз-Гоз, Ванк и Вартанадзор — с южных склонов Мегри-Гюнейского хребта.

В юго-восточной части области имеется ряд небольших ручьев, впадающих непосредственно в реку Аракс. Они спускаются с южных склонов Мегри-Гюнейского хребта, протекая в глубоких долинах, расчлениющих склон указанного хребта на множество коротких меридиональных отрогов. Таковы рр. Малев, Шванидзор-гет, Ангезит, Ньюади и др.

В отношении водных ресурсов северная и северо-восточная части области (к северу и северо-востоку от Мегри-Гюнейского хребта) значительно богаче южной и юго-западной ее части. Обилие атмосферных осадков и большое количество родников обуславливают полноводие гидрографической сети этой части области и богатую растительность. Склоны хребтов покрыты здесь на значительных площадях густым лиственным лесом, высокие же водораздельные хребты, свободные от леса, покрыты альпийскими лугами.

Совсем иную картину представляет часть области, расположенная к юго-западу от гребня Мегри-Гюнейского хребта. Район этот почти совершенно лишен почвенного покрова. Всюду на поверхности выступают лишненные почвенного покрова породы Ордубадо-Мегринской интрузии и метаморфической толщи нижнего палеозоя. Это обстоятельство, при наличии сухого жаркого климата и редких осадков, обуславливает почти полное отсутствие здесь родников. В летнее время в засушливые годы большинство рек Мегринского района пересыхает. Из-за отсутствия воды большая часть района лишена растительного покрова и лишь по долинам рек, там, где есть вода, произрастает пышная растительность.

Большинство рек области имеет значительные падения и обладает достаточной мощностью для небольших гидросиловых установок. При проектировании их использования необходимо учесть, что расход воды в них бывает наибольшим в середине лета, во время таяния снегов, и сильно падает зимой.

Значительными водными ресурсами обладают реки Воротан, Вохчи, Аракс.

Климат области резко континентальный; отходящие от Зангезурского хребта широтные отроги преграждают влияние знойного Ирана. Отсюда наиболее засушливые условия Мегринского административного района, имеющего сухой субтропический климат. К северу от Мегринского района на абсолютных отметках 3000 м и выше господствует климат нагорных тундр; ниже — до 2000 м — зона холодного горного климата; на высоте от 1500 до 1000 м — умеренно холодный климат. В восточной части района климат еще более смягчается.

Средняя температура за самые холодные месяцы — 20°; наивысшая летняя температура достигает в южной части области в долине р. Аракс 50°. Среднегодовая температура 16°, годовая амплитуда 25—30°. Среднее количество осадков, выпадающих по области, около 400—450 мм. Наименьшее количество осадков выпадает вдоль долины р. Аракс (250—300 мм). Наибольшее же — 600 мм — в западной, наиболее высокогорной

части области в пределах Зангезурского хребта. Снежный покров держится на водоразделах свыше 8 месяцев, на отдельных же участках Зангезурского хребта существуют постоянно небольшие фирновые поля. В области наиболее развиты каштановые почвы зоны сухих степей. Горные черноземы начинаются с высоты 1400—1800 м, имея границу на высоте 2000—2500 м, где развита лугостепная растительность. В этой же зоне, в основном в восточной части Кафанского района, находятся леса, состоящие главным образом из граба и дуба. Площадь, занятая лесами, составляет около 41240 га.

До Великой Октябрьской революции и установления Советской власти в Армении Зангезурская область представляла собой отсталую окраину царской России.

Отдаленность от промышленных и административных центров Закавказья, отсутствие дорог, тяжелые горные условия области преопределяли низкий уровень экономического развития, примитивный характер сельского хозяйства и почти полное отсутствие промышленности. Исключение составлял лишь г. Кафан, где на базе разрабатывавшихся медных руд существовали небольшие промышленные предприятия. Многочисленные месторождения и рудопроявления области, часть которых разрабатывалась периодически хищническим образом отдельными частными предпринимателями, оставались почти совершенно неизученными.

После установления Советской власти в Армении страна преобразилась в хозяйственном и культурном отношении. Эти преобразования особенно заметны в Зангезуре. В области, где единственными путями сообщения веками были лишь горные тропы и население было оторвано от культурных центров, к настоящему времени проложены шоссейные и грунтовые дороги. Главная трасса пролегает через населенные пункты Мегри—Каджаран—Кафан—Горис. От последнего пункта ответвляется шоссейная дорога к г. Степанакерт и далее, до станции Евлах Азербайджанской жел. дороги. От г. Горис шоссейная дорога ведет далее на север по Учтапалярскому вулканическому плато. У с. Ангехакот дорога эта разветвляется. Одна ветвь ведет через Биченагский перевал к городу и жел.-дор. станции Нахичевань, другая — через Кочбекский перевал и г. Микоян до жел.-дор. станции Норашен. Обе дороги сливаются у соответствующих населенных пунктов с шоссейной магистралью Нахичевань—Норашен—Ереван.

По крайней южной части области в долине р. Аракс проходит линия железной дороги Баку—Ереван, от которой у жел.-дор. станции Минджеван отходит ветка до г. Кафан. Вдоль железной дороги проложена грунтовая дорога, допускающая движение автомашин.

Отдаленность от центра республики, г. Ереван, и сложность передвижения в горных условиях Зангезура, создали предпосылки для организации воздушного сообщения Ереван—Кафан, протяжением по воздушной трассе 257 км.

Основным занятием населения области является сельское хозяйство. На базе альпийских и субальпийских кормовых угодий развилось животноводство. В результате осуществления ряда мероприятий (терраси-

рование склонов, орошение, охрана насаждений и др.) значительно расширились за последние 10—15 лет площади под зерновые, технические культуры и субтропическое поливное плодоводство. Однако, несмотря на значительный рост продукции сельского хозяйства, основой развития экономики области являются, безусловно, минерально-сырьевые ресурсы ее недр. Среди разнообразных видов полезных ископаемых, выявленных в пределах области, наиболее ценными по масштабам являются месторождения меди и молибдена. Строящиеся на базе этих месторождений и уже частично введенные в эксплуатацию крупные промышленные предприятия быстро меняют облик Зангезура. Из области с преимущественным развитием сельского хозяйства Зангезур превращается в одну из основных горнорудных баз Советского Союза.

2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАСТИ И РАЗВИТИЯ ГОРНОГО ДЕЛА

Имеющиеся материалы свидетельствуют о разработке медных руд в пределах Зангезурской области и их обработке еще в глубокой древности. Горный промысел существовал здесь еще во II тысячелетии до нашей эры. Указание на это имеется в описаниях греческих путешественников, посетивших Иверию и Армению в 250—200 гг. до нашей эры.

Указания на существование древних разработок в Зангезурской области имеются также в древнецерковных записях и в монастырских книгах. По этим записям видно, что в монастырских угодьях монахами производились поиски руд по следам древних разработок.

Исследованиями К. Саппера [93] подтверждается, что «ассирияне около 2000 лет до нашей эры имели рудники в Армении и разрабатывали кроме меди и серебро». Иессен А. А. в результате обобщения результатов археологических исследований приходит к выводу о самостоятельном процессе развития металлургии на юге Закавказья в древние времена. «Слитки металла, медные и бронзовые предметы, глиняные и каменные формы для литья, находимые во время раскопок и относимые к концу II тысячелетия до нашей эры, наряду с обширными древними горными выработками и следами плавки, говорят о весьма раннем знакомстве с горным делом и широком использовании металлов древними обитателями Закавказья» [39]. Среди районов развития древней металлургии в Закавказье Иессен А. А. указывает и Зангезурскую область.

Горный инженер Коншин А., изучавший рудные месторождения Зангезурской области в конце прошлого столетия, отмечает: «Медное дело несомненно существовало в этой области еще со времен владычества персов. Оно возникло здесь, пожалуй, еще гораздо ранее и процветало, быть может, в эпоху глубокой древности, на что указывают... и многочисленные, высеченные в горнокаменных толщах, без пособия пороха, рудничные выработки, рассеянные повсюду в крае». На существование древних разработок в пределах области имеется указание в работах инж. Воскобойникова Н. и Курмакова [57].

Новейшие археологические исследования Пиотровского Б. Б. подтверждают существование древней металлургии в пределах Закавказья и, в ча-

ности, в Зангезурской области, где при археологических раскопках обнаружено много медных изделий. Следы древних разработок сохранились и до сего времени на отдельных месторождениях. На некоторых из них сохранились и отвалы шлаков, перекрытые местами наносными образованиями мощностью до двух и более метров. Подобные шлаки нами были встречены в ряде мест по долине р. Мегри, выше с. Личк. На следы древних разработок и отвалы шлаков обратил внимание в свое время и Г. Абиш [4]. Им приводится описание древних шахт и обширных пещер, которые, по его мнению, являются следами крупной разработки. В древних выработках были обнаружены каменные инструменты, которые использовались при их проходке. Таким образом, имеющиеся исторические данные свидетельствуют о существовании в пределах Зангезурской области горного промысла и металлургии в древнейшие времена, еще задолго до переселения из Турции греков, которых в существующей геологической литературе иногда ошибочно считают основоположниками горного промысла в Закавказье.

Важно отметить также, что исторические данные говорят о том, что металлургия в Закавказье и, в частности, в Зангезурскую область была занесена не миграционной волной, как это считают некоторые зарубежные исследователи (III), а возникла на месте как закономерный процесс, стоящий в связи с общим развитием материальной культуры и имеющий свои характерные черты в отдельных меднорудных районах Закавказья.

Исторические данные, относящиеся к более позднему периоду, свидетельствуют о разработке медных месторождений Зангезурской области и во времена владычества персов вплоть до русско-персидской войны. Однако никаких сведений о размерах добычи руды и выплавки меди этого периода не сохранилось.

После присоединения Закавказья к России возобновителем медного дела в Зангезуре явился русский таможенный чиновник Яков Розов, основавший в 1845 г. первый в этой области медеплавильный завод на Агаракском месторождении.

В 1846 г. Яковом Розовым было открыто медное месторождение близ с. Каварт, явившееся впоследствии центром медной промышленности области. Последовавшая в 1848 г. преждевременная смерть этого пионера медного дела в Закавказье пресекла его дальнейшую деятельность. Продолжателями дела, начатого Я. Розовым, явились уже горные мастера-греки, переселившиеся в Закавказье из Трапезунда. Ими были основаны два небольших медеплавильных завода на Пирдоуданском (Каджаранском) и открытом Я. Розовым Кавартском месторождениях.

На Пирдоуданском месторождении разрабатывались наиболее богатые участки окисленных руд на южном склоне горы, где до сего времени сохранились полуразвалившиеся наклонные горные выработки. На Кавартском месторождении разрабатывались рудные жилы, выходявшие на поверхность на восточном склоне г. Саяд-даш.

Таким образом, с конца сороковых годов медное дело в Зангезуре начало, хотя и медленно, развиваться. Агаракский завод, принадлежав-

ший наследникам Розова, выплавлял к 1858 году 585 пудов меди в год. Пирдоуданский завод — 325 пудов, Кавартский завод — 675 пудов.

В 1856 г. Ованесом Хаджамировым были открыты рудные жилы близ с. Катар, на базе которых им был построен Катарский медеплавильный завод с 9 рудообжигательными печами, введенный в действие в 1857 г., с годовой производительностью 400 пудов меди. Позже, в 1863 г. этот завод был разрушен наводнением после чего построен новый у впадения ручья Каварт в реку Вохчи.

Ряд небольших заводов был основан в период с 1857 г. по 1897 г. на базе Катар-Кавартского месторождения Кундуровым и другими предпринимателями в районе нынешнего г. Кафана (заводы Гализурский, Угурчайский, Барабатумский, Халадж-Лазаревский, Байдахский, Сюникский). Добыча руды в этот период осуществлялась крайне примитивным способом, наклонными выработками, проводившимися по падению рудных жил. Добытая руда доставлялась на поверхность вручную в мешках или корзинах. Естественно, что в этих условиях могли разрабатываться лишь верхние части жил, более глубокие горизонты которых оставались неотработанными. Способ выплавки меди был также крайне примитивным в кустарных печах, сложенных из булыжного камня и глины. Извлечение меди из руд было низким.

Существенным препятствием к развитию медной промышленности в Зангезурской области в этот период служила ее отдаленность от рынков сбыта при крайне неудовлетворительном состоянии путей сообщения, которыми являлись лишь выючные тропы.

В 1864 г. частным предпринимателем князем Тархан-Маурадовым был построен небольшой медеплавильный завод на Ньюадинском месторождении в верховьях р. Ньюади, неподалеку от р. Аракс. Однако этот завод, как и существовавшие ранее Агаракский и Пирдоуданский, в начале 1870 годов прекратил свою деятельность из-за нерентабельности. С указанного же времени расширяются заводы, работающие на базе Катар-Кавартского месторождения.

С 1853 г. по 1886 г. на заводах Зангезурской области было выплавлено 2898 тонн меди.

В последующем, в связи с усовершенствованием методов разработки месторождений и технологии обработки руд, выплавка меди значительно увеличивается. С 1887 г. по 1917 г. было выплавлено 27 773 тонны меди. В этот период в эксплуатации месторождений принимает участие Французское Акционерное Общество, извлекавшее большие прибыли с предприятий.

Наибольшая выплавка — 1850 тонн меди — была достигнута в 1913 г. В годы первой мировой войны выплавка меди упала до 1160 тонн, а в период гражданской войны и господства дашнаков Зангезурские рудники были совершенно заброшены. Восстановление их началось лишь в 1924—1925 гг. Вновь введенный в действие Катарский завод дал 553 тонны меди. Начатые после этого систематические геолого-разведочные работы привели к открытию новых рудных жил и рудоносных участков (рудники №№ 5, 6, 7 и др.), значительно увеличивших

запасы по месторождению и расширивших его перспективы. После национализации предприятия были произведены коренные усовершенствования в системе разработки месторождения, механизированы горные работы и транспортировка руд. Проведенные мероприятия обусловили непрерывный рост добычи и переработки руды на Кафанском предприятии. Уже в 1928—1932 гг. добыча руды в два раза превышала довоенный (1911—1915 гг.) уровень, в 1933—1937 гг. в 7—8 раз, а в 1938—1942 гг. в 10 раз. Построенная на месторождении и введенная в эксплуатацию в 1935 г. обогатительная флотационная фабрика позволила использовать руды с невысоким содержанием меди. Вместо хищнической разработки, применявшейся частными предпринимателями, отработывавшими лишь верхние части богатых рудных жил, началась планомерная разработка месторождения, позволившая во много раз расширить предприятие. С вводом в эксплуатацию обогатительной фабрики мощностью в 1000 тонн суточной переработки руды и получением значительного количества концентратов, выплавка меди на Кафанском предприятии была прекращена, весь медный концентрат с этого времени направляется на Алавердский медеплавильный завод. Получавшийся при переработке полиметаллических руд Шаумяновской группы месторождений цинковый концентрат направлялся на Орджоникидзевский завод «Электроцинк».

В результате геолого-разведочных работ, проведенных на месторождении в течение последнего десятилетия, была вскрыта мощная зона штокверкового оруденения, являющаяся в настоящее время основным объектом эксплуатации.

Наряду с расширением Кафанского (Катар-Кавартского) горнорудного предприятия за последние годы начато промышленное освоение других месторождений области с значительно более крупными запасами руд и металлов.

В 1951 г. была введена в эксплуатацию первая очередь Каджаранского медно-молибденового комбината. В 1952 г. начата разработка Дастакертского медно-молибденового месторождения. Строится крупное горнорудное предприятие на Агаракском медно-молибденовом месторождении.

Остановимся кратко на истории геологического изучения области.

В истории геологического исследования области можно выделить три этапа. Первый этап охватывает период с 1858 г. по 1920 г. В указанный период Зангезурская область не подвергалась систематическим геологическим исследованиям. Представления о геологическом ее строении основывались, главным образом, на результатах изучения отдельных участков рудопроявлений и случайных маршрутах. Крайне отрывочные материалы, естественно, не могли служить основой для правильных обобщений и прогнозов. Из региональных исследований этого периода следует указать на работы акад. Г. Аби́ха (1, 2, 3), Г. Цулукидзе [99], А. Коншина [44], Освальда [73], Валентина [122], Л. К. Конюшевского [43] и др.

Работы указанных, а также других исследователей этого периода к настоящему времени в значительной мере уже устарели. Исключение со-

1240291 12047
66664

ставляют лишь работы Г. Абиха, Л. К. Конюшевского, А. Эрна, осветившие довольно правильно крупные районы и не потерявшие своего значения и в настоящее время. Уже в работах Г. Абиха отмечается существование крупной антиклинальной структуры в бассейнах рек Вохчи и Воротан, устанавливается меловой возраст известняков г. Хуступ, юрский возраст вулканогенно-осадочных толщ, слагающих восточную часть Зангезурской области и третичный возраст широко развитых в пределах области интрузивных пород.

В работе Л. К. Конюшевского впервые отмечается неоднородность петрографического состава пород Ордубадско-Мегринской интрузии и возможность древнего палеозойского возраста вулканогенно-осадочных пород западной части области, подтвержденная последующими исследованиями.

Первая детальная геологическая карта Кафанского месторождения в масштабе 1 : 84 000 с нанесением всех известных к тому времени жил была составлена А. Эрном [102]. В работе указанного исследователя приводится детальное описание месторождения, отдельных его рудников и их перспектив. Несмотря на последующие более детальные исследования, проведенные в районе месторождения, работа Эрна представляет большой интерес и в настоящее время, так как является единственным описанием многих недоступных к настоящему времени рудников, представляющих несомненный промышленный интерес (рудники Мец-Магара и др.). Весьма ценными являются в связи с этим планы древних рудников и разрезы к ним, приложенные к работе.

Второй этап геологических исследований Зангезура начинается после установления Советской власти в Армении и охватывает период до 1938 года. За указанное время территория области была планомерно покрыта геологической съемкой масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000. Одновременно изучались и рудные месторождения области, наиболее перспективные из которых были выдвинуты под разведку. Региональные геологические исследования в пределах области в этот этап проводились В. Г. Грушевым, В. А. Соколовым, А. Л. Додиным [36], В. Н. Котляром, А. Н. Соловкиным. В прилегающем с запада Ордубадском районе геологические исследования проводились С. Г. Саркисяном [85], Н. И. Хитаровым, а в пределах всей территории Нахичеванской АССР К. Н. Паффенгольцем [75]. В результате проведенных исследований в указываемый период сильно продвинулось региональное изучение Зангезура.

Наиболее ценные материалы были получены в результате изучения массивов интрузивных пород: установлена сложность их петрографического состава, многофазность их формирования. В этот же период были изучены рудные месторождения Зангезура, наиболее интересные из которых Агаракское и Каджаранское по рекомендации В. Г. Грушевого были начаты разведкой.

Рудные месторождения области в этот период изучались А. В. Кржечковским, Г. М. Арутюняном, И. В. Баркановым, В. Шкрабо, И. Н. Чирковым, И. А. Тараяном.

Кафанское (Катар-Кавартское) месторождение было детально изучено в 1934—1935 гг. В. Н. Котляром и А. Л. Додиним, в результате чего указанными исследователями была составлена монография, подробно освещающая месторождение по состоянию его изученности к тому времени.

Основным результатом работ указанного этапа является установление крупных перспектив медно-молибденового оруденения Зангезура, послужившее основой для организации в последующем детальных геолого-разведочных работ.

Несмотря на проведение детальных работ, геологическое строение области, однако, оставалось все еще слабо освещенным, в основном, в связи с необоснованностью возрастного расчленения слагающих область пород и невыясненностью их стратиграфических взаимоотношений.

Как и в предыдущий этап исследований наиболее древними образованиями считались вулканогенные породы нижней юры, обнажающиеся в ядре кафанской брахиантиклинали у г. Кафана. Вышележащие породы, а также породы, развитые в других частях области, были отнесены по возрасту к средней и верхней юре, верхнему мелу, палеогену и неогену. Наличие палеозойских отложений, установленных Л. К. Конюшевским, отрицалось в связи с переопределением микрофауны, обнаруженной в известняках г. Хуступ, ошибочно принятой Л. К. Конюшевским за фузулины. В связи с указанным стратиграфическим расчленением пород, представления о геологическом строении области не отличались существенно от представлений предыдущих исследователей. Основной структурой области считалась крупная антиклиналь северо-западного простирания, осложненная второстепенной складчатостью и крупными региональными разломами. Последним приписывалась контролирующая роль в распределении оруденения. К разломам такого рода относились Таштунский (Дебаклинский), Кавартский и др.

Третий этап геологических исследований в Зангезурской области начинается с 1938 г. На основе ранее произведенных работ широко разворачиваются геолого-поисковые работы на всей территории области и детальные разведочные работы на отдельных месторождениях. Геолого-поисковые и региональные съемочные работы проводились в этот период геологами П. Д. Гонтарь, С. А. Мовсесяном, С. С. Мкртчяном, А. М. Арутюняном, К. Н. Паффенгольцем, М. А. Литвин, А. Б. Кажданом, Ю. А. Араповым, И. Г. Магакьяном, А. Т. Асланяном, Ж. Григорьяном, Г. О. Пиджяном, П. Епремяном, Г. Т. Тер-Месропяном, Т. Ш. Татевсяном.

Детальные работы в области развития меловых отложений проводились В. П. Ренгартенем и В. М. Славиним.

Детальные геологические съемки рудных полей отдельных месторождений проводились геологами С. А. Мовсесяном, А. В. Гуляевой, Т. И. Гвайта (Каджаранское месторождение), Н. А. Фокиным (Агаракское месторождение), С. А. Тараяном, С. А. Аванесяном (месторождения бассейна р. Гехи), И. Г. Магакьяном, Г. О. Пиджяном, А. Е. Казаряном (Дастакертское месторождение), Ю. А. Араповым, А. Е. Кочаряном,

Р. А. Аракеляном, Г. О. Пиджяном, Г. Григоряном (район Кафанской группы месторождений).

Наиболее крупные месторождения разведывались Г. М. Арутюняном, П. П. Цамеряном, П. С. Саакяном, С. С. Мкртчяном, К. И. Лягиным, А. М. Аветисяном, Г. Аракеляном, Е. П. Зильманом и др. (Каджаранское месторождение), Г. М. Сластушенским, М. И. Мирзояном, Н. А. Фокиным, А. М. Аветисяном и др. (Агаракское месторождение), Г. Аракеляном, А. Е. Казаряном, Ж. Григоряном, С. М. Лусяном (Дастакертское месторождение и Личская группа месторождений), С. С. Ванюшиным, Б. С. Вартапетяном (Кафанская группа месторождений).

Систематическое изучение вещественного состава руд медно-молибденовых месторождений проводится И. Г. Магакьяном и М. П. Исаенко.

Колчеданные руды Кафанской группы месторождений изучались Н. М. Прокопенко, Ю. А. Араповым.

За последние годы интересные работы по изучению гидрохимии вод медно-молибденовых месторождений были проведены Н. И. Долухановой и Э. А. Кюрегян. Разработанная ими методика полевых определений позволяет широко применять ее при поисках новых месторождений.

Широко были развернуты за последние годы и геофизические методы разведок.

На западном склоне Зангезурского хребта в пределах Нахичеванской АССР региональные геолого-съемочные работы проводились геологами Ш. А. Азизбековым, Р. Н. Абдулаевым и Н. В. Пашалы [6, 7, 8, 9, 10, 11], Н. И. Ситковским, а поисково-разведочные работы — геологом А. К. Шиленко.

Таким образом, третий этап исследований характеризуется широким размахом научно-исследовательских и разведочных работ и участием в этих работах многочисленного коллектива геологов. В результате этих работ были получены весьма ценные результаты как в познании геологического строения области и его металлогении, так и в промышленной оценке отдельных месторождений.

Наиболее важными результатами работ этого этапа являются:

1. Установление в пределах области фаунистически охарактеризованных отложений девона, ранее ошибочно принимавшихся за верхний мел. Коренное изменение представлений о стратиграфии вулканогенно-осадочных образований области и слагаемых ими тектонических структурах. Установление в связи с этим резкого различия в геологическом строении и металлогении западной и восточной частей области, разграниченных друг от друга крупным региональным разломом.

2. Детальное стратиграфическое расчленение меловых отложений области, произведенное В. П. Ренгартемом, в результате которого им впервые были установлены ранее неизвестные, фаунистически охарактеризованные отложения баррема и нижнего апта и установлено наличие турона в новой песчано-мергельной фации.

3. Открытие Дастакертского медно-молибденового месторождения и установление северо-западного продолжения медно-молибденового пояса в Сисианском районе.

4. Промышленная оценка Каджаранского, Агаракского и Дастакертского медно-молибденовых месторождений и начало их промышленного освоения.

5. Открытие штокверкового оруденения на Кафанском месторождении и расширение перспектив месторождения.

6. Детальное изучение вещественного состава руд отдельных месторождений, повысившее ценность руд в связи с возможностью комплексного извлечения из них металлов (в том числе ценнейших рассеянных металлов).

Несмотря, однако, на большие успехи в познании геологического строения Зангезурской области и закономерностей распределения в ее пределах оруденения, позволившие правильно направить поисковые и разведочные работы, ряд вопросов, как это будет видно из последующего изложения, остается все еще не решенным.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ

В геологическом строении Зангезурской рудной области принимают участие разнообразные вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные и метаморфизованные породы, в различной степени дислоцированные и прорванные крупными и небольшими массивами интрузий. Стратиграфический разрез пород, слагающих область, представляется в следующем виде:

1. **Докембрий и нижний палеозой (A + Pz₁).** Наиболее древними породами области являются метаморфические сланцы, представленные слюдяно-кварцевыми разностями с редкими линзами и пачками мраморов, эпидотизированные диабазовидные порфириты с подчиненными слоями метаморфизованных туфоконгломератов и туфобрекчий. Обнажаются они по правобережью реки Аракс в районе сс. Алдара, Ньюади, а также в средней части области, где прослеживаются почти непрерывно по Мегри-Гюнейскому хребту от поста Горазского на р. Аракс в ССЗ направлении к Баргушатскому хребту вдоль крупного Хуступ-Гирратахского надвига.

2. **Верхний девон.** Следующими по возрасту, уже фаунистически хорошо охарактеризованными, являются отложения верхнего девона, представленные толщей (до 700 м) известняков, глинистых, слюдястых сланцев и кварцитов. На подстилающих породах нижнего палеозоя эти отложения залегают трансгрессивно с мощным (до 500 м) базальным конгломератом в основании. Прослеживаются отложения верхнего девона от вершины г. Гюмаран, на Мегри-Гюнейском хребте, в ССЗ направлении к гребню и северным склонам Баргушатского хребта.

3. **Нижняя (?) и средняя юра.** Следующим членом разреза являются нижне (?) и среднеюрские образования, обнажающиеся в другой тектонической зоне в ядре Кафанской антиклинали. Представлены они в вулканогенной фации: эпидотизированными порфиритами, кварцевыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Видимая мощность толщи до 1 км.

4. **Верхняя юра.** Имеет широкое развитие в той же зоне, что и нижняя (?) и средняя юра и представлена преимущественно также в вулканогенной фации: разнообразными порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. В верхах толщи на разных горизонтах залегают линзы и

пачки известняков с характерной фауной верхней юры. Мощность толщи 1,5—2 км.

5. Нижний мел. На вулканогенной толще верхней юры трансгрессивно и несогласно залегают фаунистически хорошо охарактеризованные отложения нижнего мела (баррем-апт). Представлены они мощной (до 500 м) трансгрессивной толщей разнообразных известняков (песчанистых, мергелистых и др.) и мергелей с редкими прослоями песчаников (известковистых и туфогенных) и конгломератов. Обнажаются по правобережью р. Воротан к востоку от г. Кафан, в районе с. Али-Кули-Ушаги, на вершине г. Хуступ и на гребне отходящего от нее к северу хребта, а также на левом берегу р. Аракс, у Бартазского поста и у с. Агбент.

6. Верхний мел. Представлен, видимо, всеми ярусами. Выражен разнообразными известняками (песчанистыми, мергелистыми и др.) и песчаниками, связанными фациальными переходами. Суммарная мощность свит около 700—800 м. Развита отложения верхнего мела также преимущественно по правобережью р. Воротан к востоку от Кафана. На небольшом участке они обнажаются и на левом берегу р. Воротан у с. Али-Кули-Ушаги, где еще Г. Абигом констатирован непрерывный разрез верхнего мела, постепенный его переход в нижнемеловые отложения и перекрывающие породы палеоцена — нижнего эоцена. Верхнемеловые отложения обнажаются также на небольшой площади в ущелье р. Аракс к юго-востоку от г. Ордубад.

Палеоцен — нижний эоцен. Над известняками сенона располагается без видимого углового несогласия вулканогенная толща, представленная в основном плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами, слагающими обширные площади в северо-западной части области, в бассейнах рек Вохчи и Гехи. Видимая мощность толщи свыше 1 км. В восточной части области палеоцен-нижне-эоценовые отложения констатированы на левобережье р. Воротан, в разрезе у с. Али-Кули-Ушаги. Представлены они здесь песчанистыми мергелями и гипсоносными глинами, совершенно постепенно сменяющимися аналогичные отложения верхов верхнего мела.

Средний, верхний (?) эоцен. Над вулканогенной толщей нижнего эоцена залегают трансгрессивно, местами с отчетливым угловым несогласием, мощная (мощностью 1—1,5 км) осадочная толща, состоящая в основании из туфобрекчий, сменяющихся выше перемежающейся толщей песчаников, туфопесчаников и мергелей.

В восточной части области, на правобережье р. Воротан, породы, по видимому, указанного же возраста налегают трансгрессивно, но без видимого углового несогласия, на отложения верхнего мела.

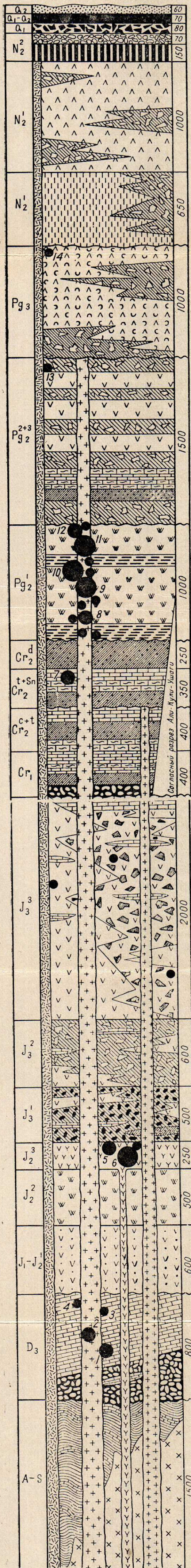
Олигоцен. На вышеуказанный комплекс пород в крайней северо-западной части области налегает трансгрессивно и с угловым несогласием мощная вулканогенно-осадочная толща, состоящая из покровов и потоков андезитов, их туфов и туфобрекчий, относимая условно к олигоцену.

Плиоцен. К плиоценовому возрасту относится ингрессивная глинисто-диатомитовая толща Сисианского района, фациально ее замещающая в восточной части области Герюсинская туфобрекчиевая толща, а

СВОДНЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗАНГЕЗУРСКОЙ РУДНОЙ ОБЛАСТИ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
АН АРМЯНСКОЙ ССР

Составил С.С. МКРТЧЯН
ЕРЕВАН-1953



Аллювий, делювий, пролювий и др.
Четвертичные лавы: андезиты-базальты и базальты.
Красные брекчии района с. Агарах.
Галечники высоких террас.
Лавы Зангезурского (Учтапалярского) плато.

Плиоцен. Вулканогенная толща массива горы Ишхансар (Ишихлы).

Миоцен (?) - плиоцен. Сисианская глинисто-диатомовая толща, Горисская (Герусинская) вулканогенная обломочная толща: цементированные туфобрекчии.

Плиоцен. Угленосная толща района с. Нор Аревик.

Олигоцен. Вулканогенно-осадочная толща: андезиты, андезиты-дациты, липариты, туфы, туфобрекчии.

14 - Проявление киновари в районе Биченагского перевала.

Верхний (?) и средний эоцен. Вулканогенно-осадочная толща: порфириты, туфобрекчии, туффиты, песчаники, глины, мергели, известняки.

13 - Сальвардинское месторождение реальгар-аурипигментовых руд

Нижний эоцен. Вулканогенная толща: эпидотизированные порфириты с подчиненными пачками полосчатых роговиков.

12 - Парагачайское, Урумьское и др. медно-молибденовые месторождения Нахичеванской АССР.

11 - Каджаранское медно-молибденовое м-ние.

10 - Дастакертское медно-молибденовое м-ние.

9 - Агарацкое медно-молибденовое м-ние.

8 - Джиндаринское медно-молибденовое м-ние.

Датский ярус. Песчано-аргиллитовая толща Ордубадского района.

Верхний турон + сенон. Известняки, мергели, песчаники.

7 - Килитское медно-молибденовое м-ние.

Сеноман + нижний турон. Известняки, мергели, песчаники с линзами вулканогенных пород.

Нижний мел (баррем - апт). Известняки, мергели, песчаники, конгломераты.

Верхняя юра (кимеридж - титон)

Хуступ-Чимянская вулканогенная толща: порфириты с подчиненными прослоями туфобрекчии и линзами известняков.

Вулканогенно-осадочная толща левобережья р. Халадж: порфириты, туфы, туфобрекчии с линзами и пачками известняков.

Верняя юра. Толща туфобрекчии с порфиритами и линзами известняков.

Верхняя юра. Толща туфокогломератов с потоками порфиритов, слоями туфобрекчии, туфопесчаников и известняков.

Средняя юра. Кварцевые порфириты, их туфы и туфобрекчии (Барабатумская серия).

6 - Кафанское медноколчеданное м-ние

5 - Шаумянское полиметаллическое м-ние.

Средняя юра. Эпидотизированные порфириты, их туфы и туфобрекчии.

Нижняя (?), средняя юра. Брекчиевидные, плагиоклазовые порфириты с подчиненными прослоями туфов и туфобрекчии.

Верхний девон. Толща известняков, сланцев и кварцитов с базальным конгломератом в основании.

4 - Мичи-матское медно-молибденовое м-ние.

3 - Ньюадинское медно-магнетитовое м-ние.

2 - Гехинское медно-молибденовое м-ние.

1 - Кефашенское медно-молибденово-вольфрамовое м-ние.

Докембрий - нижний палеозой. Метаморфические сланцы, метаморфизованные порфириты с пачками и линзами мраморизованных известняков.

Древние интрузии.

Верхнеплиоценовые интрузии дацитов и кварцевых порфиритов.

Верхнеэоценовые интрузии гранитоидов.

Верхнемеловые интрузии гранитоидов.

Интрузии альбитофиров и кварцевых порфиритов.

также останцы песчано-глинистых угленосных отложений, сохранившиеся отдельными островками на более древних породах в бассейне р. Мегри.

К плиоценовому же возрасту относятся лавы Учтапалярского плато и лавы, слагающие массив г. Ишихлы.

Четвертичные образования представлены лавами, террасовыми накоплениями, а также разнообразными элювиально-делювиальными отложениями.

Интрузивные породы имеют обширное развитие в пределах области и представлены многочисленными дифференциатами гранодиоритовой магмы. Среди них, в известной мере условно, выделяются по возрасту нижнепалеозойские, верхнеэоценовые и верхнеплиоценовые. Большинство интрузий относится к верхнему эоцену. Детальное описание их приводится ниже.

До последнего времени Зангезурскую рудную область в геологическом и металлогеническом отношении рассматривали как единую и в соответствии с геотектоническим расчленением территории Малого Кавказа относили к складчатой зоне Армении. Исследования, проведенные нами, установили резкое различие в геологическом строении восточной и западной частей области, разграниченных друг от друга крупным региональным разломом типа надвига.

Указанные части области, восточная — Кафанская, и западная — Мегри-Сисианская, резко отличаются друг от друга и по характеру металлогении.

Ввиду этого дальнейшее описание геологического строения области целесообразно вести раздельно по каждому району.

А. МЕГРИ-СИСИАНСКИЙ РАЙОН

1. ГРАНИЦЫ РАЙОНА

Мегри-Сисианский район расположен в западной части Зангезурской рудоносной области. С востока он резко отграничивается от восточнее расположенного Кафанского района крупным Хуступ-Гирратахским разломом. На севере граница зоны проходит примерно по широте Сисиана. Здесь рудовмещающие породы зоны погружаются под более молодые олигоценые и постолигоценые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, не несущие оруденения. Западная граница района проходит по западному склону Зангезурского (Конгур-Алангезского) хребта, примерно по линии сс. Лякятан, Дырнис к р. Аракс. К западу от указанной линии расположена зона Нахичеванского синклинория, имеющая резко отличные черты геологического строения и металлогении. Южная граница района проходит по пограничной с Ираном реке Аракс.

Из всех указанных границ только южная является в известной мере условной, поскольку Мегри-Сисианский район со всеми присущими ему особенностями геологического строения и характера металлоносности продолжается далее на юг в Иран, в горах Иранского Карадага. Остальные границы резко отграничивают район от прилегающих к нему обла-

стей Армении, Нахичеванской АССР и Азербайджана. Общая площадь района в пределах очерченных границ составляет 2200 кв. км.

2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Описываемый район по характеру рельефа резко отличается от прилегающих Кафанского и Нахичеванского районов. Это высокогорная зона с резко расчлененным рельефом и большим относительным превышением хребтов над дном ущелий и рек. Горные цепи прорезаны здесь глубокими узкими ущельями и теснинами и образуют нередко скалистые гребни и пики с отвесными обрывами. Исключение составляет лишь крайняя северная часть зоны, в пределах Сисианского района, где развита ингрессивная глинисто-диатомитовая толща и покровы молодых постплиоценовых лав, перекрывающих древние формы рельефа.

Зависимость форм рельефа от литолого-петрографического состава пород, тектоники и вулканизма в пределах Зангезурской области проявляется совершенно отчетливо. Крутые, обрывистые склоны долин, порожистые русла рек, резко зазубренные вершины и гребни Мегри-Сисианского района в значительной мере обусловлены широким развитием интрузивных пород, и на контакте с ними окремненных пород, роговиков, с трудом поддающихся процессам выветривания.

Положительные формы рельефа нередко образуются дайками интрузивных пород, вдоль которых обычно имеет место интенсивное окварцевание вмещающих пород. Значительную роль в формировании рельефа играли также тектонические структуры. Значение их отчетливо проявляется на примере Таштунского (Дебаклинского) разлома, по которому происходит уступообразный перелом в рельефе с резким повышением последнего к западу, к гребню Зангезурского хребта. Такой же уступообразный перегиб в рельефе отмечается и вдоль других крупных нарушений северо-западного простирания (Хуступ-Гирратахский, Кирский и др. разломы).

Нередко формы рельефа обусловлены условиями залегания пород. Так гряда известняков, протягивающихся в бассейне реки Ахсакал (левый приток р. Гехи) к гребню Баргушатского хребта и обладающих крутым, почти вертикальным падением слоев, образует крутые — до 0,5 км обрывы, особенно резко выраженные по ущельям рек, прошивающих эти известняки по их простиранию.

Новейшие вулканические явления, повлиявшие на формы рельефа, имели место лишь в крайней северной части района. Потоки и покровы андезито-базальтовых лав образовали здесь обширное вулканическое плато, расположенное в основном к северу от описываемой площади.

Мегри-Сисианский район, в силу указанных особенностей рельефа, представляет в основном область преобладающей денудации. Накопление осадков происходит лишь на незначительных площадях в северной его части, в Сисианском районе и в крайней южной части, в долине р. Аракс и в низовьях боковых ее притоков (Карчеванская наклонная равнина, долины рр. Мегригет, Астазур, Ньюади). На всем остальном протяжении бурно стекающие горные реки и ручьи смывают и выносят

продукты разрушения пород. В западной, наиболее приподнятой части района, рельеф в значительной степени обусловлен деятельностью древних ледников. По гребню и склонам Зангезурского хребта наблюдаются отчетливо выраженные гляциальные структуры рельефа: кары, трог, висячие долины, моренные отложения, свидетельствующие о значительном распространении в нижнечетвертичное время ледников, спускавшихся далеко вниз по долинам рек.

Гребень Зангезурского хребта имеет обрывистый характер с острыми зазубренными, почти совершенно недоступными вершинами.

Под обрывами гребня хребта на восточном склоне расположены многочисленные каровые впадины (цирки), в большинстве выполненные фирном или занятые живописными озерами (Сакар-лич, Еха-лич, Капуйт-лич, Газан-лич и др.). Каровые впадины редко достигают в диаметре 600 м (кар, занятый озером Еха-лич), обычно же размеры их небольшие — от 100 до 300 м. Обрывистые склоны, окружающие в виде амфитеатра каровые впадины, достигают высоты 500 м. Сложены они, как и чашеобразные днища каров, породами гранитоидной интрузии. Склоны покрыты нередко мощными накоплениями глыбового делювия, образующегося в результате морозного выветривания.

Восточный склон хребта, испытавший большее влияние ледниковой эрозии, обладает по сравнению с западным склоном несколько более сглаженными формами рельефа.

Западный склон хребта резко обнажен; лишь местами среди скалистых обнажений, лишенных растительности, встречаются участки альпийских лугов.

В четвертичное время происходило неоднократное поднятие района (общее для всего Малого Кавказа), видимо более интенсивное, чем в прилегающих Нахичеванском и Кафанском районах, в результате чего протекали соответствующие циклы эрозии, имело место отложение террас и их размыв.

В бассейне реки Гехи, у сс. Ковшот и Малалы, А. Л. Додным отмечены три террасы, из которых наиболее высокая расположена более чем на 300 м выше русла реки. Обрывки террас на высоте 200, 100 м сохранились и по р. Вохчи. Сохранившиеся на отдельных участках пенепленизированные ровные водораздельные высоты и глубоко врезаемые в них речные долины также свидетельствуют о происходивших молодых поднятиях, которые возможно продолжают и в настоящее время.

3. ПОРОДЫ РАЙОНА И ИХ СТРАТИГРАФИЯ

а) ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ДОКЕМБРИИ И НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОИ (А + P_{z1})

К наиболее древним образованиям, обнажающимся в пределах Мегри-Сисианского рудного района, относится мощная (видимой мощностью до 2 км) толща метаморфических сланцев и порфиритов с подчиненными пачками и линзами известняков. Породы интенсивно дислоциро-

ваны и прорваны интрузиями диоритов и габбродиоритов, также подвергшихся рассланцеванию. Описываемый древний комплекс пород выведен на поверхность по крупному Хуступ-Гирратахскому надвигу и прослеживается вдоль него непрерывно от Баргушатского хребта в ЮЮВ направлении до р. Аракс. Пересекая последнюю у поста Горазского, комплекс метаморфических пород прослеживается далее в Иран.

Наиболее полно метаморфическая толща развита на Баргушатском хребте от вершины г. Арамаз к г. Танриехуши и в долине реки Вохчи. К югу от р. Вохчи полоса метаморфических пород постепенно выклинивается, срезаясь указанным выше надвигом.

Разрез толщи по реке Вохчи от развалин крепости Давид-Бек вверх по реке, по данным Р. А. Аракеяна, представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Серые перекристаллизованные известняки с прожилками кальцита. Мощность — 20 м.

2. Зеленовато-серые кристаллические сланцы с линзами рассланцованных перекристаллизованных известняков. Мощность — 65 м.

3. Толща рассланцованных и плотных вулканогенных пород, в основном хлоритизированных, эпидотизированных порфиритов с линзами и пачками темно-серых мергелистых известняков. Наиболее рассланцованные разности порфиритов переходят в хлорит-амфиболитовые сланцы. Мощность — 130 м.

4. Рассланцованные, перекристаллизованные, мергелистые и тонкополосчатые известняки, прорезанные жилками кальцита. В низах свиты залегают залежи белого и желтого сахаровидного кальцита. Известнякам подчинены отдельные маломощные залежи измененных порфиритов. Мощность свиты известняков — 70 м.

5. Перемежающаяся свита плитчатых известняков с полосчатой текстурой и зеленовато-серых эпидотизированных порфиритов. Известняки играют подчиненную роль. Мощность — 150 м.

6. Толща порфиритов с мелкими линзами мергелистых известняков. Среди порфиритов выделяются разновидности с крупными порфиристыми выделениями плагиоклазов. Мощность — 100 м.

7. Мощная вулканогенная толща, состоящая из порфиритов, реже туфобрекчий с подчиненными слоями роговиков. Мощность — 500 м.

Все перечисленные породы прорезаны жилами диабазов, падают круто на юго-запад под углом до 70—80°, слагая северо-восточное крыло опрокинутой на северо-восток складки. Общая видимая мощность толщи свыше 1 км.

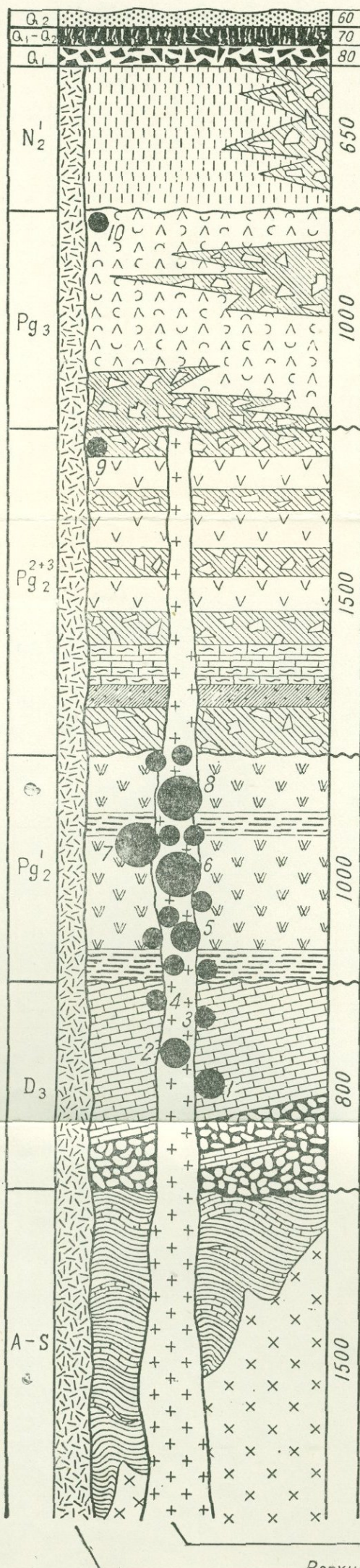
Известняки описываемой толщи обычно тонкоплитчатые и пльчатые, нередко тонкорассланцованы, перекристаллизованы и прорезаны многочисленными тонкими прожилками кальцита. В отдельных участках они светло-серые, белые и мраморовидные. Несмотря на детальные поиски, обнаружить фауну в известняках пока не удалось.

Порфириты, широко развитые в описываемой толще, представляют собой зеленовато-серую, нередко рассланцованную породу с видимыми

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ МЕГРИ – СИСИАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
АН АРМЯНСКОЙ ССР

Составил С.С. МКРТЧЯН
ЕРЕВАН – 1953



Аллювий, делювий, пролювий и др.
Четвертичные лавы: андезито-базальты и базальты
Красные брекчии района с. Агарак

Миоцен (?) – плиоцен. Сисианская глинисто-диатомовая толща, Горисская (Герусинская) вулканогенная обломочная толща: сцементированные туфобрекчии.
Плиоцен. Угленосная толща района с. Нор Аревик.

Олигоцен. Вулканогенно-осадочная толща: андезиты, андезито-дациты, липариты, туфы, туфобрекчии.
10 – Проявления киновари в районе Биченагского перевала

Верхний (?) и средний эоцен. Вулканогенно-осадочная толща: порфириды, туфобрекчии, туффиты, песчаники, глины, мергели и известняки.

9 – Сальвардинское месторождение реальгар-аурипигментовых руд.

Нижний эоцен. Вулканогенная толща: эпидотизированные порфириды с подчиненными пачками полосчатых роговиков

- 5 – Джиндаринское медно-молибденовое м-ние
- 6 – Агаракское медно-молибденовое м-ние
- 7 – Дастакертское медно-молибденовое м-ние
- 8 – Каджаранское медно-молибденовое м-ние

Верхний девон. Толща известняков, сланцев и кварцитов с базальным конгломератом в основании

- 1 – Кефашенское медно-молибденово-вольфрамовое м-ние
- 2 – Гехинское медно-молибденовое м-ние
- 3 – Ньюадинское медно-магнетитовое м-ние
- 4 – Мичи-матское медно-молибденовое м-ние

Докембрий – нижний палеозой. Метаморфические сланцы, метаморфизованные порфириды с пачками и линзами мраморизованных известняков.
Древние интрузии.

Верхнеэоценовые интрузии гранитоидов.

Верхнеплиоценовые интрузии дацитов и кварцевых порфиров.

в отдельных разновидностях порфиrowыми вкрапленниками. Последние принадлежат обычно лабрадору, уралитовой и бурой роговой обманке. Основная масса амфиболитизирована и эпидотизирована. В породе отмечается густая вкрапленность пирита и магнетита. Описываемые порфириты несут на себе резкие следы метаморфизма.

В наиболее измененных порфиритах основная масса почти нацело замещена серицитом, хлоритом, каолинитом, реже эпидотом, кварцем. Последний нередко образует прожилки в породе. Фенокристаллы плагиоклаза большей частью серицитизированы, эпидотизированы.

Туфы и микротуфобрекчии, прослаивающие вулканогенную толщу на различных ее горизонтах, отвечают по составу включающей их толще порфиритов. Мощность их достигает 40—50 м.

В районе сел. Карабаш и Ковшот по ущелью р. Киги А. Л. Додин отмечает в описываемой толще, считавшейся им эоценовой, сильно метаморфизованные порфириты. Основная масса этих пород почти нацело замещена серицитом, хлоритом, каолинитом, реже кварцем и эпидотом; наблюдающиеся мелкие игольчатые лейсты альбита (показатель преломления меньше канадского бальзама) также, вероятно, вторичные. В порфиrowых выделениях развиты плагиоклазы, большей частью альбитизированные и серицитизированные, а также эпидотизированные; в некоторых шлифах были встречены вкрапленники биотита. Кварц и серицит часто образуют в породе мелкие прожилки. Во всех этих порфиритах развита также интенсивная вкрапленность пирита и магнетита. Диабазы, широко развитые в пределах описываемой толщи и секущие ее в виде жил, также обычно сильно изменены.

К югу от реки Вохчи, как указывалось, полоса метаморфических пород постепенно выклинивается.

У сел. Шишкерт в принадвиговой зоне развиты лишь низы толщи, представленные разнообразными, интенсивно дислоцированными плейчатými сланцами, на которых расположено село. Вышележащая вулканогенная толща здесь не обнажается, будучи перекрыта трансгрессивно отложениями верхнего девона.

Значительные выходы метаморфических сланцев отмечены также по левобережью реки Аракс, от поста Горазского выше по реке до с. Алидара. Как и по реке Вохчи, в верхах толщи развиты порфириты, габбро-порфириты, с которыми связаны постепенными переходами широко развитые здесь амфиболитовые сланцы. Последние представляют мелкозернистую зеленовато-черную, рассланцованную (часто очень тонко), породу, под микроскопом состоящую, как и порфириты и габбро-порфириты (за счет которых она развивается), из зеленой роговой обманки, плагиоклаза (андезин-лабрадор), пироксена (редко) и бурого биотита. Вокруг листочков последнего отмечаются обычно скопления рудного минерала. Порода несет резкие следы метаморфизма, сказавшегося в появлении агрегатов бурого биотита и в переходе первичной бурой роговой обманки в зеленую.

Структура сланцев типичная гранобластическая. Нередко сохраняется в них реликтовая структура порфиритов. Помимо амфиболитовых

сланцев в составе описываемой толщи развиты также хлорит-амфиболитовые, кварцитовые сланцы и кварц-полевошпатовые роговики. Последние представляют собой очень плотную мелкозернистую, тонкополосчатую породу, состоящую под микроскопом из бесформенных зерен плагиоклаза, калиевого полевого шпата и мелких зерен волнистоугасающего кварца.

В отличие от амфиболитовых и хлорит-амфиболитовых сланцев, роговики образовались, несомненно, из осадочных, по всей вероятности, глинистых пород.

Ниже по ущелью р. Аракс, в районе поста Горазского, обнажаются, видимо, более низкие горизонты метаморфической толщи, представленные слюдисто-кварцитовыми сланцами с прослоями мраморов и мраморизованных известняков. Здесь, как и у с. Шишкерт, они приурочены к принадлежковой зоне и также соответствуют нижней части разреза метаморфической толщи р. Вохчи.

На правобережье реки Аракс, в горах Иранского Карадага, породы метаморфической толщи обнажаются на значительных площадях. Выходы их отмечены Д. В. Ивановым [40] между Алидаринским и Астазурским постами, где они составляют непосредственное продолжение описанной нами толщи, а также в окрестностях сс. Дулан и Кулан и в низовьях реки Оганан-чай. Представлены они здесь различными гнейсами, амфиболитовыми, биотитовыми и хлоритовыми сланцами. Выходы слюдяных сланцев отмечены Д. В. Ивановым также в ущелье Кизил-дара (вблизи с. Энгерта). По возрасту указываемые метаморфические породы были отнесены Д. В. Ивановым к архею. Те же гранито-гнейсы и слюдяно-сланцевые породы в горах Иранского Карадага, в окрестности с. Дулан и в нижнем течении р. Оганан-чай были описаны геологом А. Шталь [119] и отнесены им к нижнему палеозою.

Таким образом, метаморфическая толща, установленная в Зангезуре, имеет региональное развитие. Судя по микроскопическим исследованиям и химическим анализам, толща характеризуется весьма сложным составом. Образовалась она, вне сомнения, из различных осадочных, эффузивных и интрузивных пород как кислых, так и основных. Образование ряда разновидностей сланцев за счет метаморфизации изверженных пород устанавливается достаточно определенно по постепенному переходу, наличию в сланцах реликтовых структур изверженных пород и сходству химического состава. Значительное участие в составе толщи принимают мраморизованные известняки и тонкополосчатые роговики, образовавшиеся за счет изменения карбонатных и глинистых осадков. В осадочной серии были, видимо, и перерывы, так как местами в составе толщи наблюдаются рассланцованные мелкогалечные конгломераты.

Регионально-метаморфизованные сланцы впоследствии, на некоторых участках, были также несколько изменены внедрившимися в них интрузиями, обусловившими контактово-метасоматические и гидротермальные процессы. Метаморфическая толща интенсивно дислоцирована, складчатая ряд складок примерно общекавказского простирания, хотя наблюдаются складки и иного направления (вплоть до северо-восточного).

По возрасту указываемая толща отнесена нами и нижнему палеозою и докембрию.

Верхний предел возраста толщи определяется трансгрессивным налеганием на ней фаунистически охарактеризованных отложений верхнего девона. По составу слагающих пород указываемую толщу можно параллелизовать с породами верхней половины разреза кембрия-докембрия Арзакендского разреза. Рассланцованные диориты являются, вероятно, по возрасту аналогом Арзакендских рассланцованных роговообманковых габбро, описанных К. Н. Паффенгольцем [79]. Развитые же в Иране метаморфические породы, характеризующиеся более высокой степенью метаморфизма и прорванные гранито-гнейсами, должны соответствовать породам низов указанного разреза.

Все выходы древних кристаллических сланцев в Закавказье располагаются в осевых частях крупных поднятий. Описываемые метаморфические сланцы южного Зангезура по своему положению попадают на одно из трех направлений поднятия древнего субстрата Малого Кавказа, именно на поднятие по линии Карадаг (в Иране), Арзакан, Боз-ехуши (южная окраина Ахалкалакского плато).

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

На вышеописанную метаморфизованную вулканогенно-осадочную толщу нижнего палеозоя налегает трансгрессивно с мощным базальным конгломератом в основании, комплекс осадочных пород, представленных перемежающейся толщей средне- и тонкослоистых темно-серых и желтовато-серых известняков, глинистых, слюдястых сланцев и кварцитов.

В известняках и глинистых сланцах нижней части толщи в районе с. Шишкерт нами была встречена фауна верхнего девона и этим доказано наличие в Зангезуре отложений девона, ошибочно относившихся прежними исследователями к верхнему мелу. Разрез указываемой толщи, составленный по склону правого берега р. Шишкерт, представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Толща конгломератов с различной величины хорошо окатанными гальками известняков, порфиритов, роговиков и кристаллических сланцев из подстилающей метаморфической толщи. Гальки сцементированы туфогенным материалом. Мощность конгломератов около 200 м.

2. Перемежающаяся толща черных филитовидных глинистых сланцев, кварцитов и известняков. Мощность — 75 м.

3. Черные тонкослоистые филитовидные глинистые и серые слюдястые сланцы с отпечатками брахиопод. Мощность — 30—35 м.

4. Желтовато-серые и темно-серые рассланцованные и узловатые известняки с *Spirifer ex gr. verneuilli* Murch., *Rhynchonella* sp. и другими брахиоподами. Мощность — 100—120 м.

5. Зеленовато-серые глинистые сланцы. Мощность — 20 м.

6. Грубослоистые, местами тонкослоистые, серые, черные известняки и кварциты. Мощность — около 120 м.

7. Зеленовато-серые и темно-серые полосчатые туффиты. Мощность — 12 м.

8. Черные глинистые сланцы с отдельными прослоями черных известняков — 12 м.

Зеленовато-серые и серые среднеслоистые мергели, известняки и туффиты. Мощность — 80 м.

Все перечисленные породы залегают между собой согласно и падают на юго-запад $210-250^\circ$, под углом $50-65^\circ$. Прорезаны они многочисленными жилами диабаз.

К юго-западу от с. Шишкерт известняково-сланцевая толща верхнего девона срезается у вершины г. Кагры-ехуши Хуступским надвигом и далее к югу не прослеживается. В силу складчатости указанная толща вновь появляется на Мегри-Гюнейском хребте между развалинами с. Мазра и вершиной Гюмаран-даг. У указанной вершины толща конгломератов и известняков резко отклоняется к югу и срезается Мегринским батолитом. Интересно отметить, что туфоконгломераты, залегающие в Шишкертском разрезе в основании верхнего девона у вершины Гюмаран-даг, залегают над известняками в опрокинутом залегании. Здесь в туфоконгломератах залегают мощные пласты светло-серого рифогенного известняка, слагающего соседнюю к западу от Гюмаран-дага вершину.

К северо-западу от с. Шишкерт полоса верхнедевонских отложений прослеживается непрерывно к р. Вохчи, далее через Пирямсарский хребет к басс. р. Гехи и к гребню Баргушатского хребта.

В отличие от Шишкертского разреза, где верхнедевонские отложения падают относительно полого (чем создается ложное впечатление о согласном налегании на нее перекрывающей вулканогенной толщи), по реке Вохчи и далее к северу пласты падают весьма круто ($80-85^\circ$), нередко вертикально и образуют ряд крутых сильно сжатых складок.

Верхнедевонские отложения прослеживаются по левому берегу реки Вохчи от местности Богаджих вверх по течению реки вдоль шоссеиной дороги.

Разрез этих отложений, по данным Р. А. Аракеяна, представлен здесь (снизу вверх):

1. Темно-серые мелкокристаллические известняки. Мощность — 50 м.
2. Сильно трещиноватые рассланцованные известняки серого цвета, по трещинкам сильно заохренные. Мощность — 5 м.
3. Среднеслоистые трещиноватые темно-серые известняки. Мощность — 3 м.
4. Толсто- и среднеслоистые плотные известняки. Мощность — 15 м.
5. Хлоритовые оталькованные сланцы. Мощность — 5 м.
6. Рассланцованные, плейчатые измененные известняки. У контакта со сланцами в них отмечается вкрапленность пирита и халькопирита. Мощность — 10 м.
7. Толстослоистые плотные темно-серые известняки. Мощность — 20 м.

Указанные отложения образуют крутую, сильно сжатую синклинальную складку, с крыльями, падающими на юго-запад 210° под углом $85-90^\circ$. Туфоконгломераты, залегающие в основании верхнедевонской

толщи в Шишкертском разрезе, здесь не встречены из-за задернованности склонов. Однако наличие их устанавливается по обнажениям несколько севернее на гребне Пирямсарского хребта. За указанным хребтом в бассейне реки Гехи отложения верхнего девона имеют широкое развитие. Они прослеживаются к гребню Баргушатского хребта. Представлены в основном темно-серыми, серыми и светлыми перекристаллизованными, нередко рассланцованными известняками с подчиненными слоями глинистых и слюдястых сланцев. В темно-серых известняках у сел. Гехи отмечаются плохой сохранности отпечатки брахиопод. Известняки и подчиненные им отложения слагают ряд крутых изоклинальных складок, опрокинутых на северо-восток. Наиболее полно толща известняков развита по р. Ахсакал. Мощность их здесь доходит до 800 м.

Известняки в значительной своей части сильно рассланцованы, местами превращены в типичные известняковые сланцы, на отдельных же участках мраморизованы. Значительные выходы мраморизованных известняков отмечаются у сел. Гехи и по р. Кирс-чай, вблизи ее устья. Перемежаются они здесь с темно-голубоватыми и серыми кремнистыми и глинистыми сланцами. Такие же мраморизованные известняки светло-голубого, желтого, серого цветов, иногда сахаровидные, обнажаются по р. Ахсакал. Под микроскопом мраморизованные известняки обладают неравномерно-зернистой структурой; состоят из крупных зерен кальцита, среди которых встречаются более мелкие зерна кальцита, а также кварца и чешуйки серицита. В породе местами отмечается редкая вкрапленность рудных минералов.

Глинистые сланцы, прослаивающие известняки, представляют листоватую, темно-серую до черного цвета, породу, рассыпающуюся от удара. Многочисленные тонкие трещинки в породе выполнены водными окислами железа. Среди известняков сланцы образуют пачки в 3—4 м мощностью. Известняково-сланцевая толща прослеживается непрерывно к гребню Баргушатского хребта, обнажаясь на последнем восточнее вершины г. Дамур-даг. Всюду сохраняются крутые ($85-90^\circ$), в основном на юго-запад, падения пластов.

За гребнем Баргушатского хребта крутопадающие пласты известняков и сланцев прослеживаются еще на некотором расстоянии и по северному склону Баргушатского хребта. Здесь они срезаются гранитоидной интрузией, не доходя до левой составляющей р. Шенатаг. К северу от последней развита вулканогенная толща нижнего эоцена, под которую, в силу погружения в северо-западном направлении шарнира складок, уходят верхнедевонские отложения.

В основании верхнедевонских отложений на Баргушатском хребте залегает мощная толща туфоконгломератов, совершенно идентичных туфоконгломератам основания верхнего девона Шишкертского разреза. Как и в последнем, представлена эта толща различной величины хорошо окатанными гальками эпидотизированных порфиритов, сланцев, светло-серых известняков, сцементированных бурым туфовым цементом. Среди туфоконгломератов, как и в Шишкертке, залегают пласты грубозернистых туфопесчаников. Выходы туфоконгломератов прослеживаются не-

прерывно по гребню Баргушатского хребта к перевалу Эшак-Майдан (верховье реки Шенатаг). Всюду они падают под углом 80—90° на юго-запад, согласно с перекрывающей их известняково-сланцевой толщей. Мощность толщи туфоконгломератов на Баргушатском хребте достигает 500 м. Отсюда они прослеживаются непрерывно в юго-восточном направлении в бассейны рр. Кирс и Ахсакал (левые притоки р. Гехи), где они отмечены А. Л. Додиным в основании известняково-сланцевой толщи и ошибочно были отнесены им к нижнему эоцену.

Выходы толщи туфоконгломератов на Баргушатском хребте не были замечены предыдущими исследователями, в связи с чем были сделаны неверные выводы о постепенном переходе вулканогенной толщи восточной части Баргушатского хребта в отложения верхнего девона и об одновозрастности их. Туфоконгломераты основания верхнего девона имеют, вне сомнения, широкое региональное развитие, отмечая трансгрессивное залегание верхнедевонских отложений на более древних образованиях. Установление в Зангезуре трансгрессивного верхнего девона является весьма важным в научном отношении фактом, позволяющим уточнить палеографические построения для указанного времени. Имевшиеся до этого времени данные о взаимоотношениях верхнего девона с подстилающими и перекрывающими отложениями из различных районов юго-восточного Закавказья, свидетельствовали о непрерывности осадконакопления, начиная с начала среднего девона до нижнего карбона включительно.

Указанный согласный разрез отложений среднего и верхнего девона, а также нижнего карбона устанавливается всюду, в пределах Нахичеванской АССР и в бассейне р. Веди, где можно наблюдать взаимоотношения указанных отделов.

Отсутствие среднего девона в пределах Мегри-Сисианского района, резко трансгрессивное налегание отложений верхнего девона на более древних образованиях, свидетельствуют о проявлении здесь доверхнедевонской орогенической фазы и крупной трансгрессии с начала верхнего девона, не сказавшихся в прилегающих с запада районах.

Отложения верхнего девона, судя по имеющимся литературным данным, широко распространены к югу от Мегри-Сисианского района, на правобережье р. Аракс, в Иранском Карадаге. Представлены они здесь толщей темноцветных, светло-серых, кремнистых, отчасти доломитизированных известняков, мелкозернистых зеленовато-серых песчаников, плотных конгломератов, глинистых, кварцево-глинистых, известняково-кварцево-глинистых и слюдястых сланцев. В нижней части этой толщи развиты, как и в Зангезуре, конгломераты и конгломератовидные песчаники, в средней — глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники и в верхней — известняки. В толще известняков в низовьях р. Достеир-чай, в ущелье Бурмюльк и в окрестностях с. Вино Д. В. Ивановым была обнаружена фауна брахиопод, принадлежащая, по определению Л. И. Лутугина, к верхнему девону. Отложения верхнего девона, по данным Д. В. Иванова, широко распространены в западной, северо-восточной и центральной части Карадага, где они непосредственно налегают на метаморфические

сланцы докембрия. Таким образом, и в пределах Иранского Карадага, как и в Зангезуре, совершенно определенно отмечается верхнедевонская трансгрессия.

В Е Р Х Н И И М Е Л

Верхнемеловые отложения развиты на небольшой площади в крайней юго-западной части описываемой территории, в Ордубадском районе в другой (Нахичеванской) геотектонической зоне. Представлены они мощным комплексом осадочных и частью вулканогенных пород, расчленяющихся Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым [11] по минералогическому составу на три толщи (снизу вверх).

1. Туфогенно-карбонатную с диоритовыми порфиритами и микродиабазами.

2. Карбонатную.

3. Мергелисто-аргиллитовую с многочисленными инъекциями порфиритов и диабазов.

Первая толща относится по возрасту к нижнему туруну, вторая — к верхнему туруну-сенону и третья — к датскому ярусу.

Наиболее полно отложения нижнего турона развиты в районе сел. Килит, где Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым [11] описан следующий восходящий разрез:

1. Плотные светло-серые, кремнисто-известковые полимиктовые туфопесчаники.

2. Плотные светло-серые мелкозернистые известковые полимиктовые туфопесчаники с прослоями тонкозернистых песчаников с *Actaeonella ovata* Pcel., *Actaeoneiia supernata* Pcel., *Pseudomesalia regularis* Pcel., *Artyxiella posthuma* Pcel.

3. Плотные тонкозернистые известковые песчаники с *Protocardia armenica* Eichw., *Protocardia renngarteni* Bobk.

4. Плотные темно-серые, плохо отсортированные кремнисто-известковые олигомиктовые песчаники с отпечатками двустворчатых.

5. Плотные тонкозернистые известковые песчаники, изобилующие фауной *Protocardia armenica* Eichw., *Protocardia renngarteni* Bobk.

6. Плотные темно-серые, почти черного цвета, слабослоистые ороговикованные известняки.

7. Чередование плотных светло-серых мелкозернистых известковистых туфопесчаников с плотными тонкозернистыми известковистыми песчаниками.

8. Плотные криптозернистые известняки, в свежем изломе почти черные, содержащие пропластки глинистых песчаников мощностью до двух метров.

9. Аргиллитоподобные сланцевато-глинистые известняки.

10. Плотные тонкозернистые известковистые песчаники, изобилующие фауной *Protocardia armenica* Eichw., *Protocardia renngarteni* Bobk...

11. Мощный пласт туфоконгломерата с гальками эффузивных и частью осадочных пород различной величины — от нескольких миллимет-

ров до 10—20 см в поперечнике, сцементированных известковым полимиктовым туфопесчаником.

12. Известково-кремнистые полимиктовые туфопесчаники, переходящие в верхней части в известково-кремнистые туффиты.

13. Грубозернистые полимиктовые туфопесчаники, состоящие из обломков пелитоморфного и мелкозернистого известняка, порфирита, тонкозернистого кремнистого сланца, песчаника, а также из отдельных зерен плагиоклаза и кварца.

14. Чередование туфоконгломератов, грубозернистых туфопесчаников, песчаных тонкозернистых и пелитоморфных известняков. Толща прорезана пластовыми интрузиями микродиабазов мощностью до 10 м. Подстилающие вышеописанную толщу породы не вскрыты. На отложения нижнего турона налегает согласно мощная карбонатная толща, состоящая из кремнистых, песчано-кремнистых, тонкозернистых, полосчатых и рассланцованных известняков и мергелей. Породы эти слагают крылья Кетамской антиклинали и граничат на северо-востоке с Ордубадо-Мегринской интрузией, на контакте с которой интенсивно скарнированы. Наиболее полный их разрез вскрывается по долинам Кетам-чая и Килит-чая. Возраст карбонатной толщи определяется как верхнетуронский-сенонский, на основании стратиграфического ее положения между фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего турона и датского яруса.

Вышеописанные карбонатные отложения перекрываются в северо-западной части площади развития верхнемеловых отложений новым комплексом осадочных пород, состоящим в основном из аргиллитов, известняков, кварцевых песчаников, песчанистых известняков с подчиненными прослоями микробрекчиевидных туфов. Породы эти прорезаны многочисленными дайками и пластовыми интрузиями порфиритов, которые, по мнению Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдулаева, являются корнями излияния эффузивов нижнего эоцена. Из микрофауны, обнаруженной в породах описываемой толщи, Д. М. Халиловым были определены *Globototalia* cf. *ex gr. canariensis* (d'Orb.), *Eponides trumyi* Nuttal, *Globigerina* sp., *Globigerina bulloides* d'Orb.

Последняя форма характерна, по данным Д. М. Халилова, для ильхидагской свиты (датский ярус) юго-восточного Кавказа. Перекрываются описываемые отложения в районе сел. Нюсюс, (северо-западнее Ордубада) мощной толщей порфиритов нижнего эоцена.

НИЖНИЙ ЭОЦЕН

Отложения нижнего эоцена представлены мощной (свыше 1 км) вулканогенной толщей, состоящей из отдельных разновидностей основных порфиритов, обычно сильно эпидотизированных, туфов, туффитов и туфобрекчий. За исключением Ордубадского района, где, как мы видели, вулканогенная толща нижнего эоцена подстилается породами датского яруса, на всем остальном протяжении Мегри-Сисианской геотектонической зоны эта толща налегает непосредственно, трансгрессивно и с угловым несогласием на отложения верхнего девона.

Вулканогенная толща имеет широкое развитие в пределах описываемой зоны, прослеживаясь непрерывно от Мегри-Гюнейского хребта на север к Пирямсарскому и Баргущатскому хребтам. В западной части района она слагает Зангезурский хребет от вершины г. Капуджих на север до гг. Ахмечит и Казанлич.

В основании толщи в отдельных частях района отмечены слои плотных темно-серых конгломератов, состоящих из окатанных галек порфири-тов, плотно сцементированных мелкозернистым туфогенным материалом.

Указанные конгломераты обнажаются на Мегри-Гюнейском хребте на восточном склоне г. Багацсар (Байбуган), а также на гребне хребта у вершины Тахарлу.

Стратиграфически выше располагается свита зеленовато-серых, темно-серых, местами с фиолетовым оттенком плотных полосчатых туффи-тов (роговиков) мощностью до 200—250 м. Выходы их отмечены как на Мегри-Гюнейском, так и на Пирямсарском (восточнее вершины Пирямсар) и Баргущатском (у вершины г. Дамурдаг) хребтах. Над роговиками залегает мощная (до 800 м) толща эпидотизированных порфири-тов с подчиненными слоями туфов, туффи-тов (роговиков) и туфобрекчий. Вся толща в большей или меньшей степени метаморфизована под воздействием внедрившихся в нее крупных интрузий.

Порфириты, наиболее широко развитые в описываемой толще, в свежем виде макроскопически представляют черную и темную зеленовато-серую породу, в которой среди мелкозернистой основной массы выделяются довольно крупные — от 2 до 4 мм вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки и пироксена.

По преобладающему составу вкрапленников среди порфири-тов можно выделить разности — плагиоклазовые, амфиболовые и пироксеновые.

Наиболее свежие порфириты развиты в верховьях рр. Вохчи, Гехи и Кярт, на склонах гор Капуджих, Казангель и Ах-мечит.

Под микроскопом это типично порфировой структуры породы с микролитовой, гналопилитовой и интерсертальной структурой основной массы. Последняя состоит из мелких игольчатых лейст плагиоклаза, расположенных среди стекла, хлорита, пелитовых продуктов. Порфировые выделения принадлежат плагиоклазу и роговой обманке, реже пироксену. Плагиоклаз образует таблитчатые, иногда продолговатые кристаллы от 1 до 3 мм, иногда имеет зональное строение и принадлежит обычно андезину (угол симметричного угасания 20°) либо лабрадору (угол симметричного угасания 32—38°). Плагиоклаз основной массы, судя по рельефу, более кислый.

Вкрапленники роговой обманки грязно-зеленого цвета, плеохроируют в розовато-зеленых и буровато-зеленых тонах. Угол $C : Ng$ 17°. Двупреломление 0,018. Реже, чем плагиоклаз и амфибол, образуют вкрапленники пироксен и биотит.

Из вторичных минералов в породе отмечается небольшое количество эпидота, хлорита, серицита и рудного минерала (пирита, реже халькопирита).

Описываемые свежие порфириды залегают участками в несколько сот метров диаметром, среди более измененных порфиритов и, по всей вероятности, являются корнями излияния эоценовой вулканогенной толщи. В измененных разностях порфиритов широко развиты вторичные минералы: соссюрит, хлорит, альбит по плагиоклазу, хлорит и эпидот по биотиту, хлорит, эпидот и кварц по роговой обманке, роговая обманка, хлорит, карбонат по пироксену. При более интенсивном изменении развивается мелкозернистый агрегат актинолита или эпидота.

Стекло в основной массе частично раскристаллизовано с выделением пылевидных рудных включений и бурого пелитового вещества. Обычно в основной массе развиваются мелкочешуйчатые хлорит и тонкозернистый эпидот. Миндалины выполнены бледно-зеленым хлоритом, имеющим очень низкое двупреломление.

Наиболее интенсивное изменение пород отмечается у контактов с прорывающими их интрузиями.

Порфириды на различных горизонтах переслаиваются с пирокластическими туфами, макроскопическим в поле трудно отличимыми от порфиритов. Как и последние, это плотные темные зеленовато-серого цвета породы с массивной текстурой. Под микроскопом структура этих пород литокластическая, псефитовая (0,8—2—3 мм). Порода состоит из обломков порфирита с различной структурой основной массы. Обломки тесно связаны между собой и цементирующая масса незаметна. Среди обломков туфа отмечаются:

1. Порфирит с фенокристаллами плагиоклаза и пироксена с гялопилитовой основной массой.
2. Миндалекаменный порфирит с фенокристаллами плагиоклаза и бурой интерсертальной основной массой.
3. Порфирит с микролитовой структурой основной массы (часто хлоритизированной).
4. Микропойкилитовая основная масса более кислой эффузивной породы (афировая).

Указанные пирокластические образования широко развиты внутри вулканогенной толщи и встречены нами на Пирямсарском (между вершинами Пирямсар и Улублах) и Баргушатском хребтах. Местами в них отмечается грубая слоистость.

Туфогенные породы, залегающие в основании вулканогенной толщи и выше, на различных ее горизонтах, в результате метаморфизации превращены в типичные роговики. Это очень плотные мелко- и тонкозернистые зеленовато-серые и темные, с фиолетовым оттенком полосчатые породы с раковистым изломом. Среди них можно выделить роговики мелкозернистые, кристаллокластические и роговики пепловые, тонкозернистые. Первые представляют собой плотную со слоистой и полосчатой текстурой породу.

Под микроскопом структура их кристалло-литокластическая, псаммитовая (0,3—0,8 мм). Порода состоит из обломков порфиритов и обломков кристаллов плагиоклаза, реже пироксена и роговой обманки. Це-

мент тонкозернистый, окремненный, обычно содержание его незначительно, редко (шл. 20/51) оно составляет 30%.

Порода полосчатая, тонкослоистая. Обычно наблюдается переслаивание мелкозернистого и пеплового туфов. Вторичные изменения породы выражаются в развитии хлорита, серицита, лимонита, амфибола, перекристаллизации цемента с образованием кремневых оболочек вокруг обломочных зерен. Иногда развивается пятнистая карбонатизация. Состав обломочных зерен:

1. Обломки кристаллов: плагиоклаз, обычно серицитизированный или сосюртитизированный, преобладает среди кристаллов; пироксен моноклинный с высоким двупреломлением; роговая обманка грязно-зеленая с двупреломлением: $0,020$, угол $C : Ng$ 17° .

2. Обломки пород представлены андезитом с микролитовой или гялопилитовой структурами основной массы и фенокристаллами плагиоклаза и пироксена. Встречаются также обломки с интерсертальной структурой основной массы из черного стекла и редких микролитов плагиоклаза.

Тонкозернистые роговики, переслаивающиеся с мелкозернистыми, представляют собой также слоистую, полосчатую, очень плотную породу. Под микроскопом структура их витрокристаллокластическая, пепловая. Порода состоит из очень мелких (часто меньше $0,1$ мм) обломочков полевого шпата (?) и стекла, имеющих остроугольные или даже игольчатые очертания. Обломочки цементируются пелитовой бурой окремненной массой. Породы полосчатые, что обусловлено расположением участков, обогащенных пылевидными рудными минералами. Эти участки вытянуты в полосы, нередко изогнутые. Иногда наблюдается (шл. 27/51) переслаивание пеплового и мелкозернистого кристаллокластического туфов. Граница между прослойками резкая, но пепловый туф в кристаллокластической разности явно является цементирующей массой.

Описываемые туфогенные породы, превращенные под воздействием интрузий в роговики, развиты на восточных склонах гор Багацсар, на Пирямсарском хребте восточнее вершины г. Пирямсар, в районе с. Аджевач в верховье р. Кирс, на Баргушатском хребте у вершины Дамурд и на юго-западных склонах г. Кара-Кая (бассейн р. Шенатар).

Во всех отмеченных пунктах роговики залегают в основании вулканогенной толщи. Пачки роговиков внутри вулканогенной толщи отмечены на Пирямсарском хребте, по гребню хребта между вершинами Пирямсар и Улублах, в верховьях реки Гехи и в других участках. Благодаря наличию их удается определить условия залегания вмещающей их вулканогенной толщи. В подавляющем большинстве роговики падают на юго-запад $210-260^\circ$ под углами $30-50^\circ$. Наблюдаемые на отдельных участках более крутые падения (до 80°) обусловлены второстепенной складчатостью.

На западном склоне Зангезурского (Конгуро-Алангезского хребта) в пределах Нахичеванской АССР развиты верхи вулканогенной толщи нижнего эоцена. По данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдулаева (9) они слагают здесь бассейны среднего течения рек Урумыс-чай, Акулис-

чай и Нюгды-чай, протягиваясь от Капуджихского перевала через сс. Урумыс, Пазмара, Унус, Калан, Дырныс до с. Нюсныс.

Как и в пределах Зангезура, здесь развиты плагиоклазовые, роговообманковые, авгитовые порфириты, их туфы, туфобрекчии и туфогенные породы, в различной степени метаморфизованные.

По южному склону г. Учурдаг, у развалин с. Нюгды Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым констатирован следующий восходящий разрез вулканогенной толщи нижнего эоцена:

1. Ожелезненные плагиоклазовые порфириты темно-серого цвета с лиловатым оттенком выступают на правом берегу р. Нюгды-чай.

2. Эпидотизированные плагиоклазовые порфириты с брекчиевидной текстурой и серовато-зеленой окраской. Порода имеет порфирокластическую структуру с пилотакситовой и фельзитовой основной массой.

3. Плагиоклазовые порфириты серовато-зеленой окраски, имеющие монофиговую, плезифовую структуру с гиалопилитовой основной массой.

4. Роговообманковые порфириты, характеризующиеся полифиговой, плезиофиговой структурой с гиалопилитовой основной массой.

5. Плагиоклазовые порфириты типа пачки 3.

6. Эпидотизированные плагиоклазовые порфириты типа пачки 2.

7. Эпидотизированные микропорфириты.

8. Эпидотизированные плагиоклазовые порфириты с брекчиевидной текстурой типа пачки 2.

9. Плагиоклазовые порфириты типа пачки 3.

10. Брекчиевидные порфириты с порфирокластической структурой.

Как видно из приведенного выше разреза, верхи вулканогенной толщи нижнего эоцена сложены порфиритами, совершенно аналогичными по составу порфиритам нижней части этой толщи, развитой в пределах Зангезура.

По вопросу возраста описываемой вулканогенной толщи высказывались различные мнения. Так, А. Л. Додин (36) отнес эту толщу к эоцену, приняв ошибочно подстилающие их верхнедевонские известняки бассейна р. Гехи за верхнемеловые, а перекрывающие среднеэоценовые вулканогенно-осадочные отложения района Альмеран-дага — за олигоценовые.

В связи с установлением палеозойского (верхний девон) возраста подстилающих известняков (известняки бассейна рр. Гехи, Шишкерт), В. Г. Грушевой отнес к палеозойскому же возрасту и вулканогенную толщу.

А. Б. Каждан отделяет вулканогенные породы, слагающие западную и северо-западную части района (Зангезурский и Баргушатский хребты) от аналогичных образований, развитых на Мегри-Гюнейском и Пирямсарском хребтах, считая их разновременными образованиями. Первые, по мнению указанного исследователя, относятся к эоцену, вторые же — к нижнему палеозою. Возраст последних А. Б. Каждан определяет, исходя из представления об опрокинутом их залегании на отложениях верхнего девона.

По нашим наблюдениям вулканогенная толща, отнесенная А. Б. Кажданом к нижнему палеозою, совершенно постепенно переходит в аналогичную по составу толщу, слагающую Зангезурский и Баргушатский хребты. Это, безусловно, единый по возрасту комплекс вулканических образований, залегающий в пределах Зангезура трансгрессивно на отложениях верхнего девона.

По возрасту эта толща должна быть отнесена к нижнему эоцену в связи с тем, что, по данным Ш. А. Азизбекова, она в Ордубадском районе налегает на фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса и перекрывается трансгрессивно вулканогенно-осадочной толщей среднего эоцена.

Установление в пределах Мегри-Сисианского района нижнего эоцена в вулканогенной фации имеет весьма важное научное значение в отношении выяснения палеогеографии области, так как к востоку, в Кафанской зоне и к западу, в Нахичеванской зоне нижний эоцен выражен уже в резко отличной фации.

СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

Вышеописанная вулканогенная толща нижнего эоцена перекрывается трансгрессивно, местами с отчетливо видимым угловым несогласием, вулканогенно-осадочными отложениями среднего эоцена, сохранившимися в пределах описываемой территории на незначительной площади. Встречены они нами в северо-западной части района на Баргушатском хребте, где прослеживаются непрерывно от вершины г. Альмеран до сочленения указанного хребта с Зангезурским (Конгуро-Алангезским).

Переходя далее на западный склон последнего в пределы Нахичеванской АССР, отложения среднего эоцена приобретают уже широкое развитие.

По литологическому составу среднеэоценовые образования ясно расчленяются на три толщи: нижнюю, преимущественно вулканогенную, среднюю — осадочную и верхнюю — вулканогенно-осадочную. Нижняя толща сложена различными порфиритами и туфобрекчиями с подчиненными прослоями туфопесчаников и других осадочных пород. Туфобрекчии, залегающие в основании толщи, достигают мощности в несколько сот метров. Состоят они из различной величины угловатых обломков (преобладают обломки размерами 10—15 см из подстилающих порфиритов и роговиков нижнего эоцена), сцементированных туфовым материалом. Наиболее полно развиты слои туфобрекчий в верховьях р. Гехи, на г. Кара-Кая и Альмеран-даг, где мощность их достигает до 500 метров. Здесь они залегают почти горизонтально на размытой поверхности сложенных в складки вулканогенных образований нижнего эоцена. Выше по разрезу количество вулканогенного материала уменьшается и в средней части среднеэоценовой толщи получают развитие нормальные осадочные породы: известковистые песчаники, мергели, глины. Чередующиеся слои указанных пород хорошо прослеживаются в долине реки Да-

ли-чай (правый приток реки Салвард, впадающий в нее у с. Аравус), где видимая мощность их достигает 250—300 м.

Вулканогенные образования основания среднеэоценовой толщи здесь развиты неполно, будучи срезаны крупным нарушением, по которому среднеэоценовые отложения надвинуты на вулканогенную толщу нижнего эоцена. Слои осадочных пород отчетливо падают на запад — юго-запад $240\text{--}270^\circ$ под углами $30\text{--}40^\circ$, приобретая более крутые падения ($50\text{--}60^\circ$) в принадвиговой зоне. Над осадочными породами залегает мощный комплекс вулканогенно-осадочных пород, представленных порфиритами, туфоконгломератами с подчиненными прослоями туфопесчаников, известковистых песчаников и мергелей. Наиболее широко развиты в этой части толщи туфоконгломераты.

Указанный состав среднеэоценовой толщи сохраняется и на западном склоне Зангезурского (Конгуро-Аланазгезского хребта), где он развит полнее. По данным К. Н. Паффенгольца (75), Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдулаева (9), отложения среднего эоцена широко развиты в бассейнах рек Гилян-чай и Вананд-чай. Прослеживаются они через сс. Бист, Тиви, Чананаб и Акулисы до Ордубада, слагая обширную площадь. Залегают они здесь трансгрессивно, но без видимого углового несогласия как на нижнем эоцене, так и на известняках верхнего турона-сенона.

Представлена среднеэоценовая толща, как и в Зангезуре, различными песчаниками, известняками, туфопесчаниками, туффитами, туфами, туфоконгломератами, туфобрекчиями и порфиритами. Детальное изучение среднеэоценовых отложений, произведенное различными исследователями в пределах Нахичеванской АССР, выявило сильную изменчивость их состава как по вертикали, так и по простиранию. На небольшом протяжении вулканогенные образования сменяются осадочными и, наоборот, резко колеблются мощности до полного выпадения отдельных свит из рядом расположенных разрезов.

Все это указывает на сложные палеогеографические условия, существовавшие в период накопления описанных образований, на имевшие место вертикальные колебательные движения, с которыми, помимо изменения глубины и характера бассейна, была связана в отдельные моменты вспышка вулканической деятельности.

Среднеэоценовый возраст описываемой вулканогенно-осадочной толщи устанавливается достаточно определенно по многочисленной фауне, обнаруженной на различных ее горизонтах.

В песчаниках, прослаивающих туфобрекчии у с. Биляв, еще Цуликдзе была встречена обильная фауна среднего эоцена: *Nummulites laevigatus* Brug., *Num. planulatus* d'Orb., *Num. ramondi* Def., *Num. perforatus* Def., *Pecten michelotti* Desh., *Turritella imbricataria* Lam., *Tur. edita* Sow., *Dentalium strongulatum* Desh., *Corbula dubia* Desh., *Panopaea intermedia* Sow., *P. dubia* Nyst., *P. cf. elongata* Leym., *Venus subcataria* Desh. Указанный автор приводит список среднеэоценовых форм и из песчаников, обнажающихся у с. Бист. Отсюда им определены: *Nummulites perforatus* Defr., *Nummulites (Assilina) exponens* Sow., *Mytilus rimasis* Lam., *Pecten suborbicularis* Münst., *Orbitolites fortisi* d'Arch.

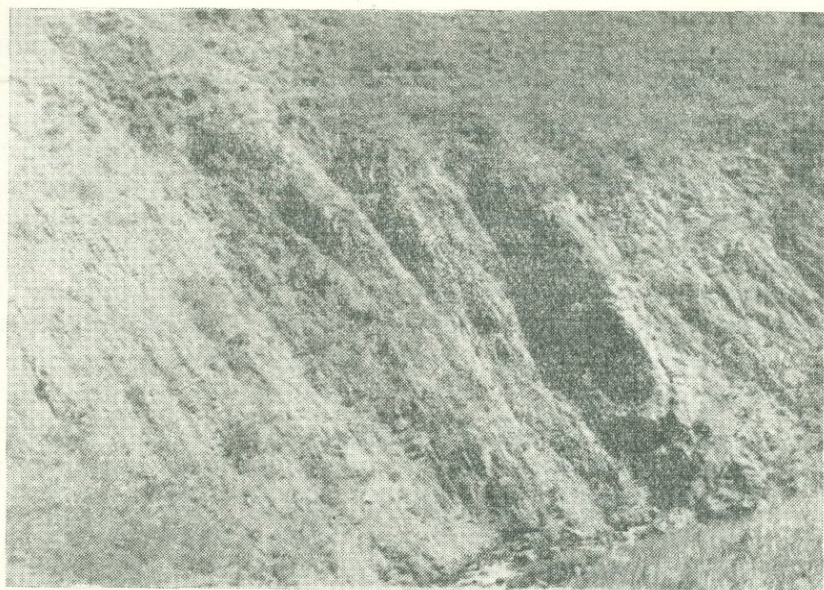


Рис. 1. Туфопесчаники среднего эоцена по р. Дали.

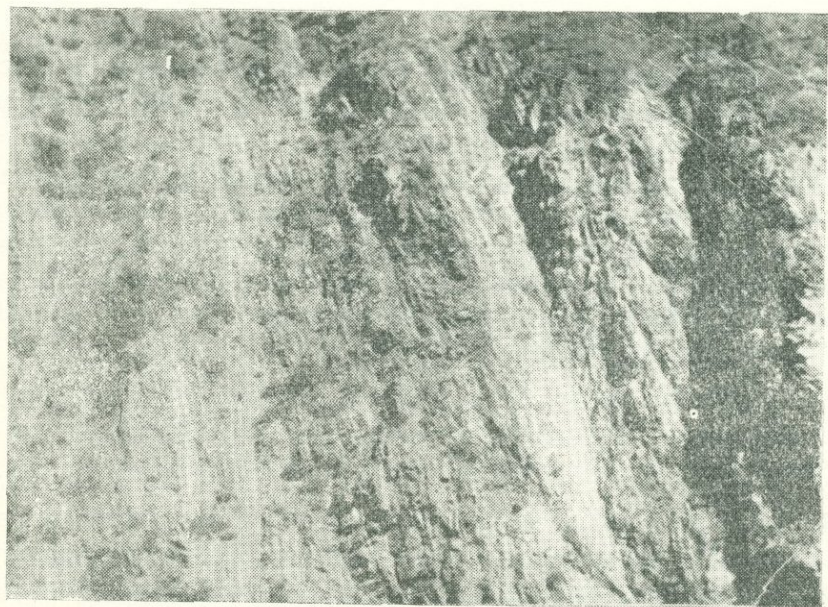


Рис. 2. Крутопадающие слои туфопесчаников среднего эоцена у зоны разлома по р. Дали.

Из более поздних сборов фауны, подтверждающей среднеэоценовый возраст описываемых отложений, необходимо указать на сборы И. Н. Ситковского, обнаружившего в туфопесчаниках в районе с. Мазра обильную фауну, среди которой определены: *Solen* sp., *Turritella imbricata* Lam., *Tur. corinifera* Desh., *Panopaea glycimeris* Gast., *Pecten* sp., *Maetra* sp., *Meretrix* aff. *incrassata* Sow., *Mer. cf. elegans* Lam., *Mer. sulcataria* Desh., *Meretrix* sp., *Nummulites oswaldi* Meff., а также на сборы, произведенные в 1945 году Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым из тех же отложений фауны, среди которой проф. К. А. Ализаде определены: *Turritella cf. imbricata* Lam., *Cytherea nitidula* Lam., *Hippagus leanus* Desh., *Panopaea intermedia* Sow., *Ostrea* sp. ind. (fragm.), *Pholodomya* sp.

Мощность среднеэоценовых образований колеблется в значительных пределах, увеличиваясь в общем в северо-восточном направлении к бассейну реки Джагры-чай.

В пределах последнего К. Н. Паффенгольцем констатирован согласный переход от сенона через нижний эоцен к среднему эоцену включительно. К югу в Джульфинском районе нижний эоцен отсутствует и средний эоцен залегает трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании, на отложениях верхнего мела. Непосредственное налегание среднего эоцена на верхнемеловые отложения, как указывалось, отмечено и в Ордубадском районе у с. Кетам.

Таким образом, отчетливо констатируется среднеэоценовая трансгрессия, развивавшаяся от бассейна реки Джагры-чай к югу и юго-востоку и захватившая также Мегри-Сисианский район.

Интересно отметить, что в юго-восточном направлении в составе среднеэоценовой толщи увеличивается количество вулканогенного материала.

Фаунистически охарактеризованных отложений верхнего эоцена в пределах Мегри-Сисианского района не установлено. Возможно к ним относятся верхи туфоконгломератовой толщи, развитой на Зангезурском хребте северо-западнее вершины Дамурлы. В нижних частях этой толщи среди прослаивающихся ее туфопесчаников, по устному сообщению Ш. А. Азизбекова, еще встречаются нуммулиты среднего эоцена.

О Л И Г О Ц Е Н

В северо-западной части района, на левобережье р. Сисиан, развит новый мощный (мощностью до 2 км) комплекс вулканогенно-осадочных пород, состоящий из перемежающейся толщи туфобрекчий, андезитов, обсидианов и туфогенных пород. Слагает он склоны Зангезурского хребта, распространяясь до гребня и переходя далее на западные его склоны. На подстилающих породах нижнего, среднего и верхнего (?) эоцена указываемая толща залегает трансгрессивно с резко выраженным угловым несогласием.

Последнее отчетливо видно, например, в 4 км к северо-западу от с. Аравус, в верховьях левого притока р. Салвард. Здесь на дислоцированных эпидотизированных и полосчатых роговиках, падающих на юго-запад 250 под углом 50°, налегают полого слою туфобрекчий, основания указываемой толщи.

Породы, входящие в состав последней, резко отличаются по свежести от всех других вулканогенных и осадочных пород, слагающих район, и легко выделяются уже в поле.

Наиболее характерной породой описываемой толщи являются андезиты. Это плотные мелкозернистые серого цвета породы с ясно выраженной порфировой структурой. Среди основной массы макроскопически хорошо выделяются крупные (до 0,5 см) вкрапленники полевого шпата и меньших размеров кристаллы роговой обманки и листочки биотита.

Под микроскопом порода имеет типичную порфировую структуру с гиалопилитовой, реже пилотакситовой или витрофировой структурами основной массы. Среди основной массы выделяются крупные вкрапленники плагиоклаза, базальтической роговой обманки и биотита. Плагиоклаз свежий, обычно полисинтетически сдвойникован, нередко образует отчетливо зональные кристаллы с возрастающей от центра к периферии кислотностью. Относится в большинстве к олигоклаз-андезиновому ряду.

Базальтическая роговая обманка редко встречается в свежем виде, обычно нацело опацитизирована. В свежем виде образует удлиненные призматические кристаллы с характерной спайностью и плеохроизмом от светло-зеленовато-коричневого до темно-коричневого цветов.

Биотит встречается совместно с роговой обманкой табличками размером 2—3 мм. Как и роговая обманка, часто почти нацело опацитизирован. Нередко во вкрапленниках присутствует моноклинный пироксен, представленный авгитом и диопсидом. Основная масса обычно пелитизирована. Состоит она из микролитов плагиоклаза, моноклинного, реже ромбического пироксена, роговой обманки, рудных минералов (магнетита и пирита) и стекла, присутствующего в породе в различных количествах.

№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	B ₂ O	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O -	H ₂ O +	Сумма	Анализ- тик
102/158	54,86	0,78	17,02	5,44	0,72	0,14	2,41	0,13	7,00	3,64	3,04	0,80	4,28	100,26	В. А. Молева
486/209	63,90	0,96	16,88	4,44	0,86	0,04	0,04	0,81	3,80	4,20	3,36	0,64	0,46	100,39	
118/174	73,88	0,50	14,65	1,20	нет	0,04	0,13	0,05	0,86	4,03	4,47	0,52	0,38	100,26	

Андезиты связаны постепенными переходами как с более кислыми (андезито-дациты), так и с более основными (андезито-базальты) разностями.

Относительно редко встречаются более кислые лавы (липариты, дациты), широко развитые к северу и северо-востоку от описываемой территории в бассейне оз. Севан, Арпа, Воротан и слагающие, по данным К. Н. Паффенгольца, более высокие стратиграфические горизонты.

Приводимая выше таблица, заимствованная у Е. К. Устиева (97), характеризует химический состав трех разновидностей пород, взятых из описываемой толщи с западных склонов Зангезурского хребта.

Из таблицы виден различный состав лав, изливавшихся в период образования толщи. В целом отмечено, что излияние начиналось с более основных лав и заканчивалось кислыми.

Широкое развитие в составе описываемой толщи имеют обломочные породы: туфобрекчии, туфы, туфогенные породы, прослаивающие потоки и покровы андезитов на разных горизонтах. Туфобрекчии, преобладающие над другими породами, состоят из различной величины обломков андезитов, сцементированных туфовым материалом. Последний легко поддается разрушению, благодаря чему на выветрелых поверхностях слоев выступают угловатые обломки андезитов.

Накопление мощных толщ туфобрекчий, несомненно, было вызвано взрывной деятельностью эруптивных центров. Агломератовые туфы, прослаивающие туфобрекчии, имеют брекчиевидную структуру. Состоят они из мелких обломков андезитов, обычно слабо сцементированных мелкозернистым туфовым цементом. Туфогенные песчаники, имеющие подчиненное развитие, представляют слоистые породы, состоящие из мелких обломков андезитов, обломков кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, пироксена в тонкозернистом глинистом цементе.

По простиранию указанные породы на незначительных расстояниях взаимно замещаются, а также переходят в андезиты и другие лавы, что обуславливает чрезвычайную нестрогу фациального состава толщи. Такая же картина наблюдается и в вертикальном направлении.

Толща в целом весьма слабо дислоцирована. Углы падения обычно не превышают 10—15°, лишь на отдельных участках слои приобретают более крутые падения. Преобладающее падение пород на запад и северо-запад. В районе вершины г. Салвард толща образует отчетливо выраженную пологую синклираль с осью, простирающейся в северо-западном направлении.

Весьма интересным, до сего времени окончательно неразрешенным, является вопрос возраста описываемой вулканогенно-осадочной толщи. Интерес к этой толще вызван прежде всего чрезвычайно широким развитием ее в пределах Малого Кавказа. Мнения исследователей по этому вопросу значительно расходятся.

К. Н. Паффенгольц параллелизует ее с нахичеванской соленосной толщей. В ряде пунктов Нахичеванской АССР им был установлен фациальный переход основания вулканогенной (Даррыдагской) толщи в соленосную. Возраст последней К. Н. Паффенгольц определяет путем увязки ее с фаунистически охарактеризованными гипсоносными отложениями долины р. Шагаплу (бассейн р. Веди), в которых еще Бонне была обнаружена обильная олигоценовая фауна: *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *Pectunculus philippii* Desh.

Из указанных же отложений А. А. Габриеляном в 1944 г. была собрана обильная фауна, подтверждающая, по его мнению, среднеолигеновый возраст вмещающей ее толщи.

Отмеченные отложения в долине реки Шагаплу залегают в основании вулканогенно-осадочной толщи. Верхний предел возраста последней определяется К. Н. Паффенгольцем по налеганию на ней в разрезе горы Дали-даг (бассейн р. Тертер) новой вулканогенно-осадочной толщи, относимой им к верхнему олигоцену.

Олигоценый возраст указываемой толщи, однако, оспаривается без основания другими исследователями.

Еще Г. Абих определял возраст соленосной толщи как сарматский. К указанному же возрасту отнесли Нахичеванскую соленосную толщу Фрех и Артгабер на основании найденных в них остатков рыб, определенных как *Clupea lanceolata* H. Meyer и *Clupea humilis* H. Meyer.

А. М. Марголиусом* из нахичеванской соленосной толщи указывается сарматская фауна *Cardium protractum* Eichw., *Valvata pseudoadeorbis* Sinz., *Planorbis cornu* Brongn. var. *mantelli* Dunk.

Среднемиоценовая фауна, по имеющимся данным (117), была найдена в основании толщи и на правобережье р. Аракс в Иране.

На миоценовый возраст соленосной толщи указывают также остатки флоры, обнаруженные в прослаивающих толщу песчаниках. Другие исследователи (Барбот де Марни, В. В. Богачев) возраст соленосной толщи поднимают до верхнего плиоцена.

Богачев В. В. параллелизует соленосную толщу, на основании найденных в них уницонид, а также *Bythinia ventricosa* Gray, *Paludina succineiformis* Barbot, по времени образования с акчагыльскими отложениями Ширакской степи.

Таким образом, имеющиеся данные непосредственного изучения соленосной толщи свидетельствуют о более молодом, чем олигоцен, ее возрасте, а, следовательно, и о таком же возрасте синхронной с ней вулканогенно-осадочной толщи Зангезурского хребта. Несколько иное предположение в отношении возраста последней высказывается Ш. А. Азизбековым, производившим в последние годы детальные геологические исследования в пределах Нахичеванской АССР. По данным Ш. А. Азизбекова, вулканогенно-осадочная толща Зангезурского хребта налегает на соленосную (возраст которой им принимается как сарматский) и в связи с этим относится к плиоцену.

Как видно из изложенного, данные о возрасте описанной вулканогенно-осадочной толщи резко различны, противоречивы. В несоответствии с приведенными данными находится также указание о налегании на ней Далидагской толщи, возраст которой, по фаунистическим данным, определяется как эоценовый. В. П. Ренгартемом в шлифах пород указанной толщи определены: *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp., *Rotaliidae*, *Textulariidae*, *Bryozoa*, *Pelecypoda* и *Lithothamnium*.

А. А. Габриеляном и А. А. Асатрянном среди сборов К. Н. Паффенгольца определены: *Nimmulites subatacicus* Douv., *Discocyclus sella* d'Arch., *Ortophragmina* sp., указывающие, по их мнению, на среднеэоценовый возраст толщи. Из сборов же К. Н. Паффенгольца, И. В. Качарава

* Марголиус А., Соленосные образования Карсской области и Эриванской губернии. Материалы для геол. Кавк., сер. 3, кн. 8, 1909.

были определены отсюда *Nimulites incrassatus* de la Harpe и *Asterodiscus stellaris* Brun., характеризующие, по мнению И. В. Качарава, верхний эоцен.

Все приведенные данные показывают, что возраст вулканогенно-осадочных образований, слагающих северо-западную часть описываемой нами территории, нельзя считать еще установленным. Нами она условно отнесена к олигоцену. Возможность принадлежности ее к более молодому возрасту — миоцену — не исключается. Плиоценовый возраст ее менее вероятен, поскольку к указанному времени относится описываемая ниже глинисто-диатомитовая толща, относительно более молодой возраст которой сомнений не вызывает.

МИОЦЕН (?) — ПЛИОЦЕН

К указываемому возрасту относится песчано-глинисто-диатомитовая толща, развитая в бассейне среднего течения р. Воротан в пределах Сисианского района, а также угленосные отложения, сохранившиеся на небольших участках в южной части района, в бассейне реки Мегри.

Глинисто-диатомитовая толща развита в долине реки Воротан (ниже с. Сисиан) и ее правых притоков — речек Сисиан, Айри, Шенатаг. Толща эта отчетливо ингрессивная. Входящие в ее состав породы заполняли древние долины и ущелья, выработанные в вулканогенной и вулканогенно-осадочной толще нижнего и среднего эоцена и прорывающих их интрузиях. Представлена указываемая толща белыми, желтоватыми, иногда буроватыми, мягкими и слабо уплотненными породами: глинами, глинистыми диатомитами, прослаиваемыми галечниками, песками и пеплами. Разрез глинисто-диатомитовой толщи, на участке наиболее мощного их развития, разв. с. Шамб. по А. А. Габриеляну, представлен снизу вверх:

1. Диатомитовые глины желтовато-белого цвета	— 10 м
2. Вулканический песок серого цвета	— 5 м
3. Пемзовый песок светло-серого цвета	— 5 м
4. Диатомитовые глины темного цвета	— 0,5 м
5. Пемзовый песок светлого цвета	— 2 м
6. Глинистый диатомит желтовато-белого цвета	— 0,3 м
7. Вулканич. песок светло-серого цвета	— 0,4 м
8. Тонкослоистые, сланцеватые диатомитовые глины светло-коричневого цвета	— 1,5 м
9. Пемзовый песок серого цвета	— 4 м
10. Глинистые диатомиты желтовато-серого цв.	— 2 м
11. Вулканический песок темно-серого цвета	— 2 м
12—22. Ритмическое чередование желтовато-серых диатомитовых глин и песков	— 40 м
23. Диатомитовые глины	— 10 м
24. Песчаники желтовато-серого цвета	— 10 м
25. Мелкозернистые песчаники желтовато-серого цвета	— 2 м
26. Диатомитовые глины	— 0,3 м

27. Гипсоносные глины	— 0,15 м
28. Рыхлый вулканич. песок серого цвета	— 2 м
29. Диатомитовые глины с тонкими прослоями песчаников	— 4—5 м
30. Прослой гипса	— 1—5 м
31. Рыхлый, желтовато-серый пемзовый песок	— 1,5 м
32. Диатомитовые глины	— 3—4 м
33. Вулканический песок, мелкозернистый, рыхлый, серого цвета	— 2—2,5 м
34. Диатомитовые глины желтовато-белого цвета	— 0,5 м
35. Четвертичные лавы, несогласно перекрывающие описанный разрез	

Общая мощность описанной толщи в районе Шамб-Дарабас достигает 200 м.

Как видно из приведенного разреза, в составе толщи, помимо диатомитовых глин, широко развиты продукты вулканической деятельности: вулканические пески и пемзы. Примерно аналогичный состав имеет толща на других участках при иных соотношениях пород и мощностей. В краевых (прибрежных участках) в составе толщи преобладает грубообломочный материал. Здесь развиты различной величины угловатые, слабо окатанные обломки подстилающих и окружающих пород: порфиристов, роговиков и интрузивных пород, в грубозернистых песчано-пемзовых отложениях. Остатки прибрежных отложений сохранились в ряде пунктов. Нами они встречены в ущелье реки Шенатаг сейчас же выше фермы Татна, на водораздельном гребне между вершинами Кяпюрсар и Лор, а также по левому притоку реки Айри, впадающему в последнюю у с. Мазра. Поднимаются указываемые прибрежные отложения до абсолютных отметок 2200 м, свидетельствуя о былом более широком развитии глинисто-диатомитовых отложений и последующем значительном их размыве.

Описываемая глинисто-диатомитовая толща, несомненно, озерного (запрудного) происхождения. К. Н. Паффенгольцем установлено фациальное смыкание указываемых отложений с герусинской вулканогенно-обломочной толщей, представленной в основном туфобрекчиями. Мощное накопление последних вызвало подпруду, обусловившую образование выше по долине р. Воротан и ее притокам обширного озерного водоема, в котором шло осаждение песчано-глинистого и диатомитового материала.

На геологической карте указаны границы распространения отмеченного озера, проведенные по прибрежным осадкам, сохранившимся от размыва в долинах рек и на водоразделах лишь на отдельных небольших участках. Глинисто-диатомитовые отложения в большинстве мест, где отмечаются их обнажения, залегают горизонтально. Наблюдаемые на отдельных участках довольно крутые углы падения слоев глинисто-диатомитовых отложений обусловлены оползневыми процессами. Последние, например, широко развиты по правобережью р. Айри, между сс. Ахлатян и Дастакерт, в связи с чем здесь отмечаются нарушения в зале-

гании пластов с углами падения, достигающими до 45 и более градусов. Эти нарушения в залегании слоев некоторыми исследователями принимались как факт проявления в районе интенсивных молодых дислокаций.

Остатки флоры и фауны, отобранные из глинисто-диатомитовых отложений, определяют верхнеплиоценовый возраст включающей их толщи.

Из глинистых диатомитов в районе сс. Дарабаз и Уз геологом А. М. Арутюняном было собрано большое количество растительных отпечатков, среди которых А. Н. Криштофовичем были определены плиоценовые формы: *Gramineae* gen. sp., *Salix* sp., *Betula alba* L., *Quercus roburoides* Berenger, *Licuidambar europaeum* A. Br., *Prunus* sp., *Acer monspesulanum* L. var. *ibericum* Koch и *Fraxinus* sp.

Из сборов 1946 г. А. А. Габриеляна и А. Л. Тахтаджяна последним определены: *Quercus iberica* Stev. (преобладает) *Acer ibericum* M (много), *Populus hybrida* M, *Celtis caucasica* W., *Fraxinus oxycarpa* W., *Acer laetum* C, *Ulmus foliacea* Gilib., *Potamogeton lucens* L., *Phragmites communis* L., *Salix* sp., *Berberis vulgaris* L., *Myriophyllum spicatum* L., *Garpinus betulus* L., *Spiraea crenata* L., *Thymus* sp.

По заключению А. Л. Тахтаджяна, флора эта не может быть древнее верхнего плиоцена, так как в ее составе много современных форм.

Остатки фауны в глинисто-диатомитовых отложениях крайне скудны. Но и имеющиеся свидетельствуют также о плиоценовом возрасте толщи. Так, А. Л. Тахтаджяном в районе с. Шамб был обнаружен отпечаток скелета рыбы, который, по определению В. И. Владимирова, принадлежит к плиоценовому виду форели *Salmo derzhavini*.

Н. И. Волкова, производившая в 1951 году специальное изучение глинисто-диатомитовых отложений, на основании изучения диатомей отмечает: «Сравнение с неогеновыми ископаемыми флорами Закавказья и Зап. Европы (Германия), а также межледниковой флорой р. Полонети и с современным населением оз. Севан показывает, что диатомиты Сисианского района молодого происхождения и образовались в конце третичного — начале четвертичного времени; отмечен большой процент форм общих с ископаемой флорой Зап. Грузии (Кисатиби) и Армении (Нурнус и Арзни) с современным населением оз. Севан, а также с плиоценовой флорой Германии».

С приведенными данными не согласуется представление о возрасте врезанной в герусинскую толщу 180—200-метровой террасы, которая по сводке В. Громова должна быть верхнеплиоценовой. Это обстоятельство и дало в свое время основание отнести глинисто-диатомитовую толщу к миоцену. Очевидно возраст указанной террасы в свете новых данных должен быть пересмотрен.

Глинисто-диатомитовые отложения на левобережье р. Воротан отчетливо перекрываются андезито-базальтовыми лавами, слагающими Учтапаларское плато. В районе с. Уз они налегают на нижние покровы андезито-базальтовых лав более ранних стадий извержения.

В связи с расположением лав Учтапаларского плато в пределах другой, Кафанской, рудной зоны, описание их, равно как и подстилающей

герусинской вулканогенно-обломочной толщи, будет приведено при характеристике указанной зоны.

К отложениям плиоценового времени относится своеобразная толща континентальных озерных угленосных образований, сохранившихся от размыва на небольших участках в бассейне р. Мегри. Наиболее крупный (площадью около 2 км²) островок указанных отложений сохранился в верховьях р. Мегри-гет в районе сс. Нор-Аревик и Мюльк. Представлены они здесь перемежающейся толщей песчаников и глинистых сланцев. Последним подчинены маломощные (мощн. от 0,08 до 0,4 м) прослои углистых сланцев.

На подлежащих породах монзонитовой интрузии указываемые породы залегают резко трансгрессивно. В основании их залегает конгломерат, состоящий из галек интрузивных пород и порфиринов, сцементированных известняково-песчаным цементом. Конгломераты сверху сменяются зеленовато-серыми песчаниками с пропластками конгломератов. Выше, среди песчаников, залегают тонко листоватые глинистые сланцы с тонкими прослоями угля. Общая мощность всей толщи 20—25 м.

В песчаниках обнаружена плохой сохранности фауна пелеципод, а в сланцах — остатки флоры. По ним в свое время Цулукидзе определил миоценовый возраст толщи. Позже, на основе сборов С. А. Тараяна, производившего разведочные работы с целью оценки месторождения угля, А. А. Габриелян и А. Л. Тахтаджян переопределили возраст толщи как плиоценовый. А. А. Габриеляном были определены отсюда: *Melanopsis nobilis* Sen., *Melania* sp. ex. gr. *andrussovi* Sen., *Trochus* sp., *Shasianella* sp., *Planorbis* sp., и *Valvata* sp. ex gr. *vanciana* Tourn.

По мнению А. А. Габриеляна, первые три формы очень близки к гастроподам указанных видов дуабских пластов киммерийских отложений Абхазии, а последняя форма широко распространена в куюльницких отложениях Кубано-Черноморской области. Из остатков флоры, собранной из угленосных отложений, А. Л. Тахтаджиану, ввиду плохой их сохранности, удалось определить лишь отпечатки листьев *Salix*.

Описываемые угленосные отложения отчетливо дислоцированы (рис. 3) и слагают синклиналь северо-восточного простирания с падением крыльев, достигающим до 35°.

Перекрываются угленосные отложения в районе с Нор-Аревик трансгрессивно мощной (до 400 м) толщей конгломерато-брекчий, состоящих из угловатых слабоокатанных обломков интрузивных пород и порфиринов, сцементированных грубозернистым песчаным материалом. Отложения эти грубослоистые, залегают горизонтально (рис. 4) и, по всей вероятности, относятся к постплиоцену. На прилегающих участках, где угленосные отложения размывы, конгломерато-брекчии залегают непосредственно на интрузивных породах.

Островки пород угленосной толщи сохранились и на некоторых других участках в бассейне р. Мегри-гет. Встречены они в окрестностях сс. Гуль, Тей и Агарак.

Характер указанных отложений у с. Агарак, детально изученных С. А. Тараяном и А. Л. Тахтаджианом, весьма сходен с угленосными от-



Рис. 3. Выходы пластов глинистых и углистых сланцев плиоцена у сел. Нор-Аревик.

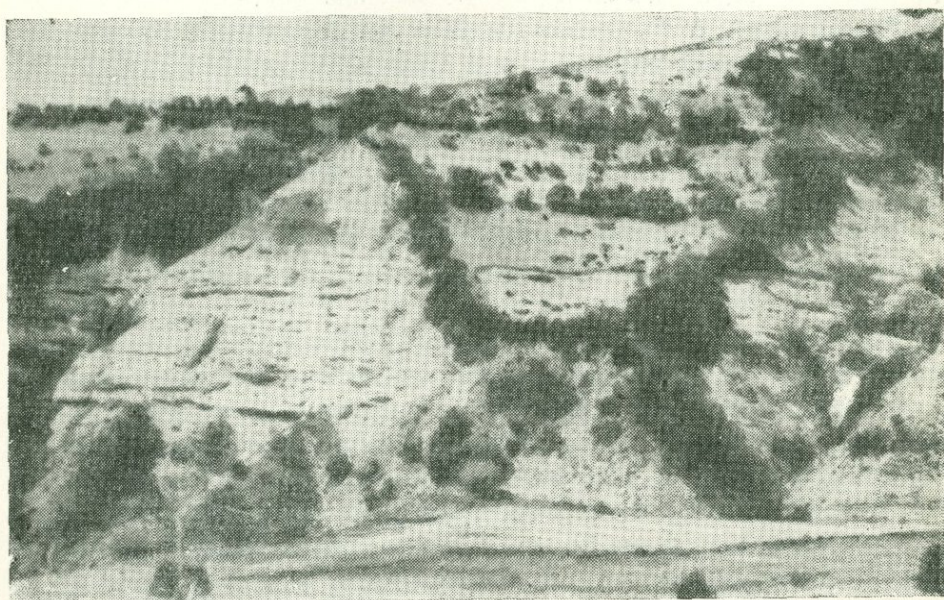


Рис. 4. Толща брекчий и грубозернистых песчаников у сел. Нор-Аревик

ложениями у с. Нор-Аревик. Разрез их у с. Агарак, по данным указанных исследователей, представлен (снизу вверх):

1. Темно-зеленые песчано-глинистые породы с обломками интрузивных пород. 8 м.
2. Угленосная толща с прослоями глины. 0,8—1 м.
3. Светло-коричневая глина с многочисленными остатками листьев и ветвей *Acer pseudoplatanus*. 0,05—0,2 м.
4. Светло-серые, грубозернистые, аркозовые песчаники, разбитые трещинами на отдельные неправильные куски и богатые многочисленными остатками листьев *Acer pseudoplatanus*, *Periploca graeca*, видов *Salix* и др. от 1,5—3 м.

По мнению А. Л. Тахтаджяна, описываемые отложения не древнее среднего плейстоцена, так как остатки флоры, сохранившейся в ней, имеют современный характер — *Acer pseudoplatanus*, *Periploca graeca* до сего времени произрастают в Закавказье, а последний вид растет в долине р. Мегри в зарослях.

Как и в районе с. Нор-Аревик, указанные отложения у с. Агарак залегают трансгрессивно на породах монцонитовой интрузии и содержат в своем основании их гальку.

Конгломерато-брекчиевой толще района с. Нор-Аревик у Агарака соответствует, по-видимому, толща красных брекчий, занимающих по сравнению с угленосными отложениями более высокие гипсометрические отметки и относящихся по возрасту к постплейстоцену.

ПОСТПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения четвертичного времени имеют в пределах описываемой территории относительно небольшое развитие. Представлены они аллювиальными и делювиальными образованиями, речными и овражными наносами и ледниковыми накоплениями. Вследствие орографических особенностей района, представляющего сильно пересеченную горную местность, отложения эти в различных его частях развиты не в одинаковой степени.

На крутых, часто отвесных, склонах глубоких ущелий и на узких водораздельных гребнях происходит незначительное накопление делювиального и элювиального материала, представляющего обычно каменные осыпи.

Делювиальные образования развиты, главным образом, на северных склонах водоразделов, где снежный покров задерживается более продолжительное время, чем на пологих частях южных склонов и на широких водораздельных гребнях. Отличаются они большим разнообразием: наблюдается вся серия пород от крупногалечных образований до тонких лесовидных суглинков и глин. Наиболее широко развиты песчано-глинистые отложения с угловатыми обломками разнообразных по величине и составу пород. Местами, как, например, на Каджаранском месторождении мощность делювиального покрова достигает нескольких десятков метров.

К делювиальным образованиям относится толща так называемых красных брекчий, развитая в районе Агаракского медно-молибденового месторождения. Состоят они из угловатых обломков интрузивных пород, главным образом грано-сиенитов, в песчано-глинистом, слабо уплотненном материале. Порода густо пропитана окислами железа, в связи с чем имеет красный, буровато-красный цвет, резко выделяющий ее среди окружающих пород. На Агаракском месторождении красные брекчии залегают над осветленными гидротермально измененными рудовмещающими породами и образуют эффектные высокие обрывы. К северу от Агарака они слагают Курисское плато, к югу же распространяются до с. Карчеван. Местами в толще брекчии отмечается грубо выраженное напластование, а также отчетливое падение с углами $15-30^\circ$ и до 40° .

Детальное картирование, проведенное И. В. Баркановым в районе Агаракского месторождения, позволило установить, что накопление толщи красных брекчий происходило в широкой (до 1 км) меридиональной долине, имевшей уклон к югу. Последний четко устанавливается по понижению отметок ложа брекчий от Курисского плато (1260 м) к югу — к Спетринскому ущелью (1190 м) и далее по речке Карчеван (1020 м). Судя по грубой угловатости обломков, отсутствию какой-либо сортировки материала, породы не подверглись сколько-нибудь значительному переносу, частью же образовались на месте как элювий подстилающих пород. Наблюдаемые в ряде мест нарушения в залегании слоев, с довольно крутыми, как указывалось выше, углами падения, принимаемые некоторыми исследователями за проявление пликативной складчатости, вызваны, по всей вероятности, характером ложа и дизъюнктивными нарушениями, безусловно, имевшими место после образования толщи. Подобные нарушения типа надвига отмечены И. В. Баркановым по западной границе толщи брекчий, где они образуют ненормальный контакт с подстилающими граносиенитами.

К настоящему времени значительная часть покрова красных брекчий уже смыта. На сохранившихся же участках мощность их колеблется в значительных пределах от нескольких метров до 70 м. Аналогичные образования развиты в районе с. Нор-Аревик, где они, как указывалось, налегают на плиоценовую угленосную толщу.

Аллювиальные образования представлены как древними накоплениями террас, расположенных на различных уровнях по склонам долин, так и отложениями современных рек. Представлены они обычно хорошо окатанными валунами разнообразных пород (преимущественно порфиритов и интрузивных пород) песками и глинами. Древние речные террасы сохранились лишь на отдельных участках обрывками. Сопоставление между собой данных о их высотных положениях по исследованному району показывает, что террасы эти расположены примерно на одних и тех же или близких отметках.

По реке Гехи древние террасы хорошо выражены у сс. Моллалы, Ковшот и Гехи. Здесь отмечаются четыре террасы: с относительными высотами 10, 30—35, 100 и 200 м. По долине р. Вохчи прослеживаются обрывки 30-метровой террасы. По долине реки Воротан наиболее

высокая терраса расположена на относительной высоте 180—200 м, более низкие террасы наблюдаются на относительных высотах 2—4, 15—18, 50—60, 75 и 120 м. В ущелье реки Аракс наблюдается лишь нижняя терраса (2—3 м). За пределами же описываемой области ниже по течению реки, там, где долина реки расширяется, хорошо выражены, по К. Н. Паффенгольцу, террасы с относительными высотами 2, 50—60 и 120 м. Расположение древних речных террас на близких относительных высотах как в пределах Зангезурской области, так и за ее пределами, отражает общий процесс поднятия области, как и всего Малого Кавказа, в четвертичное время. Возраст наиболее высокой 180—200-метровой террасы, по данным В. И. Громова, определяется как верхнеплиоценовый.

Современные аллювиальные отложения образуются не всюду по долинам рек. Большинство горных речек имеет крутые порожистые русла, препятствующие накоплению аллювиальных отложений: последние приурочены, главным образом, к долинам относительно крупных речек, где они слагают пойменную террасу. В мелких же притоках отложения эти имеют незначительное развитие, приурочиваясь к устьевым частям.

Ледниковые отложения констатированы в высокогорной части района по склонам Зангезурского хребта. Здесь сохранились моренные отложения, образующие небольшие холмистые возвышенности по склонам долин. Хорошо выражены они в верховьях рр. Парага-чай, Гехи, Вохчи и Мегри. По реке Вохчи ледники последнего оледенения спускались до с. Охчи. Здесь между с. Вохчи и ее правым притоком р. Саккар, на юго-восточном склоне г. Пирдоудан, сохранились отложения конечной морены, представленные накоплением крупных валунов порфиридных гранитов и гранодиоритов, обнажающихся в верховьях отмеченных рек.

Следы деятельности ледников в виде отполированных поверхностей пород, наличия на них штрихов и борозд выпаживания видны в верховьях всех рек, спускающихся с гребня Зангезурского хребта. Здесь же имеются отчетливые кары, развиты трогообразные висячие долины и другие ледниковые формы рельефа, живописные моренные озера (Капуйт-лич, Яглу, Казан-лич и др.), образовавшиеся в результате подпруды верхних частей долин моренами последнего оледенения. О количестве оледенений данных не имеется. На прилагаемой геологической карте показаны границы распространения максимального оледенения, основанные на нахождении ледниковых отложений и формах ледникового рельефа. Современное оледенение в районе не наблюдается. На наиболее крупных возвышенностях Зангезурского хребта (Капуджих, Егасар, Ахмечит и др.), в основном на восточных склонах их, в настоящее время имеются небольшие фирновые поля.

К четвертичным же образованиям относятся потоки и покровы лав, имеющие в пределах описываемого района незначительное развитие. К ним относятся базальтовые и андезитово-базальтовые лавы, обнажающиеся к северу от с. Сисиан в крайней северной части исследованной площади. Они являются восточным окончанием обширного потока лав района с. Ангехакот, относимых К. Н. Паффенгольцем к нижнечетвертичному времени. Небольшой лавовый поток отмечен А. Л. Додиним при съемке

в 1936 г. в бассейне левобережья р. Гехи, на юго-восточном склоне г. Арамаз, в верховье Дарамазурского ручья. Здесь лавы слагают платообразную возвышенность—гребень горы Карачанга длиной около 2 км, при ширине 0,5 км. Видимая мощность потока около 30—35 м, края обрывистые.

Порода темно- и серо-фиолетового цвета, плотная, местами пористая, пузырчатая. Отдельность глыбовая, местами же отчетливо столбчатая. Склоны гребня Карачанга покрыты глыбовым делювием. Навал лавовых глыб типа «чингилов» отмечается местами и на гребне.

Под микроскопом структура лав порфировая, основная масса гиалопилитовая, текстура местами флюидалная; состоит из лейст андезина, мелких зерен пироксена, стекла и значительного количества рудных минералов. Вкрапленники плагиоклаза представлены андезином и пироксенном-авгитом ($2v = + 59^{\circ}$). Указанные данные позволяют отнести породу к авгитовым андезитам.

Излияние лав, по данным А. Л. Додина, произошло из небольшого вулкана, центр которого расположен на вершине Карачанга. Здесь среди лавового потока указанный исследователь отмечает воронкообразное углубление больше метра в диаметре и ряд открытых трещин в несколько метров глубиной. Излияния лав произошли, вероятно, до пропиливания боковых ущелий, о чем свидетельствует залегание лав на гребне, а не по дну ущелья, на террасовых отложениях.

б) ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы имеют широкое развитие в пределах описываемой территории. Они разнообразны по составу и возрасту и обнажаются на поверхности в виде крупных массивов и небольших штокообразных и жилообразных тел.

Наиболее крупным массивом является Ордубадо-Мегринский (известный в литературе также под названием Конгуро-Алангезский). Ряд относительно менее крупных интрузий обнажается к северу от Ордубадо-Мегринского массива в бассейне р. Гехи и на северных склонах и отрогах Баргушатского хребта в Сисианском административном районе. К ним относятся Гехинский, Ахсакальский, Нахичевано-Кяртский, Дастакерт-Аравусский, Лернашен-Дарабасский, Ахлатян-Кызылшафакский и ряд более мелких интрузий. Все указанные интрузивные тела, по всей вероятности, на небольшой глубине соединяются друг с другом, а также с Ордубадо-Мегринским плутоном. Морфология и условия залегания интрузивных массивов находятся в тесной связи со структурой района. Как видно из геологической карты, большинство массивов вытянуто в северо-западном направлении, согласно с общим направлением складчатости. Имеющийся материал, по возрастным взаимоотношениям интрузивных пород с вмещающими их толщами, позволяет выделить среди них нижнепалеозойские, верхнеэоценовые и верхнеплиоценовые. Подавляющее большинство интрузий относится к верхнеэоценовому возрасту.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К указываемому возрасту относятся интрузии диоритов, габбро-диоритов, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу нижнего палеозоя и метаморфизованные в такой же степени, как и вмещающие их породы, а также гранитогнейсы нижнего течения р. Малев (левый приток р. Аракс).

Нижнепалеозойский возраст интрузий определяется нахождением их исключительно среди метаморфической толщи, часто такой же степенью их рассланцевания, и, главное, нахождением галек интрузивных пород в конгломератах основания верхнего девона.

Диориты и габбро-диориты связаны постепенными переходами с метаморфическими сланцами, в связи с чем контуры этих интрузий не всегда выделяются отчетливо. Макроскопически это темные, зеленовато-черные, мелко- и среднезернистые породы, нередко тонко рассланцованные.

Под микроскопом порода имеет порфиroidную структуру. Порфиrowые выделения, обычно немногочисленные, принадлежат плагиоклазу и роговой обманке. Плагиоклаз представлен удлиненными идиоморфными полисинтетически-сдвойникованными кристаллами андезина-лабрадора. Содержит листочки серицита. Роговая обманка зеленого и желтовато-зеленого цвета встречается обычно вместе с фенокристаллами плагиоклаза, реже отдельно. Основная масса состоит, главным образом, из лейсточек плагиоклаза, зернышек кварца (вторичного), мелких призмочек зеленой роговой обманки и многочисленных листочков бурого биотита, концентрирующегося около скоплений рудного минерала. В породе разбросаны бесформенные зерна титанита и иголки апатита. Порода несет резкие следы метаморфизма, выражающегося в развитии агрегатов бурого биотита, сопровождаемого рудным минералом, титанитом и в переходе первичной бурой роговой обманки в зеленую. Описываемые породы встречены в метаморфической толще, обнажающейся на левобережье р. Аракс между сс. Алидара и Ньюади, а также в виде относительно небольших массивов в верховьях левых притоков г. Гехи, у гребня Баргушатского хребта.

Кислые разности древних интрузий, представленные гранито-гнейсами, впервые выделены А. И. Адамяном в нижнем течении р. Малев. Предыдущими исследователями эти породы включались в состав Ордубадо-Мегринской интрузии. Указанные породы прорывают на востоке метаморфический комплекс района с. Алидара и, в свою очередь, рвутся монцонитами, сиенито-диоритами, диоритами Ордубадо-Мегринского массива. На контакте с гранито-гнейсами указанные породы приобретают более кислый состав кварцевых монцонитов. Обнажаются гранито-гнейсы на площади около 20 кв. км. Макроскопически это плотные лейкократовые гнейсовидные породы, резко отличающиеся уже в поле от окружающих их пород. Под микроскопом порода состоит в основном из плагиоклаза, кварца и анортклаза. Цветные минералы присутствуют в значительно меньшем количестве.

По подсчету А. И. Адамяна количественно-минералогический состав гранито-гнейсов характеризуется следующими данными (в %):

плаггиоклаз	— 46,54
кварц	— 24,31
анортоклаз	— 21,40
рог. обманка	— 1,50
биотит	— 5,95

Плаггиоклаз образует обычно крупные зерна удлиненно призматического облика, резко идиоморфные по отношению к калиевому полевоому шпату. Зональность обычно слабо выражена. Относится к андезин-олигоклазу. По краям зерен наблюдается кислая краевая оболочка. Редко встречается в свежем виде. Обычно замещен серицитом, эпидотом, соссицитом, реже кальцитом.

Калиевый полевой шпат представлен пертитом. Образует широкие зерна неправильных очертаний. По углу оптических осей — от 60 до 68° (измерения А. И. Адамяна), относится к анортоклазу. Зерна полевого шпата слабо пелитизированы.

Кварц образует крупные и мелкие водяно-прозрачные неправильной формы скопления, выполняющие промежутки между зернами полевого шпата. Характерно резко выраженное волнистое погасание.

Роговая обманка представлена мелкими зернами и продолговатыми кристаллами обыкновенной зеленой роговой обманки.

Биотит встречается в виде отдельных таблитчатых кристаллов, резко плеохроирующих от светло-желтого до черного цвета.

Из аксессуарных минералов в породе обычно присутствуют в небольшом количестве апатит и магнетит, в виде мелких идиоморфных кристаллов.

Тонкие жилы гранитов, секущие метаморфическую толщу в этом же районе, имеют такой же состав.

Гранито-гнейсы описываемого типа, по данным И. Д. Иванова (40), имеют широкое развитие в составе метаморфической толщи докембрия на правом берегу р. Аракс в Иране. Здесь выходы их отмечены по долине реки Аракс, между Алдаринским и Астазурским постами, а также в окрестностях сс. Дулан и Кулан и в нижнем течении р. Оганан-чай.

По описанию И. Д. Иванова, слоисто кристаллические породы правобережья р. Аракс представлены различными гнейсами, гранито-гнейсами и сиенито-гнейсами, аплитами и амфиболитовыми, биотитовыми и хлоритовыми сланцами.

Таким образом, гранито-гнейсы, вскрытые в нижнем течении р. Малев, являются лишь небольшой частью аналогичных по составу пород, развитых южнее, на правом берегу р. Аракс, в горах Иранского Карадага.

ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

К верхнеэоценовому возрасту нами отнесены интрузии Ордубадо-Мегринского массива, интрузии бассейна р. Гехи, а также интрузии северного склона Баргушатского хребта.

Предыдущими исследователями (В. Г. Грушевой, Ш. А. Азизбеков, А. Б. Каджан, А. Л. Додин) возраст их определялся как нижнемиоценовый, на том основании, что они прорывают на Зангезурском хребте вул-

каногенно-осадочную толщу олигоцена и перекрываются трансгрессивно глинисто-диатомитовой толщей, относившейся в миоцену. К настоящему времени установлено, что вулканогенно-осадочная толща Зангезурского хребта, прорываемая интрузиями, относится к среднему и верхнему (?) эоцену, а глинисто-диатомитовая толща — к плиоцену.

Таким образом, особых оснований для отнесения интрузий к нижнемиоценовому времени, как видим, не имеется. Логичнее связать внедрение интрузий со временем проявления наиболее интенсивной складчатости, которая имела место в описываемой области, как и за ее пределами, на границе верхнего эоцена и олигоцена. Такой вывод вполне согласуется с имеющимися данными по другим рудным районам Армении, расположенным в пределах той же тектонической зоны, где верхнеэоценовый возраст интрузий установлен определенно (Памбакский рудный район).

Состав верхнеэоценовых интрузий этих районов и характер генетически связанных с ними месторождений вполне сходен с интрузиями и месторождениями Зангезура.

Перейдем к описанию интрузивных массивов и главнейших пород, входящих в их состав.

ОРДУБАДО-МЕГРИНСКИЙ (КОНГУРО-АЛАНГЕЗСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ МАССИВ

Является самым крупным интрузивным массивом Закавказья. В пределах описываемой территории он обнажается на площади в 800 км² и продолжается далее на юг на правобережье реки Аракс в Иран, где, имеющимся литературным материалам, слагает значительные площади в горах Иранского Карадага. В пределах Советской территории массив вытянут в северо-западном направлении от р. Аракс до с. Охчи на протяжении 40 км. Наибольшей ширины он достигает в южной части, где прослеживается по непрерывным обнажениям вдоль р. Аракс, от района с. Ордубад на западе до Бартазского поста на востоке на протяжении 30 км.

Западный контакт интрузии проходит по западному склону Зангезурского хребта от р. Аракс до вершины г. Капуджих. Не доходя до последней, граница интрузии с вмещающими ее породами сворачивает на восток и прослеживается по южному склону Пирямсарского хребта до устья реки Пхрут (правый приток р. Вохчи). Здесь контакт интрузии с вмещающими породами приобретает юго-восточное направление, пересекает Мегри-Гюнейский хребет и прослеживается далее по юго-западному склону его до Горазского поста на р. Аракс. Основная часть интрузии в указанных контурах располагается на территории Армянской ССР, небольшая юго-западная ее часть переходит в Нахичеванскую АССР. По вертикали массив вскрыт на значительную глубину. Высшие точки выходов интрузии располагаются по гребню Зангезурского хребта, имеющему отметки 3600—3900 м, низшие же, по реке Аракс—на отметках 550—600 м. Необходимо, конечно, учесть различную глубину залегания кровли интрузии на всем ее протяжении, но и при этом глубина вскрытия в отдельных частях получается весьма значительной.

Интрузия прорывает в юго-западной части песчано-аргиллитовую и карбонатную толщу верхнего мела, в юго-восточной части метаморфическую толщу нижнего палеозоя, а на всем остальном протяжении вулканогенную толщу нижнего эоцена. В районе сс. Нор-Аревик, Агарак, Тей на размытой поверхности интрузии располагаются трансгрессивно фаунистически охарактеризованные отложения плиоцена.

Вмещающие интрузию породы всюду падают на юго-запад под углами 50—60° и круче, создавая впечатление приуроченности интрузии к юго-западному крылу крупной складки. Однако между восточным и западным контактами интрузии, несомненно, происходит изменение падения слоев (возможно неоднократно), что наблюдается в останцах кровли, сохранившихся в пределах интрузии и вытянутых в направлении общей складчатости. Плоскость контакта вмещающих пород с интрузией падает от последней под различными углами, чем обуславливается различная ширина ореола контактово и гидротермально измененных пород кровли.

Ордубадо-Мегринский плутон по размерам, форме (расширяется с глубиной), секущим контактам может быть отнесен к батолитам.

В состав описываемой интрузии входят разнообразные породы: от кислых до ультраосновных, связанные в одних случаях постепенными переходами, в других случаях, образующие резкие интрузивные контакты. По данным В. Г. Грушевого (28), преобладающими по распространению являются породы монцонитового ряда, образующие большое количество петрографических разновидностей. Среди них установлены сиениты, сиенито-диориты, гранодиориты, кварцевые и бескварцевые монцониты. Менее развиты диориты, габбродиориты, габбро, еще реже встречаются ультраосновные породы типа оливинитов и пироксенитов. Существенную часть массива составляют кислые породы, дающие меньшее число петрографических разновидностей. Эта группа пород, представленная гранитами и гранодиоритами, образует самостоятельный комплекс внутри массива.

Особую группу составляет комплекс щелочных пород: щелочных и нефелин-содержащих сиенитов, открытых в 1939 г. нами и Ю. А. Араповым (12) в юго-восточной части интрузии и впоследствии детально изученных А. И. Адамяном.

Ордубадо-Мегринский плутон представляет сложное интрузивное тело, состоящее из нескольких разновремененно внедрившихся интрузий. Породы различных фаз внедрения образуют друг с другом ясно выраженные интрузивные контакты.

Еще В. Г. Грушевым и В. Н. Соколовым при производстве в период 1925—1930 гг. геологической съемки района были выделены в составе интрузии два комплекса пород, отнесенные ими к разновременным этапам внедрения. К первой фазе внедрения ими был отнесен разнообразный комплекс пород среднего и основного состава (монцониты, гранодиориты, сиениты, сиенито-диориты, кварцевые диориты, диориты и др.), слагающих основную часть массива, ко второй же фазе—порфировидные гранитоиды, обнажающиеся на Зангезурском хребте в западной части

массива. Последующие исследователи: С. А. Мовсесян, С. С. Мкртчян, И. Г. Магакьян, А. Б. Каждан, М. А. Литвин и др. в составе плутона выделяли от трех до пяти интрузивных фаз. Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдулаев в пределах только небольшой западной Ордубадской части массива выделяют три фазы внедрения.

Не останавливаясь на рассмотрении взглядов указанных исследователей, подробно изложенных в их работах, отметим, что имеющийся материал позволяет выделить для всего массива с определенностью три фазы интрузивной деятельности. Проявление же остальных фаз, указываемых некоторыми исследователями, является в известной мере условным.

Первая по времени внедрения интрузия, названная В. Г. Грушевым, по преобладающему составу ее пород «монцонитовой», занимает более половины площади всего массива и характеризуется резко выраженной дифференциацией. В составе этой интрузии отмечаются разнообразные породы: монцониты и подчиненные им кварцевые монцониты, гранодиориты, сиениты, сиенито-диориты, диориты, габбродиориты, габбро, пироксениты. Все перечисленные породы связаны друг с другом постепенными переходами. Большое разнообразие пород, образовавшихся в эту фазу, по-видимому, можно объяснить дифференциацией внедрившейся магмы *in situ*, под влиянием местных условий остывания: охлаждающего действия интрузируемых пород, ассимиляцией их и пр. Влияние пород кровли на состав интрузивных пород выражено отчетливо и отражено на геологической карте. В периферических частях интрузии, как правило, располагаются породы более основного состава (диориты, габбро-диориты, габбро). Последние отмечаются и внутри массива, на участках, где сохранились останцы вмещающих интрузию пород. Это обстоятельство имеет существенное значение для определения степени эродированности интрузий.

К указываемым основным породам первой фазы внедрения относятся также габбро и габбро-диориты района с. Вагравар (восточный склон г. Союх), выделяемые А. Б. Каждан и М. А. Литвин в качестве особой, наиболее ранней фазы внедрения. Как справедливо отмечает В. Г. Грушевой, образование их может быть объяснено ассимиляцией покровных пород так же, как и в других частях массива. Породы указываемой фазы внедрения слагают восточную часть массива, а также южную оконечность Зангезурского хребта до вершины г. Союх.

Вторая фаза внедрения интрузии характеризуется более кислым составом и представлена гранитами, grano-сиенитами, гранодиоритами, банатитами. Развита указываемые породы в западной части массива на Зангезурском хребте и отходящих от него отрогах. К указываемой фазе, по всей вероятности, принадлежит и Агаракский сиенито-гранит, относимый В. Г. Грушевым к «монцонитовой» фазе внедрения.

К третьей фазе внедрения относится интрузия порфировидных гранитов и гранодиоритов, обнажающихся в северо-западной части массива в верховьях бассейнов рр. Вохчи и Мегри и на гребне Зангезурского хребта. С указанной фазой связано образование многочисленных жиль-

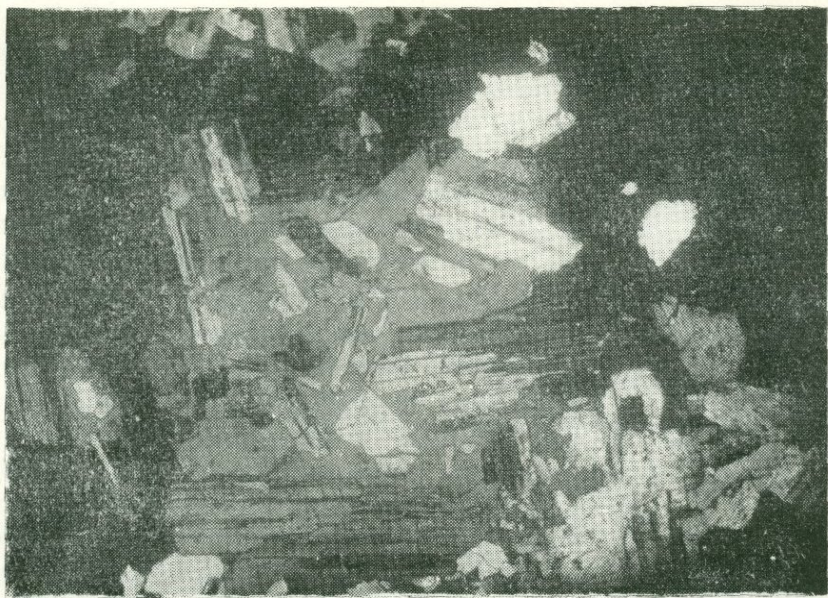


Рис. 5. Монцонитовая структура кварцсодержащего монцонита.
Увеличение 20. Николи+



Рис. 6. Призматическая структура диорита. Увеличение 20.
Николи+

ных пород, широко развитых как среди пород монцонитовой фазы интрузии, так и среди пород последующих фаз внедрения.

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

Как видно из изложенного, в процессе формирования Ордубадо-Мегринского массива ясно отмечается увеличение кислотности магмы со временем. Эта закономерность выдерживается и далее при образовании жильного комплекса, в котором наиболее поздними являются пегматиты и аплиты.

Несколько неясно в приведенной схеме формирования массива время образования щелочных и нефелиновых сиенитов, залегающих в юго-восточной части массива. В свое время нами, а также другими исследователями указанные породы относились к самостоятельной фазе внедрения, по времени наиболее поздней. А. И. Адамян, детально изучивший эти породы и их взаимоотношение с вмещающими породами, установил постепенный их переход в породы «монцонитовой» интрузии, в частности в сиенитодиориты. Исходя из этого, необходимо считать, что щелочные и нефелиновые сиениты образовались в первую фазу интрузии, под влиянием местных условий остывания магмы.

Подробное описание пород Ордубадо-Мегринского массива приведено в работах В. Г. Грушевого и В. А. Соколова, С. А. Мовсисяна, М. А. Литвин, Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдулаева (7,11), поэтому мы ограничимся лишь краткой их характеристикой, поскольку это необходимо для целей нашей работы.

*Монцониты, гранодиориты, сиенито-диориты,
диориты, габбро, щелочные сиениты и др.*

(породы первой фазы внедрения)

Монцониты и кварцевые монцониты. Макроскопически представляют собой темно-серую крупнозернистую породу с видимыми кристаллами полевого шпата и многочисленными свежими листочками биотита. Под микроскопом порода имеет типично монцонитовую, реже призматически-зернистую структуру и состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита, кварца, пироксена (единичные зерна). Из аксессуарных минералов в породе присутствуют рудный минерал, апатит, сфен, циркон. Из вторичных минералов в породе обычно развиты: сосюритовый агрегат и чешуйки мусковита по плагиоклазу, хлорит, эпидот, лимонит по биотиту, карбонат.

Порода характеризуется неравномернозернистой структурой; наиболее крупные зерна калиевого полевого шпата, реже роговой обманки и биотита, содержат пойкилитовые вроски более мелких зерен плагиоклаза и других минералов. Там, где зерна калиевого полевого шпата мел-

кие и их мало, структура породы приближается к призматически-зернистой, причем становится заметным идиоморфизм плагиоклазов по отношению ко всем другим минералам, включая темноцветные.

Содержащие кварц разновидности монцонитов отличаются присутствием небольшого количества ксеноморфных зерен кварца. Они по составу несколько более лейкократовые, чем монцониты среднего типа (темноцветных минералов 15—30%). Вторичные изменения в породе выражены слабо и главным образом в карбонатизации темноцветных минералов, в меньшей степени плагиоклазов. Калиевый полевой шпат остается довольно свежим.

Плагиоклаз. Образует крупные идиоморфные полисинтетически сдвойникованные таблитчатые и призматические кристаллы; относится к андезин-лабрадору от № 45 до № 55. На границе с калиевым полевым шпатом плагиоклаз иногда содержит тончайшие мирмекитовые вроски. Зерна плагиоклаза свежие, или по ним развиваются кучки соссюритового агрегата, мелкие чешуйки серицита и тонкозернистый эпидот.

Калиевый полевой шпат. Является также существенной составной частью породы, находясь в ней в равном с плагиоклазом или несколько меньшем количестве в крупных ксеноморфных, довольно свежих зернах с кое-где заметной спайностью. Изредка наблюдаются мелкие короткие и нитевидные пертитовые вроски в плагиоклазах. Микроклиноватая решетка не отмечена. Из вторичных образований местами наблюдаются бурые тонкие пелитовые выделения. Кварц присутствует лишь в кварцевых монцонитах. Образует ксеноморфные мелкие зерна, выполняющие промежутки между зернами всех других минералов. Иногда он содержит мелкие каплевидные включения зернышек роговой обманки. Пироксен присутствует в виде мелких сетчатых трещиноватых зернышек, включенных в зерна замещающей его роговой обманки. Пироксен бесцветный, моноклинный, двупреломление 0,018, угол $C : Ng$ 46°.

Роговая обманка грязно-зеленого цвета (плеохроирует от светлого желто-зеленого до темно-зеленого тона). Двупреломление 0,020. Угол $C : Ng$ 20°. Обычно роговая обманка свежая, она интенсивно замещает пироксен. Биотит чаще преобладает среди темноцветных минералов, выражен в виде крупных и мелких листочков бурого цвета. Плеохроирует от лимонно-желтого до темно-бурого цвета. Двупреломление высокое. Обычно биотит свежий, изредка по нему развивается агрегат хлорита и эпидота, иногда вместе с лимонитом. Рудный минерал. Мелкие изометрические и более крупные неправильной формы зерна, часто окруженные каемками сфена. Реже по нему развивается лейкоксен. Апатит в виде тонких игольчатых и короткостолбчатых кристалликов. Сфен — ромбовидный и неправильной формы, отдельные зерна, а также зернистые агрегаты около рудного минерала. Апатит, сфен и рудный минерал концентрируются вблизи или внутри зерен роговой обманки и пироксена, чаще всего в биотите.

М. А. Литвин в шлифах из монцонитовых пород установлены единичные зерна ортита, характерные, по ее данным, исключительно для пород монцонитовой интрузии и ее жильных дериватов.

Количественный минералогический анализ двух образцов монцитов, взятых с Каджаранского месторождения и с водораздельной части Зангезурского хребта, показал, по данным С. А. Мовсесяна, следующие результаты:

Кварц	Анорто- клаз	Плагио- клаз	Рогов. обм.	Биотит с хло- ритом	Авгит	Рудн. минер.	Апатит	Сфен
1,15	33,15	35,62	9,84	13,10	0,04	5,49	0,65	0,46
0,40	16,10	69,13	3,03	3,94	4,63	2,23	0,54	0,00

Описываемые монциты и подчиненные им кварцевые монциты широко развиты в бассейне среднего и нижнего течения р. Мегри-гет, в южной части Зангезурского хребта и в районе Каджаранского медно-молибденового месторождения.

Гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты. Указанные породы имеют в пределах массива не меньшее чем моноциты распространение. Они встречаются в виде различного размера участков среди монцитов, с которыми связаны постепенными переходами. Крупные выходы их установлены на Мегри-Гюнейском хребте, по левобережью р. Мегри-гет, и отдельными участками в северо-восточной части интрузии, в районе сс. Охчи, Аткиз, Лернадзор.

Макроскопически это серые, обычно равномерно-среднезернистые породы, состоящие из полевого шпата, роговой обманки и биотита.

Под микроскопом структура их призматически-зернистая, переходящая местами в гипидиоморфнозернистую. В промежутках нередко наблюдается тонкая микропегматитовая структура. Текстура массивная. Порода состоит в основном из плагиоклаза, роговой обманки, калиевого полевого шпата, кварца (до 15%), реже биотита и остатков зерен пироксена. Отличается от монцитов и кварцевых монцитов структурой, а для кварцевых диоритов также меньшим содержанием калиевого полевого шпата. Аксессуарные минералы: рудный минерал, сфен. Вторичные минералы: редкие чешуйки серицита по плагиоклазу, актинолит, хлорит, эпидот, глинистые продукты. Для пород этой группы характерна призматическая форма зерен плагиоклаза и темноцветных минералов, в промежутках между которыми нередко расположены микропегматитовые сростания кварца и калиевого полевого шпата. Последние часто заметно корродируют прилегающие к ним зерна плагиоклаза. Пироксен присутствует не во всех шлифах, обычно он почти нацело замещен роговой обманкой.

Плагиоклаз. Образует крупные зонального строения зерна. По измерениям относится к андезину (№№ 35—45). Вокруг зерен обычно развиты каемки альбита, видимо вторичного. Внутри зерен рассеяны мелкие чешуйки серицита, который местами развивается и по отдельным зональным полоскам. Калиевый полевой шпат. Обычно свежий слабо пелитизированный. Судя по отсутствию микроклиновой решетки, относится, по всей вероятности, к ортоклазу или анортоклазу. Совместно с кварцем образует тонкие микропегматитовые сростки и корродирует зерна плагиоклаза.

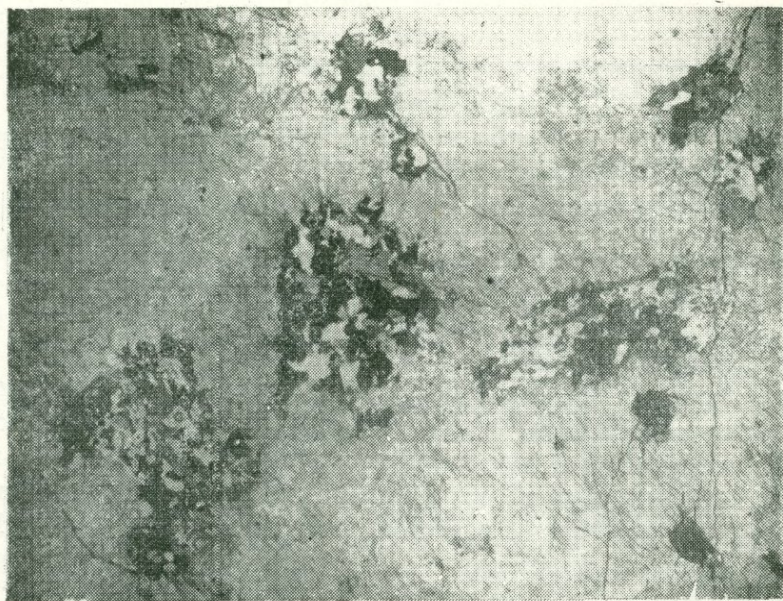


Рис. 7. Скопление биотита и кварца в кварцевом диорите.
Увеличение 10. Николи II.



Рис. 8. Скопление биотита и кварца в кварцевом диорите.
Увеличение 20. Николи+

Кварц. Присутствует (кроме сиенитодиоритов) в значительных количествах (до 15%). Образует ксеноморфные зерна в промежутках, иногда заметно корродирует зерна плагиоклаза.

Роговая обманка. Преобладает среди цветных минералов. Грязно-зеленая, бледная, плеохроирует меньше обычного. Двупреломление 0,015, угол $C : Ng$ 20°. В некоторых шлифах нацело замещается мелкозернистым агрегатом буроватого амфибола, серицита и пылевидных рудных минералов. Моноклинный пироксен. Остатки дезинтегрированных бесцветных зерен, интенсивно замещающихся грязно-зеленой роговой обманкой, иногда биотитом. Двупреломление 0,018, угол $C : Ng$ 45°. Биотит. Первичный красно-бурый или бурый с резко выраженным плеохроизмом. Образует крупные идиоморфные чешуйки, свежие или слегка хлоритизированные. Встречается и вторичный биотит, замещающий мелкими чешуйками вместе с уралитом первичную роговую обманку и пироксен.

Из аксессуарных минералов в породе присутствует магнетит, образующий мелкие, часто неправильной формы зерна и агрегаты, концентрирующиеся у биотита и амфибола и образующиеся, видимо, за счет их разложения, сфен, также образующийся в основном за счет разложения амфибола и биотита, апатит—образующий мелкие редко встречающиеся кристаллики. Наблюдаются также мелкие зерна циркона. Вторичные минералы, представленные, как обычно, серицитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом, вторичным кварцем и вкрапленностью сульфидов, развиты незначительно, за исключением участков, где породы подверглись интенсивным гидротермальным изменениям.

Описываемая группа пород связана друг с другом, а также с монцонитами постепенными переходами. При одном и том же минералогическом составе отличие между ними сводится лишь к различному их количественному соотношению. По подсчетам М. А. Литвин, гранодиориты и сиенито-диориты характеризуются следующим средним минералогическим составом.

Наименование пород	Плагиоклаз	Калиев. шпат	Кварц	Темно-цветн.	Акцес-сорн.	Рудные
Гранодиориты . . .	45	32	13	7	1	2
Сиенитодиориты . . .	36	45	2	13	2	2

Как видно из приведенной таблицы, в гранодиоритах, по сравнению с сиенито-диоритами, увеличивается количество плагиоклаза и кварца за счет уменьшения количества калиевого полевого шпата.

Описываемые породы образуют также небольшие шлировые выделения в монцонитах. Шлировые выделения кварцевых диоритов в монцонитах отмечены нами по правому притоку реки Бугакяр, в местности Ара-юрт у разведываемого проявления медного оруденения. Здесь по правому склону лога в темно-серых мелкозернистых породах монцонитовой интрузии выделяются округлой формы небольшие (до 10—20 см и более) темные шлировые выделения кварцевых диоритов. В шлифах по-

род, взятых с указанного участка (шл. 202/49, 203/49) отчетливо наблюдается контакт двух различных пород:

Диорит-кварцевый. Структура гипидноморфнозернистая, местами катакластическая. Текстура — массивнотрещиноватая. Минеральный состав: главные минералы — плагиоклаз (50%), кварц, калиевый полевой шпат (единичные зерна), роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы: апатит, рудный минерал. Вторичные минералы — кварц и мелкочешуйчатый биотит по трещинкам. Порода имеет состав кварцевого диорита, аналогичного вышеописанному. Характерно неравномерное распределение темноцветных минералов и концентрация биотита в виде сростков и скоплений. Порода катаклазирована и трещиновата. По трещинкам часто наблюдается перекристаллизация или же развиваются кварц и мелкочешуйчатый биотит.

Монцонит. Структура монцонитовая, переходящая местами в призматическйзернистую. Текстура массивная. Минералогический состав: калиевый полевой шпат (50%), плагиоклаз (30%), роговая обманка и биотит (вместе 20%), кварц (мало). Акцессорные минералы: рудный минерал, апатит. Вторичные минералы: серицит по плагиоклазу. Порода имеет монцонитовую структуру, при которой крупные пойкилитовые зерна довольно свежего калиевого полевого шпата содержат мелкие призматические зерна серицитизированного плагиоклаза среднего состава, грязно-зеленой роговой обманки (двупреломление 0,020 угол $C : Ng$ 20°) и бурого биотита, иголки апатита и идиоморфные зерна рудных минералов с каемочками сфена. Местами скопление этих мелких зерен возрастает и порода приобретает призматическйзернистую структуру; в промежутках появляется кварц. Граница распространения этих призматических минералов по направлению к кварцевым диоритам резкая. Однако вмещающие их зерна калиевого полевого шпата продолжают за эту границу и сростаются с зернами плагиоклаза и кварца, кварцевого диорита. В плагиоклазовых зернах последнего имеются на контакте каемочки мельчайших мирмекитовых вростков.

Сфеобразную разновидность кварцевых диоритов — ортоклаз, содержащий турмалиновый кварцевый диорит или тоналит, — описывает В. Г. Грушевой из района Пирзаминского арсенопиритового месторождения, к югу от с. Тагамир. Это темные среднезернистые породы, состоящие, как и обычные кварцевые диориты, из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и небольшого количества кварца. Цветной минерал представлен только турмалином, в ксеноморфных зернах с сильным плеохроизмом от светло-желтого до почти черного цвета. Среди акцессорных минералов отмечается циркон. Указываемые породы слагают небольшой участок среди диоритов, с которыми связаны постепенными переходами.

Тоналиты и кварцевые диориты описываются Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым и из Ордубадской части плутона. Здесь они прослеживаются полосой от 0,5 до 5 км от верховьев р. Гердын-чая до Нюснюс-чая в ЮВ направлении к гребню Зангезурского хребта. Указанными исследователями они выделены в самостоятельную (тоналитовую) наиболее раннюю, предшествующую монцонитовой, фазу формирования ин-

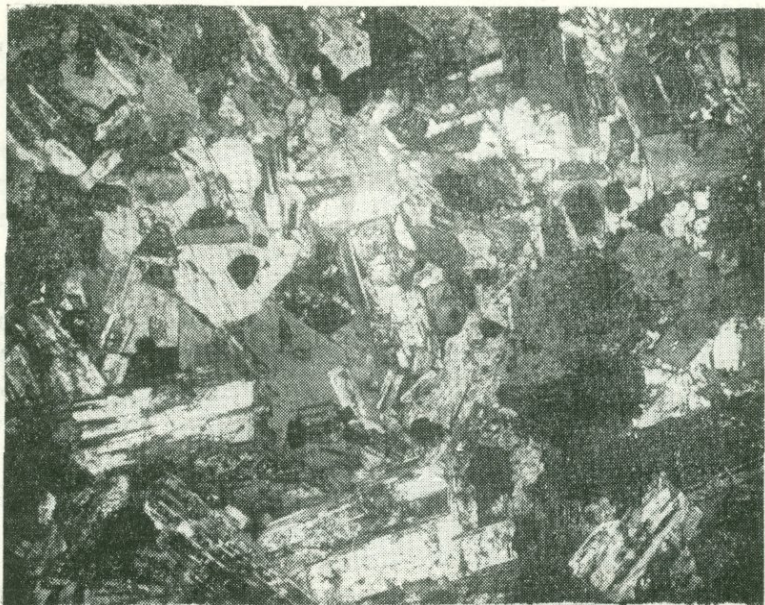


Рис. 9. Кварцевый диорит с участками выделения калишпата и кварца в интерстициях. Увеличение 10. Николи+



Рис. 10. Контакт кварцевого диорита и монзонита. Увеличение 10. Николи+

трузии, что, однако, не подтверждается наблюдениями в восточной части интрузии, где отмеченные породы, как указывалось, связаны постепенными переходами с монцонитами.

Диориты, габбро-диориты, габбро. Эти породы развиты главным образом в СВ и В периферической части интрузии, на контакте с вулканогенно-осадочными породами, и в средних частях интрузии на участках, где сохранились остатки кровли интрузии. Выходы их отмечены на юго-западных склонах Мегри-Гюнейского хребта в верховьях рек Малвалан, Астазур, на гребне горы Чихновар, в районе сс. Малвалан, Абгез, Марзкит, в районе Ньюадинского месторождения и на отдельных участках, площадью до нескольких квадратных километров в бассейне среднего и нижнего течения реки Мегри-гет. Наиболее широко развиты в описываемой группе пород диориты, реже встречаются габбродиориты, еще реже габбро. Макроскопически это в большинстве меланократовые средне- и мелкозернистые породы, отличающиеся уже в поле от вмещающих их более светлых разновидностей интрузивных пород.

Под микроскопом структура диоритов гипидиоморфнозернистая, переходящая в призматическизернистую. Изредка идиоморфизм плагиоклаза более резкий, чем у темноцветных минералов. Текстура — массивная. Порода состоит в основном из плагиоклаза (60—65%), роговой обманки и биотита (30%), рудного минерала (5—10%), остатков зерен пироксена. В некоторых образцах присутствует незначительное количество калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы: апатит, изредка циркон. Вторичные минералы: серицит, соссюритовый агрегат, биотит, карбонат по плагиоклазу; агрегат карбоната, хлорита, амфибола, цоизита и биотита по темноцветным минералам. Иногда по всей породе интенсивно развиваются хлорит, эпидот, лимонит, вторичный пылевидный рудный минерал и кварц. Тут же наблюдаются новообразования мелких кристалликов турмалина (диориты у устья ручья Джиндара в районе с. Личк).

Породы диоритового состава содержат повышенное количество рудного минерала (пирита). Последний выделяется в виде неправильных и идиоморфных зерен как внутри зерен плагиоклаза, так и между его зернами. В этом случае структура, определяемая формой зерен рудного минерала напоминает сидеронитовую. В образцах диоритов, взятых по реке Бугакяр, выше (по течению) развалин с. Бугакяр, отмечается повышенное, по сравнению со средним, содержание пироксена (25%) и биотита (10%). В породе необычайно широко развиты пойкилитовые и идиоморфные зерна роговой обманки (45%). В некоторых шлифах в промежутках присутствует небольшое количество зерен калиевого полевого шпата. В шлифах пород, взятых с Мюлькского месторождения и из района Каджаранского месторождения (по ручью Мякан-су), калиевый полевой шпат, развиваясь между зернами плагиоклаза и темноцветных, явно корродирует их зерна. В некоторых местах наблюдаются прожилки калиевого полевого шпата, секущие и разъедающие зерна плагиоклаза. Вторичные минералы распространены в породе широко. Особенно интенсивно развиваются мелкочешуйчатый хлорит, агрегаты эпидота, мелко-

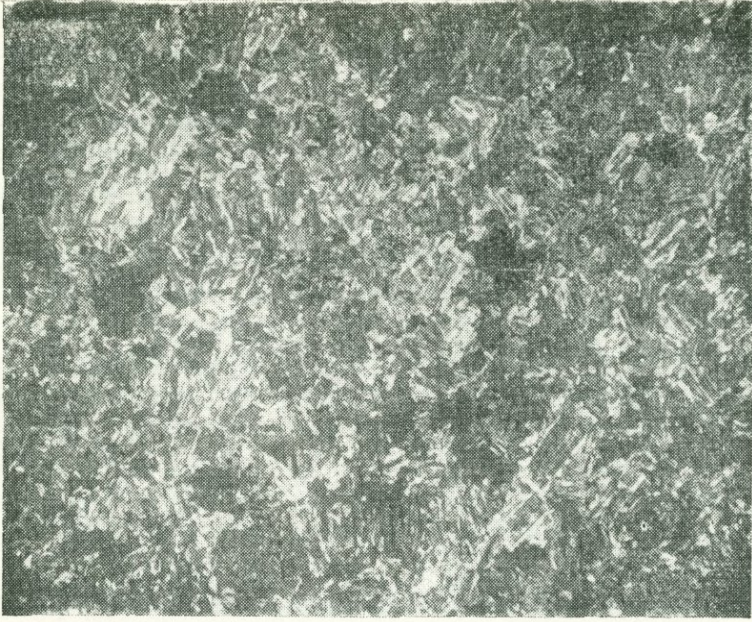


Рис. 11. Габбро. Увеличение 10. Николи+



Рис. 12. Диорит. Увеличение 10. Николи+

чешуйчатый биотит, тонкозернистый карбонат и пылевидные рудные. Ниже приводится краткая характеристика минералов, входящих в состав диоритов. Плаггиоклаз. Является главным породообразующим минералом. Образует крупные призматические идиоморфные кристаллы с резко выраженной полисинтетической штриховкой, часто с зональным строением. Состав плаггиоклаза, по произведенным измерениям, отвечает основному олигоклазу (№ 35—40). По краям развиты альбитовые каемки. Большая часть зерен в значительной степени замещена мелкозернистым агрегатом вторичных минералов. Пироксен в виде широких трещиноватых бесцветных или зеленоватых зерен неправильных очертаний или идиоморфных выделений. Представлен он моноклинной разновидностью, относящейся к диопсид-геденбергиту. Двупреломление 0,020—0,023. Угол $C : Ng$ 24° . Пироксен замещается бледно-зеленой роговой обманкой и более поздним хлоритом. Роговая обманка бледного грязно-зеленого цвета, двупреломление 0,020, угол $C : Ng$ 18° . В некоторых шлифах она нацело замещена вторичными минералами. Зерна роговой обманки крупные с пойкилитовыми вростками плаггиоклаза. Двупреломление 0,019, угол $C : Ng$ 18° . Биотит — бурый или темно-бурый, с резким плеохроизмом до почти бесцветного. Встречается биотит в неизменном виде редко, обычно он почти нацело замещен агрегатом хлорита и эпидота. Калиевый полевой шпат. Ксеноморфные зерна в промежутках или по трещинкам, интенсивно корродирующие плаггиоклаз. Зерна калиевого полевого шпата слегка пелитизированы, содержат тонкие микропертитовые вростки альбита. Рудный минерал. Мелкие и более крупные идиоморфные и неправильной формы зерна с тонкими каемочками сфена (?) и другого непрозрачного и со слабым блеском минерала (похожего на лейкоксен). Иногда вокруг агрегатов рудного минерала концентрируется вторичный мелкочешуйчатый биотит. Апатит и циркон. Образуют мелкие идиоморфные кристаллики, причем первый чаще встречается вблизи рудного минерала.

Диориты связаны постепенными переходами с габбро-диоритами и габбро. Последние две породы также представляют средне- и мелкозернистые, однако более меланократовые, чем диориты, породы благодаря большому содержанию темноцветных компонентов. Под микроскопом структура их призматическизернистая, плаггиоклаз несколько идиоморфнее пироксена. Местами структура пойкилитовая, реже офитовая. Текстура — массивная. Минералогический состав: плаггиоклаз, пироксен, роговая обманка, рудный минерал. Акцессорные минералы: апатит, циркон. Вторичные минералы: хлорит и серицит по плаггиоклазу, карбонат по пироксену и роговой обманке, развиты в незначительной степени. Отличаются от описанных выше диоритов большей основностью плаггиоклаза, идиоморфизмом последнего, по сравнению с пироксеном и рудным минералом, и почти полным отсутствием калиевого полевого шпата и кварца. Характерно образование пойкилитовых вростков плаггиоклаза внутри зерен пироксена. Плаггиоклаз. Образует крупные идиоморфные кристаллы. По замерам, произведенным М. А. Литвин, в габбро-диоритах отвечает 50—53% Ап, в габбро — 60—65% Ап. Двойниковые полосы

широкие, рельеф высокий. По зернам рассеяны цепочки чешуек серицита и мелкие скопления хлорита. Пироксен — моноклинной сингонии, бесцветный. Двупреломление 0,018, угол $C : Ng$ 39° . По краям обычно развивается замещающая бледно-зеленая роговая обманка. В образцах, отобранных по ручью Гоз-Гоз у разв. с. Тагамир (шл. 106 (49)), пироксен замещается тонкозернистым карбонатом. Роговая обманка — бледно-зеленая, плеохроизм слабее обычного. Двупреломление 0,018 угол $C : Ng$ 17° . Обычно вторичная, развивается по пироксену. Первичная роговая обманка, относящаяся к ряду обыкновенных роговых обманок, присутствует в некоторых шлифах и по количеству значительно уступает пироксену. Рудный минерал — ксеноморфные зерна выполняют промежутки между кристаллами пироксена и плагиоклаза. Часто наблюдаются каемочки бледно-зеленой роговой обманки. Апатит и циркон встречены в виде единичных идиоморфных кристалликов. В габбровых породах характерно спорадическое появление оливина, часто нацело замещенного идингситом.

Средний минералогический состав диоритов и габбро характеризуется следующими данными (подсчет М. А. Литвин).

Название породы	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Темноцветн.	Аксессуарные	Рудные минералы
Диориты	70	2	0,3	22	2	4
Габбро	59	2	1	31	2	4

Описываемая группа пород связана постепенными переходами с кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, гранодиоритами, монцонитами и кварцевыми монцонитами. Приуроченность к контакту с вмещающими интрузию породами свидетельствует о безусловной роли последних в образовании этих пород. Образование основных пород, по всей вероятности, было вызвано ассимиляцией, внедрявшейся магмой крупных глыб пород кровли, сложенной порфиритами основного состава и подчиненными им известняками. Переход лейкократовых пород в меланократовые в периферических частях интрузии, мог быть вызван также охлаждающим действием стенок кровли, в результате чего у контактов происходила концентрация темноцветных компонентов магмы.

Ультраосновные породы. Имеют незначительное распространение в описываемой интрузии. Установлены они в 1930 г. В. А. Соколовым в юго-восточной части массива в районе горы Каладаш, и позже (1937 г.) детально изучены Ю. А. Араповым (13). Небольшой массив указываемых пород установлен нами в районе с. Мазра.

Ультраосновные породы г. Каладаш представлены, по данным Ю. А. Арапова, габбропироксенитами, пироксенитами, оливиновыми пироксенитами, магнетитовыми оливинитами и апатито-магнетитовой породой. Это в основном темные до черного цвета средне- и крупнозернистые породы, связанные друг с другом постепенными переходами и отличающиеся друг от друга различным количественным соотношением главнейших породообразующих минералов.

Габбропироксениты состоят преобладающе из моноклинного пироксена (50—70% породы) в виде хорошо выраженных идиоморфных кристаллов основного плагиоклаза (№ 90—93), количество которого (10—15%) значительно ниже, чем в обычных габбро и роговой обманке (5—15%, реже до 20—25%), обычно замещающей пироксен. Из аксессуарных минералов обращает на себя внимание несколько повышенное, по сравнению с габбро, содержание магнетита (2—4% до 5—8%) и апатита (до 5%).

В пироксенитах увеличивается количество моноклинного пироксена и роговой обманки (80—90%), магнетита (5—10%), апатита (5—8%) и снижается количество плагиоклаза (5—0%). В породе присутствует обычно биотит и шпинель, образующая сростки с магнетитом.

В оливинном пироксените, наряду с преобладающими моноклинным пироксеном и роговой обманкой, появляются небольшие зерна оливина (10—15% породы), образующие в них пойкилитовые включения. В породе в небольших количествах присутствуют биотит, плагиоклаз, магнетит, гематит, шпинель, апатит и циркон. При увеличении количества оливина и магнетита, цементирующего зерна оливина, порода переходит в магнетитовый оливинит. В последнем количество оливина доходит до 60—70%, а магнетита до 25—30%. Количество апатита в этих породах также увеличивается до 20% состава породы.

В верховьях ручья Каладаш к северу от вершины одноименной горы Ю. А. Араповым среди ультраосновных пород отмечены полосы и участки апатит-магнетитовой руды, представляющей крайний член ультраосновных пород, образовавшихся за счет резкого увеличения в составе породы апатита (от 5 до 45%) и магнетита (от 50 до 90—95%). Остальные 5% составляют моноклинный пироксен, оливин, шпинель и биотит, представляющие остатки первоначальной силикатной породы, замещенной апатитом и магнетитом.

Наименование пород	Монок. пирокс.	Рогов. обм.	Биотит	Плагиоклаз		Кал. полев. шпат	Оливин	Рудн. мин.	Апатит	Прочие
					№					
Сиенитодиорит	0,9	0,3	0,8	49,4	22—38	48,6	—	0,3	—	—
Габбро	25,9	—	12,8	52,2	50—52	—	—	6,9	2,2	1,0
Габбро-пироксенит	18,7	27,4	1,6	47,2	90—98	—	—	4	1,5	—
Горнблендит (из пироксенита)	—	85,9	—	3,1	95—100	—	—	8,4	—	2,6
Оливинный пироксенит	53,3	15,6	1,3	5,1	95—100	—	13,2	10,5	—	1,0

Район г. Каладаш представляет исключительный интерес для выяснения вопроса происхождения различного типа пород. Здесь мы имеем непрерывный ряд изменений состава пород от средних (сиенито-диоритов и диоритов) до ультраосновных, выраженный в изменении количественного соотношения минералов и в соответствии с этим их химического состава. Следующая таблица, заимствованная из работы Ю. А. Арапова (13), дает наглядное представление об изменении минералогического состава пород при переходе от одного типа к другому.

Залегание основных и ультраосновных пород г. Каладаш в виде шлирообразных участков среди сиенито-диоритов, наличие здесь останцев кровли (порфиринов и известняков), дает основание связывать их образование с ассимиляцией магмой указанных пород.

Небольшой массив ультраосновных пород, обнажающийся в долине реки Мазра у развалин одноименного селения, отделен от основного плутона вулканогенно-осадочными породами Мегри-Гюнейского хребта. Сложен он в основном пироксенитами. Макроскопически это темные до черного цвета крупно- и среднезернистые породы. Под микроскопом порода состоит почти исключительно из одного диопсида, образующего крупные, бесцветные изометрические кристаллы. В значительно меньших количествах присутствует бурая, резко плеохронная роговая обманка, выполняющая промежутки между кристаллами пироксена. Иногда заметна призматическая спайность с углом, близким к прямому, что говорит за вторичное происхождение этой роговой обманки, образовавшейся по пироксену. В породе разбросаны небольшие зерна апатита, иногда имеющие идиоморфные очертания. Весьма многочисленны вкрапления магнетита.

Описываемые пироксениты прорывают известняково-сланцевую толщу верхнего девона, за счет ассимиляции которых магма, по всей вероятности, и приобрела основной состав.

Сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты. Указанный комплекс пород развит в юго-восточной части массива в районе сс. Астазур и Алидара. Наличие среди них щелочных и нефелиносодержащих пород было впервые установлено нами в 1939 г. при производстве шлиховой съемки и независимо от нас в том же году Ю. А. Араповым, детально изучившим эти породы. Впоследствии (1947—1949 гг.) район развития указанных пород был детально закартирован А. И. Адамяном, проводившим специальное изучение щелочных и нефелиносодержащих пород Мегринского района.

Наибольшее развитие в составе указываемого комплекса пород имеют нормальные сиениты, связанные постепенными переходами с окружающими их более темными сиенито-диоритами и диоритами. Макроскопически это светло-серые мелко- и среднезернистые породы. Под микроскопом они имеют порфировидную структуру и состоят в основном из пертитового калиевого полевого шпата (нерешетчатый микроклин и ортоклаз) и плагиоклаза-андезина. Цветные минералы: биотит, роговая обманка, моноклинный пироксен имеют подчиненное значение, количество их в породе колеблется от 2—3% до 10—15%.

Среди описываемых сиенитов, а также сиенитодиоритов Ю. А. Араповым отмечены довольно крупные шлировые выделения лейкократовых крупнозернистых сиенитов, почти не содержащих цветные минералы. Состоят они, как это видно под микроскопом, преимущественно из калиевого полевого шпата — микропертита, количество которого колеблется от 50 до 80% и подчиненного количества плагиоклаза (олигоклаз-андезин). Цветные минералы: роговая обманка и биотит встречаются лишь в виде единичных зерен, изредка встречаются зерна сфена, апатита и магнетита.

Щелочные сиениты, слагающие значительные площади севернее с. Астазур, представляют собой обычно крупнозернистые пегматоидного облика, реже средне- и мелкозернистые лейкократовые породы. Состоят они, по описанию Ю. А. Арапова, из калиевого полевого шпата пертитового строения, количество которого колеблется от 55 до 75%, плагиоклаза-андезина (№ 32—35) зонального строения ясно идиоморфного по отношению к калиевому полевому шпату (количество обычно 25—35%, в некоторых образцах преобладает над калиев. полев. шпатом) щелочной роговой обманки (гастингсита или ферро-гастингсита колич. от 2 до 10%), биотита, срastaющего с роговой обманкой и биотитом, моноклинного пироксена (от 0 до 12%). Из аксессуарных минералов в породе наблюдаются сфен, апатит, магнетит, пирротин, гематит и редко циркон.

Нефелиносодержащие щелочные сиениты образуют небольшие участки среди среднезернистых щелочных сиенитов и связаны с ними постепенными переходами, так что границы между ними неуловимы. Ю. А. Араповым отмечены дайки пегматоидных щелочных сиенитов среди нефелиносодержащих сиенитов, что указывает на относительно более молодой возраст этих даек.

Макроскопически нефелиносодержащие сиениты представляют среднезернистую розовато-серую породу, в которой среди полевых шпатов отчетливо выделяются крупные и мелкие зерна мяско-красного, реже сероватого нефелина. Под микроскопом порода состоит из нефелина и продуктов его разрушения, ортоклаза, альбита, мусковита, биотита, сфена, апатита, флюорита, рудного минерала и ортита. Нефелин встречается в виде крупных зерен изометрических очертаний или же в промежутках между зернами полевого шпата. Довольно широко развиты вторичные изменения нефелина, среди которых чаще наблюдается его переход в содалит, имеющий те же формы, что и нефелин. Часто нефелин замещается мелкоиглочатым серицитом. Очень часто нефелин замещается карбонатом, канкринитом и флюоритом. Можно отметить пространственное разделение:

1. Содалит + канкринит
2. Серицит

Ортоклаз — присутствует в породе в значительных количествах, образуя длинные таблички, переполненные пертитовыми вростками. Идиоморфен по отношению к нефелину. Плагиоклаз — встречается в больших количествах в виде крупных лейст с идиоморфными очертаниями. По углу угасания и показателю преломления его можно отнести к альбит-олигоклазу. Интенсивно сдвойникован по карлсбадскому в комбинации с периклиновым закону. Местами корродируется ортоклазом. Мусковит — встречается в виде широких табличек и чешуек в интерстициях. Биотит — в виде широких длинных табличек густо-зеленого цвета встречается среди других минералов. Сфен — присутствует в виде очень крупных, редких, правильно ограниченных зерен, часто окаймленных с периферии непрозрачным рудным минералом. Апатит — встречается в округлых или удлинённых зернах. Оритит — обнаружен в одном случае в виде кристалла квадратной формы бурого цвета с очень низким

двуупреломлением. Флюорит — присутствует в больших количествах в качестве заместителя нефелина.

Последовательность минералообразования на основе изучения идиомерфизма представляется в следующем виде:

1. Олигоклаз — альбит
2. Ортоклаз — пертит
3. Нефелин
4. Содалит + канкринит
5. Серицит

Фазы 4 и 5 может быть были одновременны.

Щелочные и залегающие среди них нефелин-содержащие щелочные сиениты, по наблюдениям Ю. А. Арапова, образовались позже нормальных сиенитов, сиенито-диоритов, диоритов. Указанным исследователем отмечены изменения последних на контакте со щелочными сиенитами; присутствие ксенолитов их в щелочных сиенитах и наличие даек лейкократовых щелочных сиенитов в сиенитах и сиенито-диоритах. А. И. Адамян, проводивший позже детальные исследования в пределах юго-восточной части Ордубадо-Мегринского плутона указывает, что все породы, слагающие эту часть массива, в том числе щелочные и нефелинсодержащие сиениты, связаны друг с другом постепенными переходами и интрузивных контактов между ними не отмечается. Работы, проведенные нами в указанной части массива, показали, однако, что наряду со щелочными сиенитами, образовавшимися одновременно с другими породами в результате дифференциации магмы *in situ*, имеются и дайки щелочных пегматоидных сиенитов, образовавшихся в результате более позднего внедрения дифференцировавшейся на глубине магмы.

Проблема образования щелочных и нефелиновых сиенитов, как известно, является одной из самых трудных и интересных, но до сего времени не решенных в петрологии. Много в этой проблеме остается неизвестным, вызывающим лишь догадки, не всегда подтверждаемые полевыми наблюдениями. При решении вопроса генезиса мегринских щелочных пород, необходимо учесть следующие фактические данные:

1. Кровля интрузии сложена на этом участке в значительной мере карбонатными породами — известняками и известковистыми сланцами, которые сохранились у северо-восточной границы интрузии и отдельными останцами, не полностью ассимилированными магмой, внутри интрузии.

2. На указываемом участке происходит резкий поворот простирания складок с ССЗ на почти близширотное. Изменение направления дислокации могло привести к выжиманию дифференцировавшейся на глубине магмы.

Сочетание указанных факторов, а также других, пока еще не установленных, и могло привести к образованию щелочных пород, локально приуроченных только к указанному участку и совершенно отсутствующих на всей остальной площади массива.

Наблюдаемый постепенный переход щелочных сиенитов в нормальные сиениты, сиенито-диориты и диориты дает основание относить их, в

отличие от наших прежних представлений и представлений других исследователей, к фазе внедрения монцонитов. На родственную связь щелочных пород с породами монцонитовой интрузии обратил внимание и Ю. А. Арапов, указавший на большее, по сравнению с обычными щелочными и нефелиновыми сиенитами, содержание плагиоклаза, одинаковый характер моноклинного пироксена, аксессуарных минералов и часто наблюдаемую в щелочных породах монцонитовую структуру.

* * *

Как видно из приведенного описания, первая фаза интрузии характеризуется пестрым составом пород от ультраосновных до кислых и щелочных (щелочные и нефелиновые сиениты), большое разнообразие которых было обусловлено местными условиями остывания внедрившейся магмы. Значительную роль в этом играли ассимиляция магмой пород кровли и процессы гибридизма.

В породах, образовавшихся в эту фазу внедрения, отмечается известное однообразие минералогического состава, меняются лишь количественные соотношения минералов при переходе от одной разновидности к другой. Во всех породах содержится калиевый полевой шпат, плагиоклаз, состав которого меняется в соответствии с основностью пород, кварц, наличие которого установлено даже в габбро (отсутствует только в ультраосновных породах и в некоторых разновидностях сиенитов). Цветные минералы: моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит (значительная часть его вторичная — образуется по пироксену, амфиболу, плагиоклазу) обладают большим постоянством состава во всех разновидностях пород. Характерным является, как установлено В. Г. Грушевым, полное отсутствие во всей интрузии ромбического пироксена, а также редкость оливина, отмеченного в незначительных количествах в основных и ультраосновных породах. Из аксессуарных минералов во всех породах присутствуют сфен, магнетит и апатит, количество которых увеличивается с увеличением основности пород.

Название породы	Щелочн. сиенит	Сиенит	Сиенито-диорит	Гранит	Грано-диор.	Монцонит	Кв. монцон.	Кв. диорит	Диорит	Габбро
Содерж. калиев. полевого шпата	55 — 80	50 — 60	40—45	50—60	20 — 35	15 — 35	10—20	2—3	2	1

Характерно изменение содержания калиевого полевого шпата с увеличением основности пород. Как показали подсчеты М. А. Литвин, приведенные ниже в таблице, количество его уменьшается с увеличением основности пород. Эта закономерность нарушается лишь относительно высоким содержанием калиевого полевого шпата в щелочных сиенитах, сиенитах и сиенито-диоритах.

Граниты, граносиениты, гранодиориты, банатиты

(породы второй фазы интрузии)

Комплекс пород, образовавшихся во вторую фазу внедрения, характеризуется более кислым составом, и относительно меньшим разнообразием. В эту фазу образовались граниты, граносиениты, гранодиориты и банатиты. Незначительное развитие имеют более основные породы: диориты, габбро-диориты, приуроченные узкой полосой к северо-западной краевой части интрузии. Все указанные породы связаны между собой постепенными переходами и образуют интрузивные контакты с породами предыдущей фазы интрузии. Развита они в западной части Ордубадо-Мегринского массива на Зангезурском хребте (на западном его склоне) и в правобережной части бассейна среднего и нижнего течения реки Мегри-гет.

Наиболее широко развиты в составе указанного комплекса пород граносиениты, гранодиориты, банатиты. Последние детально изучены С. А. Мовсесяном, по данным которого приводим ниже их краткое описание.

Макроскопически банатиты светло-серые, равномерносреднезернистые породы. Под микроскопом они имеют гипидиоморфнозернистую структуру. Текстура массивная. Минералогический состав — главные минералы: кварц, калиевый полевой шпат (анортоклаз), плагиоклаз, роговая обманка и биотит. Аксессуарные минералы: сфен, рудный минерал, апатит, изредка циркон. Вторичные минералы: хлорит и серицит.

Кварц-аллотриморфный, часто с волнистым погасанием выполняет промежутки между другими минералами. В нем отмечаются пойкилитовые вроски рудного минерала, роговой обманки и плагиоклаза.

Калиевый полевой шпат — образует идиоморфные кристаллы, по углу оптических осей относится к анортоклазу. Как и кварц, содержит пойкилитовые вроски плагиоклаза, рудного минерала и роговой обманки. Изредка содержит также пойкилитовые вроски кварца. Плагиоклаз. По сравнению с калишпатом, характеризуется менее выраженным идиоморфизмом. Состав его колеблется от № 28 до № 38, чаще всего отвечая основному олигоклазу (№№ 33—35). Часто образует хорошо выраженные зональные кристаллы, с уменьшением основности плагиоклаза от центра к периферии. Содержит пойкилитовые вроски апатита и моноклинного пироксена. Серицитизация плагиоклазов выражена в различной степени, при этом весьма характерно, что она развивается от центра (т. е., от плагиоклазов более основного состава) кристаллов к их периферии. Из цветных минералов резко преобладает роговая обманка. Менее распространены моноклинный пироксен и биотит, иногда полностью отсутствующие в породе. Роговая обманка по оптическим константам ($C : Ng = 19^\circ$; $2v = 71,4^\circ$) относится к обыкновенным роговым обманкам. Встречается в виде слабо идиоморфных, по краям разъеденных зерен. Частично образуется по моноклинному пироксену, вокруг которого в некоторых образцах образует ясные каемки замещения. Моноклинный пироксен по отношению к роговой обманке отличается большим идиомор-

физмом. По оптическим константам ($C : Ng = 43; 2v = 56$, среднее из семи измерений), относится к авгиту. Биотит образует средних размеров (от 0,3 до 1,7 мм) листочки с резко выраженным плеохроизмом. Количество его значительно колеблется до полного отсутствия в отдельных разновидностях. Аксессуарные минералы — рудный минерал, апатит; изредка циркон встречаются в тех же количествах, что и в породах первой (монцитовой) фазы интрузии. Отмечается несколько большее, по сравнению с последними, содержание в банатитах сфена; образующего крупные зерна величиной до 1,5 мм в поперечнике. Вторичные изменения в породе выражены слабо и привели к образованию в породе хлорита, эпидота, серицита и, реже, карбоната.

Количественно-минералогический подсчет, произведенный С. А. Мозесяном для образца, взятого им на западном склоне Зангезурского хребта в верховье р. Парага-чай, дал следующие результаты

Кварц	Анорто- глаз	Плагио- глаз	Рогов. обм.	Биотит с хло- ритом	Рудн. минер.	Сфен	Апа- тит	Сум- ма	№№ плагио- клаза
5,7	38,2	48,6	9,6	0,6	1,8	0,7	0,2	100%	36—37

Описываемые банатиты связаны совершенно постепенными переходами с граносиенитами и гранодиоритами. В последних при том же минералогическом составе увеличивается количество кварца.

Количественно-минералогический анализ образца роговообманковых гранодиоритов из верховьев реки Пазмара-чай с Капланчайского медно-молибденового месторождения, по данным вышеуказанного исследователя, дал следующие результаты.

Кварц	Анорто- глаз	Плагио- глаз	Рогов. обм.	Биотит с хло- ритом	Рудн. мин.	Сфен	Апа- тит	Сум- ма	№№ плагио- клаза
11,5	29,0	50,0	7,2	0,5	1,0	0,5	0,3	100%	36—37

На контакте с прорываемыми вулканическими породами (порфиритами, их туфами, туфобрекчиями) описываемые породы приобретают более основной состав диоритов, габбро-диоритов и даже габбро. Полоса последних шириной 0,2—0,5 км протягивается вдоль северо-западного контакта интрузии, обнажаясь в верховьях р. Парага и прослеживаясь далее в юго-западном направлении до с. Урумыс. Минералогический состав основных пород тот же, что банатитов и гранодиоритов. Отличие заключается лишь в отсутствии или крайне незначительном содержании кварца и калиевого полевого шпата, в большей основности плагиоклаза в спорадическом появлении в габбровых породах оливина.

Количественно минералогический состав диоритов и габбро из верховьев реки Парага характеризуется, по С. А. Мозесяну, следующими данными:

Название породы	Анортоклаз	Плагиоклаз	Рогов. обм.	Биотит	Авгит	Эпидот	Оливин	Сфен	Апатит	Руд. мин.	Сумма	№№ плагиокл.
Роговообманк. диорит. . .	следы	67,7	22,1	2,0	3,3	0,8	—	0,9	0,4	2,8	100%	45—48
Оливинов. габбро . .	—	27,9	34,0	1,6	26,3	—	3,8	—	0,6	6,2	100%	58—62

Из указанной полосы основных пород Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым описываются шлировые диориты, габбро-диориты и габбро, характерными особенностями которых является наличие многочисленных меланократовых шлировых выделений того же состава, но обогащенных темноцветными минералами. Шлиры эти имеют эллипсоидальную форму и различную величину от 5 до 7 см. Нередко они резко отграничиваются от вмещающей породы, напоминая ксенолиты.

Приуроченность основных пород к контакту с вулканическими породами, постепенное уменьшение основности пород по мере удаления от контакта, ясно свидетельствует о том, что их образование было связано с ассимиляцией магмой основных по составу вулканических пород кровли.

К указываемому комплексу пород относятся также описываемые Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым кварцевые сиенито-диориты, прослеживающиеся от Капуджихского перевала к верховьям реки Каплан-чай. Среди них преобладают разности с меланократовыми шлировыми выделениями, связанные постепенными переходами с бесшлировыми кварцевыми сиенито-диоритами. Такими же постепенными переходами кварцевые сиенито-диориты связываются с гранодиоритами, в которых увеличивается количество кварца и несколько снижается количество калиевого полевого шпата. В верховьях рр. Урумыс-чай и Вананд-чай в гранодиоритах отмечаются также многочисленные меланократовые шлировые выделения.

Количественно-минералогический состав шлировых кварцевых сиенито-диоритов и шлировых гранодиоритов, по данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдулаева, характеризуется следующей таблицей:

Название породы	Плагиоклаз	Калиев. натр. полев. шпат	Кварц	Рогов. обм.	Биотит	Акцессорные минералы	Руд. минералы
Кварцевые сиенито-диориты . .	53,5	25,0	6,8	9,5	0,5	1,2	1,5
Гранодиориты . .	47	20,0	23,0	4,8	2,7	1,0	1,5

К востоку от выходов описываемых пород, вглубь интрузии, породы приобретают более кислый состав вплоть до гранитов. Выходы последних отмечены на значительной площади по правобережью р. Мегри (по рр. Бугакяр и Мюльк). Макроскопически это среднезернистые серые и

желтовато-серые обычно свежие породы. Под микроскопом имеют гипидиоморфнозернистую, местами аллотриоморфнозернистую структуру. В отдельных небольших участках отмечается микропегматитовая структура. Текстура массивная. Минералогический состав: плагиоклаз (35%), калиевый полевой шпат (25—30%), кварц (23—30%), роговая обманка (5—10%), биотит (0,7%). Акцессорные минералы: рудный минерал, сфен, апатит (до 5%). Из вторичных минералов в небольшом количестве присутствуют хлорит и эпидот, образующиеся по плагиоклазу. Полевые шпаты слабо пелитизированы. Плагиоклаз. Образует призматические и неправильной формы зерна с тонкими двойниковыми полосками. По составу отвечает олигоклазу (№ 29). На границе с кристаллами калиевого полевого шпата заметны тончайшие мирмекитовые вроски кварца. Из вторичных минералов изредка встречаются отдельные чешуйки серицита, иногда заметна слабая пелитизация. Калиевый полевой шпат. Образует ксеноморфные свежие зерна, окружающие более идиоморфные зерна плагиоклаза. Микроклиноватая решетка в них не отмечена. Изредка наблюдается слабая пелитизация. Кварц. Также образует ксеноморфные свежие зерна. Иногда с калиевым полевым шпатом образует тонкие микропегматитовые срастания. Роговая обманка — грязно-зеленого цвета (плеохроирует от темно-зеленого до бледно-зеленого). Двупреломление 0,020, угол $C : Ng$ 17. Образует ксеноморфные трещиноватые зерна. Иногда вдоль трещинок развивается хлорит. Биотит — бурый (плеохроирует от темно-бурого до бледно-желтого). По трещинам спайности довольно идиоморфных чешуек развиваются хлорит и эпидот. Сфен — образует отдельные неправильные и клиновидные зерна или сростки. Последние часто располагаются в виде каемок вокруг рудных зерен. Апатит — мелкие короткостолбчатые кристаллики, обычно редкие. Рудный минерал образует неправильной формы зерна и сростки с каемочками темноцветных минералов.

К югу от реки Бугакяр описанные граниты сменяются породами несколько более основного состава. Прослеживаются последние по непрерывным обнажениям от водораздела между рр. Бугакяр и Вагравар через сс. Курис, Гудемнис, Агарак, Карчеван к р. Аракс в меридиональном направлении на протяжении около 13 км при ширине от 1 до 2—3 км. Породы эти детально описаны В. Г. Грушевым под названием агаракские сиенито-граниты и отнесены им к первой (монцонитовой) фазе интрузии. Указываемые породы резко отличаются от развитых к западу от них порфиroidных гранодиоритов и обнажающихся восточнее кварцевых монцонитов. Судя по описанию сиенито-гранитов, приводимому В. Г. Грушевым (28), по минералогическому составу и количественному соотношению минералов, породы эти весьма сходны с указанными выше граносиенитами и гранодиоритами западного склона Зангезурского хребта. Как и в последних, в агаракских сиенито-гранитах широко развиты меланократовые шлировые выделения. Указанное сходство пород, постепенный переход в граниты Бугакяра, резкое отличие от развитых к востоку от них кварцевых монцонитов, дает основание относить агаракские сиенито-граниты по времени образования ко второй фазе интрузии.

Приведенное выше краткое описание пород показывает, что во вторую фазу интрузии образовался комплекс пород более кислого и постоянного состава. Основные породы имеют крайне незначительное развитие, они приурочены лишь к контакту интрузии с вмещающими породами, за счет ассимиляции которых внедрившаяся кислая магма на этих участках приобрела более основной состав.

Порфиоровидные граниты и гранодиориты

(породы третьей фазы интрузии)

К третьей фазе интрузии мы относим гранитоиды, слагающие крупный массив в северо-западной части Ордубадо-Мегринского плутона. Массив этот представляет собою удлиненное в ССЗ направлении тело шириной 8—10 км и протяжением до 30 км. Падение обоих контактов на ВСВ под углом 45—50° до 70°. На востоке интрузия граничит с монцититами на значительном протяжении по крупному тектоническому разлому. К западу от нее развиты банатиты, гранодиориты, граносиениты, с которыми она образует ясно выраженные интрузивные контакты. В отличие от отмеченных выше фаз интрузий указываемая интрузия дает меньшее число петрографических разновидностей. Тем не менее и в пределах этой интрузии породы нередко меняют свой облик, структуру и состав и наряду с преобладающими гранитами и гранодиоритами встречаются близкие к ним по составу адамеллиты и граносиениты. Все указанные породы связаны друг с другом постепенными переходами.

Породы описываемой интрузии отличаются в большинстве крупнозернистой порфиоровидной структурой. По внешнему виду это светло-серые или розовато-серые породы, в которых среди крупнозернистой основной массы, состоящей из зерен кварца, полевых шпатов и цветных минералов, резко выделяются крупные (размерами до 3—5 см) идиоморфные кристаллы розового полевого шпата. Наиболее широко развиты порфиоровидные граниты и гранодиориты. Под микроскопом структура их порфиоровидная, гипидиоморфнозернистая. В основной гипидиоморфнозернистой массе выделяются более крупные зерна калиевого полевого шпата, зонального плагиоклаза и темноцветных минералов. Плагиоклаз обычно зональный, идиоморфный, от № 28 до 42, таблитчатой или неправильной формы. Зерна свежие или частично замещены вторичными минералами: в центре зерен развивается соссюритовый агрегат, а по краям альбит. Часто наблюдаются агрегаты эпидота или же карбоната и серицита. Изредка на границе с зерном калиевого полевого шпата в плагиоклазе наблюдаются мирмекитовые вроски. В гранитах плагиоклаз уступает в количественном отношении калиевому полевному шпату, в гранодиоритах содержится примерно в равных количествах с последним. Калиевый полевой шпат встречается в порфиоровидных выделениях в виде идиоморфных кристаллов, в основной массе, обычно в мелких ксеноморфных зернах. В фенокристаллах содержит включения мелких зерен



Рис. 13. Неравнозернистый гранит. Увеличение 10. Николи+

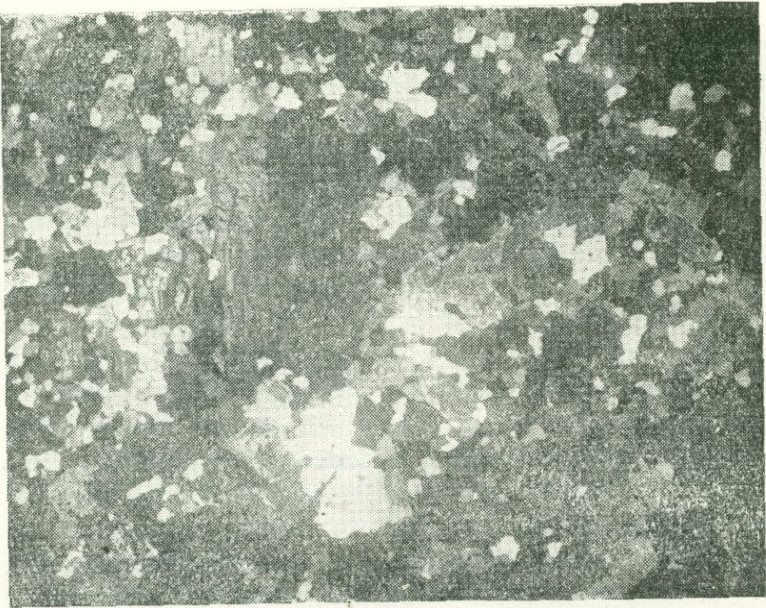


Рис. 14. Порфировидный гранит. Увеличение 10. Николи+

плагноклаза, кварца, роговой обманки, биотита, сфена. Микроклиновидная решетка в них не отмечена. По углу оптических осей относится к аноклазу. Зерна калиевого полевого шпата обычно свежие, лишь местами отмечается слабая пелитизация. Кварц. Содержится в большом количестве, образует ксеноморфные зерна, заполняющие промежутки между зернами полевого шпата. В гранодиоритах количество его уменьшается с одновременным увеличением количества плагноклазов, содержит частые пылевидные включения, образующие переплетающиеся нити. Кварц и калиевый полевой шпат образуют на краях граничащих зерен микропегматитовые сростания. Роговая обманка — буро-зеленая и светло-зеленая, двупреломление 0,018, угол $C : Ng$ 14° . Многие зерна sdвойникованы. По зернам роговой обманки развивается агрегат хлорита, эпидота, карбоната. Биотит бурый, сильно плеохроичный (плеохроирует от лимонно-желтого до темно-бурого). По трещинам спайности и по краям чешуйки биотита замещены хлоритом и эпидотом. Из аксессуарных минералов в породе присутствуют апатит в виде мелких короткостолбчатых трещиноватых кристалликов, сфен, образующий неправильные мелкие зерна и агрегаты, циркон — в виде округлых или неправильных зерен бипирамидальной формы, рудный минерал (магнетит?) — неправильной формы с каемками сфена или лейкоксена (?).

Количественно-минералогический анализ образцов, отобранных на южном склоне Пирямсарского хребта и западном склоне Зангезурского хребта (верховья р. Гярдани), дал следующие результаты (среднее из подсчетов в 10 шлифах из каждого образца; по данным С. А. Мовсесяна).

Название породы	Кварц	Анокл.	Плагноклаз	Биотит	Рогов. обм.	Апатит	Сфен	Руд. мин.	Сумма	№№ плагноклазов
Порфири-видный гранит	23	43	30	1,3	1,8	0,1	0,2	0,6	100%	28--32
Порфири-видный гранодиорит	14,3	33,3	45,6	1,7	3,6	0,1	0,2	1,2	100%	..

Количественно-минералогический анализ, произведенный М. А. Литвин по образцам, отобранным ею с восточного склона Зангезурского хребта, дал следующие результаты:

Наименование породы	Кварц	Плагноклаз	Калишпат	Темноцветн.	Акцес-сорн.	Рудн.	Сумма
Порфири-видный гранит (средн. из подсчетов в 11 шлифах)	16,6	23	54	4,7	0,8	0,9	100%
Порфири-видный гранодиорит (среднее из подсчетов в 19 шлифах)	14,2	53,8	20,9	8,8	1,0	1,3	100%

Как видно из приведенных таблиц, количество главных породообразующих минералов: калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца в описываемых породах подвержено значительным колебаниям.

В образцах пород, отобранных у крупных тектонических нарушений (у Дебаклинского разлома и сопряженных с ним разрывных нарушений) первично гипидиоморфнозернистая структура становится катакластической. Катаклиз выражается в интенсивном дроблении зерен породы, частой сети трещин, заполненных кальцитом и серицитом, мозаичном и волнистом угасании кварца и полевых шпатов. Изогнуты двойниковые полоски некоторых зерен плагиоклаза и чешуйки хлорита, заместившего биотит. В отдельных местах порода превращена в микробрекцию. Помимо этого во многих образцах наблюдается и первично-катакластическая структура, проявляющаяся также в раздроблении и волнистом угасании кварца, калиевого полевого шпата, в изогнутости двойников плагиоклаза, и свидетельствующая о проявлении бокового давления в период кристаллизации магмы.

К указываемой фазе интрузии относятся также порфириовидные граносиениты западного склона Зангезурского хребта, описанные Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым [7, 11]. Слагают они западную часть массива, где прослежены из района западнее вершины Яглу-дара к верховьям реки Диахчай на протяжении 8—9 км. Здесь эти породы, принимая широтное направление, переходят через Бугакярский перевал на восточный склон Зангезурского хребта. Как и порфириовидные граниты и гранодиориты восточного склона хребта, порфириовидные граносиениты на западном склоне резко выделяются в рельефе, образуя круглые, часто отвесные склоны. Судя по приводимому Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым описанию, граносиениты имеют сходный с гранитами состав и структуру, отличаясь от них лишь несколько более основным составом плагиоклаза (№ 33—35) и меньшим количеством кварца.

* * *

Как видно из приведенного описания, в третью фазу интрузии образовался комплекс преимущественно кислых пород, более кислых, чем породы второй фазы внедрения и отличающихся от них по структуре.

Жильные породы Ордубадо-Мегринского массива

Жильные породы широко развиты во всем Ордубадо-Мегринском массиве. Распространены они в основном в пределах самого массива и значительно реже встречаются в породах кровли. Образование их происходило, по-видимому, в каждую из выделенных фаз интрузии, приурочиваясь к последним этапам их формирования. В связи с этим состав их, естественно, находится в зависимости от состава пород каждой фазы. Так, в первую фазу интрузии образовалась серия жильных пород, представленных гранодиорит-порфирами, сиенит-порфирами, диорит-



Рис. 15. Расслаиванность порфировидных гранитов у Таштунского разлома р. Айри.

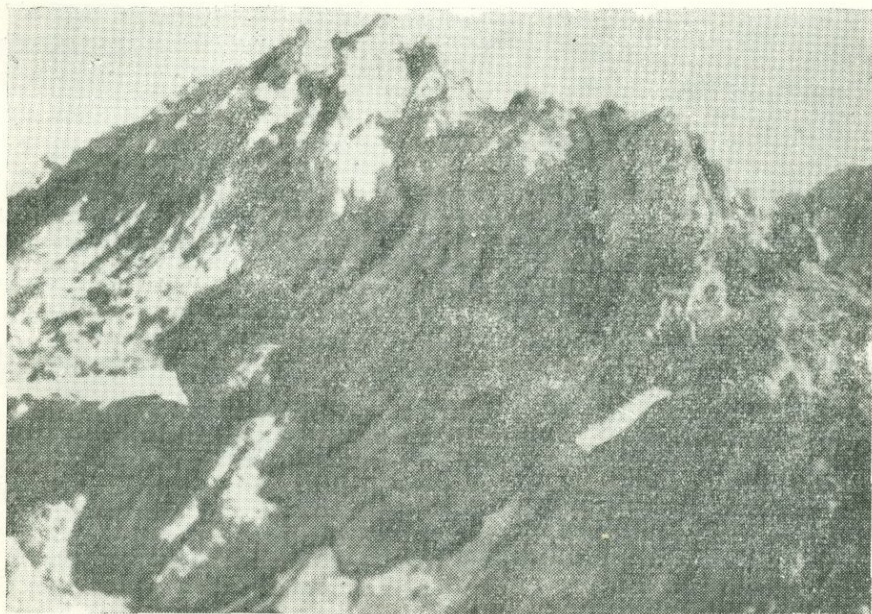


Рис. 16. Деформированные плоскости отдельностей в порфировидных гранодиоритах. Верховье р. Мегри-гет.

порфиридами и габбро-порфиридами. Серия жильных пород, приуроченная к гранодиоритам западной части массива и окружающим их породам, представлена гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, граносиенит-порфирами, реже диорит-порфиридами.

Значительно меньшее распространение имеют лампрофиры, аплиты, пегматиты. Последние относительно широко распространены в западной гранитоидной части массива.

В связи с большей устойчивостью жильных пород, по сравнению с вмещающими их породами, они нередко выступают в рельефе в виде типичных протяженных даек. Мощность последних, независимо от их состава, колеблется от 0,3—1 м и более, доходя в отдельных случаях (как, например, гранодиорит-порфир на Агаракском медно-молибденовом месторождении) до 100 м. По простиранию дайки прослеживаются нередко на сотни метров. Преобладающее простирание их северо-восточное и северо-западное, реже меридиональное и широтное, падение крутое, в большинстве вертикальное. Наблюдения за взаимоотношениями между собой жильных пород позволяют установить следующую последовательность их образования: первыми внедрились жилы гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и др., позже аплиты, пегматиты. Весьма редкие жилы лампрофиров, отмеченные в отдельных частях массива, по имеющимся данным, являются наиболее ранними образованиями. Ту же последовательность внедрения жильных пород отмечают Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдулаев [7, 11] для западного склона Зангезурского хребта.

Жильные порфириновые породы под микроскопом обнаруживают тот же минералогический состав, что и главнейшие типы интрузивных пород, входящих в состав массива, резко отличаясь от них лишь по структуре. Структура их порфириновая. Среди микролитовой, микропризматической, микропойкилитовой структуры основной массы резко выделяются крупные (до 4 мм) идиоморфные кристаллы плагиоклаза, одного или с калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и роговой обманкой. В некоторых разновидностях порфиров вкрапленники образует лишь калиевый полевой шпат. Кварц во вкрапленниках образует крупные оплавленные по краям зерна. Широко распространены жильные порфириновые породы на участках медно-молибденовых месторождений (Каджаран, Агарак, Дастакерт и др.), где они играли существенную роль в локализации вдоль них оруденения.

Аплиты относительно широко распространены в северо-западной части массива среди порфириновидных гранитов, гранодиоритов и граносиенитов и в прилегающих к ним породах монзонитовой интрузии. Образуют небольшие, невыдержанные по простиранию жилы мощностью от 5 до 30—50 см. Простирание их разнообразное. Макроскопически это светло-серые до белых и розовые мелко- и тонкозернистые породы. Под микроскопом структура их микрогранитовая или аплитовая. Порода состоит из калиевого полевого шпата, кварца и подчиненного им количества плагиоклаза, олигоклаза или альбита. Из темноцветных минералов присутствует в незначительном количестве биотит, из аксессуарных: апатит, сфен, циркон, рудный минерал. Вторичные минералы: серицит, замешаю-

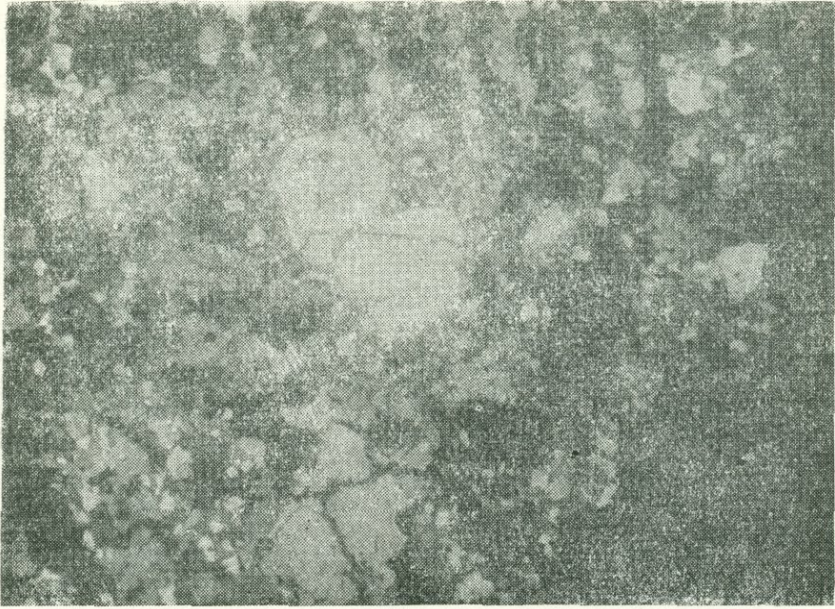


Рис. 17. Гранит-порфир. Увеличение 10. Николи +

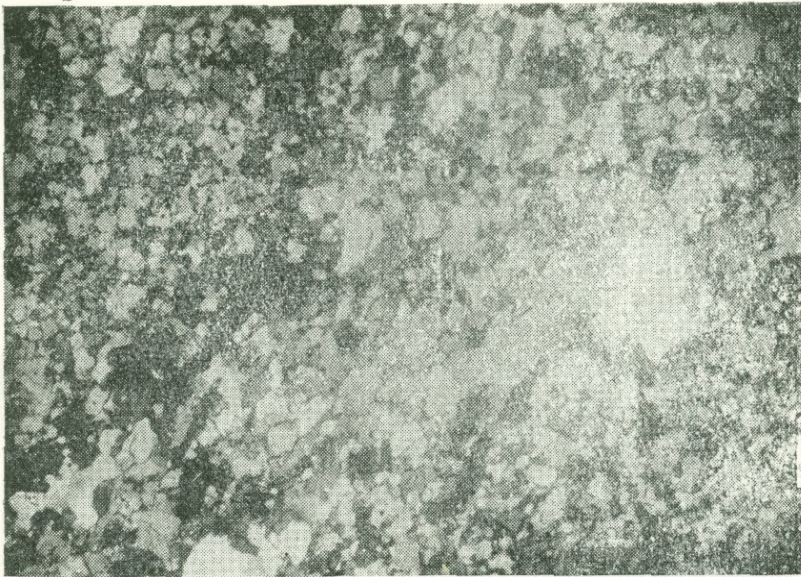


Рис. 18. Биотит—пироксен—полевошпатовый роговик. Увеличение 20. Николи +

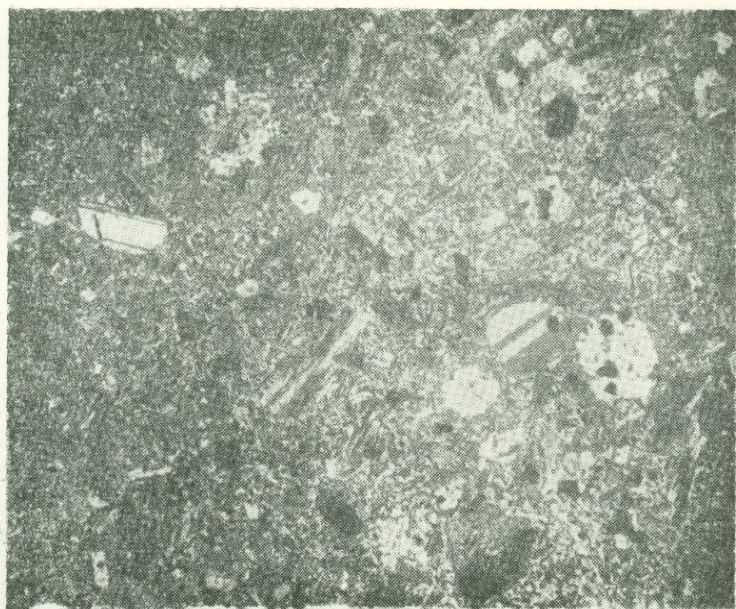


Рис. 19. Диоритовый порфирит. Увеличение 10. Николи+



Рис. 20. Кварц-диоритовый порфирит. Увеличение 10. Николи+

щий плагиоклаз и хлорит, развивающийся по биотиту. Более основной состав имеют аплиты юго-восточной части массива. Здесь они прорывают кварцевые монзониты, сиениты и по времени внедрения связаны с образованием указанного комплекса пород. По составу они относятся к гранодиорит-аплитам, сиенит-аплитам.

Пегматиты. Развита, как и аплиты, главным образом в северо-западной части массива среди гранитоидов, но встречаются нередко и среди пород монзонитовой фазы интрузии. Образуют жилы мощностью 10—30 см до 1 м и редко прослеживаются по простиранию на значительные расстояния (обычно несколько метров или несколько десятков метров, изредка свыше 100 м). Макроскопически это серые или розовые крупно- и грубозернистые породы, главным образом, пегматоидной структуры. Они состоят существенно из калиевого полевого шпата и кварца, образующих срастания графической структуры или же самостоятельные правильно ограниченные крупные кристаллы. Под микроскопом видна микропегматитовая или аллотриоморфная структура. Минералогический состав: пертит, плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка, сфен, циркон, апатит, серицит, рудный минерал и, изредка, касситерит. Пертит — в полевошпатовых пегматитах слагает главную массу породы. Представлен крупными таблитчатыми зернами и неправильными выделениями. Содержит многочисленные включения и обрывки зерен плагиоклаза. На границе зерен пертита часто наблюдаются выделения мелкозернистого агрегата полевого шпата с большим показателем преломления, чем у зерен пертита. Судя по этому, а также частичной серицитизации этих зерен, они могут быть отнесены к плагиоклазу кислого ряда. В контакте зерен пертита и плагиоклаза часто развиваются мирмекитовые образования местами в стыке развивается также мелкозернистый альбит и кварц. Плагиоклаз представлен олигоклазом и альбит-олигоклазом. Первый образует местами крупные изометричные зерна с тонкой полисинтетической штриховкой, обладающие некоторым идиоморфизмом по отношению к калиевому полевошпату; в контакте их, как уже указывалось, развиваются новообразования кварца и альбита. Альбит-олигоклаз образует большей частью небольшие зерна неправильных очертаний, включенные в крупные зерна пертита. При этом они часто несут следы коррозии плагиоклаза калиевым полевым шпатом, с образованием неправильных лапчатых форм плагиоклаза. Местами включения альбитолигоклаза серицитизированы. В количественном отношении плагиоклаз явно уступает калишпату. Кварц в полевошпатовых пегматитах играет весьма небольшую и подчиненную роль.

В некоторых разностях полевошпатовых пегматитов кварц совершенно отсутствует. Такие пегматиты были отмечены С. А. Мовсесяном в краевых частях монзонитовой интрузии и, по всей вероятности, связаны с их внедрением. В кварц-полевошпатовых пегматитах кварц присутствует в значительном количестве и находится в микропегматитовом срастании с калинатровым полевым шпатом. Биотит присутствует непостоянно и в небольшом количестве в виде небольших часто широких чешуек, интенсивно плеохроирующих от светлого до густого темно-бурого цветов.

Более позднее образование биотита совершенно отчетливо выявляется в характере выделения его вдоль границ зерен полевого шпата, иногда выполняет небольшие пустоты, причем биотит располагается на боковых стенках пустоток, центральные же части последних полые. Роговая обманка встречается довольно редко в виде небольших зерен, также с неправильными очертаниями. Интенсивно окрашена в зеленый цвет. По характеру своему роговая обманка должна быть отнесена к более поздним образованиям, чем полевые шпаты и кварц. Сфен обычно присутствует в небольших единичных зернах, но местами (пегматиты у с. Алидара), встречается в большом количестве в виде разнообразных по форме и по размерам зерен, тяготея к участкам биотита. Циркон встречается не часто в виде мелких округлых и изредка крупных зерен изометричной формы. Мелкие зерна циркона часто ассоциируют с биотитом. Апатит встречается sporadически в виде мелких неправильных зерен, часто в ассоциации с биотитом и сфеном. Рудный минерал образует местами довольно крупные зерна, непрозрачные, часто в ассоциации с сфеном. Касситерит был встречен в образце, взятом из пегматитов у с. Алидара. В шлифе он представлен в виде мелких зерен буроватой окраски, ассоциирующих с биотитом или в виде включений в полевоом шпате.

Последовательность выделения минералов пегматитовых жил следующая:

1. Плагноклаз, калиевый полевой шпат, кварц.
2. Кварц + альбит.
3. Биотит, роговая обманка, сфен, апатит.
4. Серицит.

Величина зерен калиевого полевого шпата и кварца в пегматитовых жилах достигает иногда значительных размеров. У с. Урумыс С. А. Мовсисяном были встречены пегматитовые жилы с кристаллами калиевого полевого шпата (часто сдвойникованными) в 10—15 см, а в местности Яглу-дара в пегматитовой жиле—крупные друзы идиоморфных кристаллов кварца. Такие же крупные кристаллы калиевого полевого шпата и кварца отмечены в пегматитовых жилах, обнажающихся в юго-восточной части массива в районе сс. Астазур, Алидара. Жилы эти детально изучались А. И. Адамяном, обратившим на них внимание как на сырье, пригодное для производства фаянса и высоковольтных изоляторов. В ряде участков в пегматитовых жилах отмечено молибденовое и медное оруденение. Крупные кристаллы молибденита в пегматитовых жилах известны из района с. Мюльк, с участка Давачи Каджаранского месторождения, а также у с. Калер. У с. Калер в пегматитовых жилах нами установлены крупные, хорошо образованные боченковидные кристаллы молибденита размерами до 8 см, совместно с пиритом и халькопиритом. Указанные пегматитовые жилы и оруденение в них будут нами подробнее охарактеризованы при описании Калерского месторождения.

Интрузии бассейна р. Гехи и северного склона Баргушатского хребта

К северу и северо-востоку от Ордубадо-Мегринского плутона в бассейне реки Гехи и на северном склоне Баргушатского хребта обнажается ряд интрузивных тел меньших размеров. Породы, входящие в их состав, были изучены А. Л. Додиним [37], (интрузии бассейна р. Гехи) В. Н. Котляром [50], А. Н. Соловкинским, И. Г. Магакьяном и другими (интрузии северного склона Баргушатского хребта) в связи с проводившимися ими региональными исследованиями. Более детальное изучение интрузий Баргушатского хребта проводится с 1951 г. Т. Ш. Татевосяном, составившим детальную геологическую карту района развития интрузий. Описание пород, приводимое указанными выше исследователями, а также изучение большого количества образцов, отобранных нами из различных частей интрузий, убеждают нас в полном сходстве их с породами Ордубадо-Мегринского плутона. Здесь можно встретить почти весь комплекс пород, который был нами кратко охарактеризован при описании указанного плутона.

Во избежание повторения, мы не приводим петрографического описания пород, ограничиваясь лишь указанием наименования пород, входящих в состав отдельных интрузий.

Интрузии бассейна р. Гехи. В бассейне р. Гехи обнажаются три изолированные друг от друга массива и многочисленные мелкие интрузивные тела. Они прорывают вулканогенно-осадочные толщи палеозоя и эоцена. Наиболее крупным из них является Гехи-Кяртский массив, обнажающийся на правом берегу р. Гехи между сс. Гехи и Аджевач. Массив имеет овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении и занимает площадь в 50 кв. км.

В расположении отдельных разновидностей пород в пределах указанной интрузии наблюдается определенная закономерность. В периферических частях массива находятся более основные меланократовые разновидности, представленные монцонитами, диоритами и габбродиоритами. По направлению к центральным частям массива указанные породы сменяются гранодиоритами, среди которых на отдельных участках отмечены и граниты. Указанная дифференциация пород внутри интрузии связана как с охлаждающим влиянием стенок кровли, приводящим к концентрации темноцветных минералов на контакте с ними, так и с ассимиляцией пород кровли, что особенно наглядно проявляется на контакте с известняками, где интрузивные породы приобретают наиболее основной состав.

К востоку от Гехи-Кяртской интрузии обнажается второй интрузивный массив, названный А. Л. Додиним Ахсакальским в связи с приуроченностью его выходов в основном к долине р. Ахсакал. Массив этот имеет форму широкой дайки (шириной от 1 до 3 км) и прослеживается от с. Кюрют в юго-восточном направлении до реки Вохчи на протяжении 15 км. Сложен он, по А. Л. Додину, главным образом, зеленовато-серыми гранодиоритами, монцонитами, среди которых на отдельных участках встречаются и более кислые породы—плагиограниты. Выходы послед-

них отмечены А. Л. Додиним в районе с. Пирилю. В периферических частях развиты диориты и габбро-диориты. В описываемой интрузии встречается большое количество останцев кровли—порфиритов и известняков.

Третий интрузивный массив обнажается в верховьях реки Кярт, откуда выходы его прослеживаются по непрерывным обнажениям до гребня Зангезурского хребта и далее по западному его склону. Сложен он крупнокристаллическими порфиroidными розовато-серыми гранитами и гранодиоритами, совершенно аналогичными по составу и структуре порфиroidным гранитам и гранодиоритам Ордубадо-Мегринского плутона.

Помимо указанных интрузий в бассейне р. Гехи отмечены многочисленные более мелкие выходы в виде штоков, и даек, являющихся, по всей вероятности, апофизами более крупных интрузий.

По времени образования все интрузии бассейна р. Гехи, за исключением интрузии верховьев р. Кярт, можно считать синхронными монцонитовой фазе Ордубадо-Мегринского плутона. Об этом свидетельствует полное петрографическое сходство интрузивных пород бассейна р. Гехи с комплексом пород монцонитовой интрузии и нахождением их на северном продолжении последней. Образование порфиroidных гранитов и гранодиоритов верховьев р. Кярт соответствует по времени фазе внедрения порфиroidных гранитов и гранодиоритов.

В бассейне реки Гехи широко развиты и жильные интрузивные породы, представленные как нерасщепленными разностями (гранодиорит-порфирами, сиенит-порфирами, диорит-порфирами и др.), так и аплитовыми, пегматитовыми жилами. Последние наиболее часто встречаются в северной периферической части Гехи-Кяртского массива. Минералогический и химический состав жильных пород совершенно идентичен таковым Ордубадо-Мегринского массива.

Интрузии северного склона Баргушатского хребта. На северном склоне Баргушатского хребта интрузивные породы вскрыты в бассейне рек Сисиан, Айри, Шенатаг (правые притоки р. Воротан). Они слагают здесь разнообразной величины и формы тела. Наиболее крупными из них являются: Дастакерт-Аравусский, Лернашен-Дарабаский и Ахлатян-Кызылшафакский интрузивы.

Дастакерт-Аравусский интрузив прослеживается от Дастакертского медно-молибденового месторождения к с. Аравус и далее по левобережью рр. Салвард и Сисиан, занимая площадь около 70 кв. км. Прорывает он вулканогенную толщу нижнего эоцена, а в западной части района и среднего эоцена. С вмещающими породами образует крутые секущие контакты. Интрузив сложен среднезернистыми зеленовато-серыми гранодиоритами, в периферических частях сменяющимися постепенно кварцевыми монцонитами, монцонитами, реже диоритами и габбродиоритами. На отдельных участках, как, например, на Дастакертском месторождении, отмечаются граниты, связанные с гранодиоритами также постепенными переходами. Местами в пределах интрузии сохранились остатки порфиритов кровли, измененные под воздействием интрузии и несущие медно-молибденовое оруденение. Оруденение приурочено и к

зонам дробления внутри интрузии. Детально оно будет охарактеризовано при описании Дастакертского месторождения.

Лернашен-Дарабасский интрузив расположен в 1,0 км к востоку от Дастакерт-Аравусского, отделяясь от него узкой полосой порфириров. Нет сомнения, что на небольшой глубине указанные интрузии сливаются. Прослеживается интрузив по непрерывным обнажениям от верховьев левой составляющей р. Шенатаг до с. Лернашен и далее вниз по долине до с. Дарабас. Указанной интрузией сложен водораздельный хребт между рр. Шенатаг и Татев. В юго-западной части интрузии, ближе расположенной к Дастакерт-Аравусскому массиву, развиты те же породы, что и в последнем: среднезернистые гранодиориты, граносиениты, сменяющиеся у контакта с вмещающими породами кварцевыми монцонитами и монцонитами. В северо-восточной части интрузии, начиная от с. Лернашен по направлению к сс. Лор, Гетатаг, Дарабас развиты преимущественно основные породы—средне- и крупнозернистые зеленовато-серые и более темные габбро. А. Н. Соловкиным в периферической части интрузии были отмечены интрузивные брекчии, состоящие из обломков габбро, сцементированных гранодиоритами. На этом основании указанный исследователь допускал наличие двух фаз интрузии: первой габбровой и более поздней гранодиоритовой. Т. Ш. Татевосян, проводивший детальное картирование интрузии, отмечает совершенно постепенный переход гранитоидных пород в основные, считая последние краевой их фацией. Такой постепенный переход им наблюдался по водораздельному гребню от вершины г. Гямбель по направлению к вершине г. Мечитю, где интрузия обнажена непрерывно на большом протяжении. Однако на возможность существования более ранней, по времени внедрения, интрузии основных пород указывают ксенолиты габбро среди гранодиоритов у с. Шенатаг и на других участках Лернашен-Дарабасской интрузии.

В юго-западной части интрузия прорывает вулканогенную толщу нижнего эоцена, в северо-восточной известняково-сланцевую и вулканогенную толщу верхнего девона и нижнего палеозоя. По всей вероятности, ассимиляцией карбонатных отложений и обусловлен более основной состав интрузии в северо-восточной ее части.

Ахлатян-Кызылшафакский интрузив обнажается в долине р. Айри между сс. Ахлатян, Кызыл-шафак и Бнунис. На значительной площади интрузив трансгрессивно перекрыт глинисто-диатомитовой толщей. Общая площадь, занятая интрузией (с учетом и части, покрытой диатомитовой толщей), составляет 35 кв. км. Интрузия сложена, в основном, средне- и крупнозернистыми розовато-серыми граносиенитами. По характеру слагающих пород, их однородности и относительно большей свежести указываемая интрузия резко отличается уже в поле, от Дастакерт-Аравусского и Лернашен-Дарабасского интрузивов. Т. Ш. Татевосяном был отмечен восточнее с. Ахлатян интрузивный контакт граносиенитов с габбро Лернашен-Дарабасского массива. Все это дает основание относить Ахлатян-Кызылшафакскую интрузию к самостоятельной, более поздней фазе внедрения.

Помимо указанных интрузий известен ряд более мелких (площадью от 0,1 до 5 кв. км) выходов в верховьях рр. Айри, Салвард и на других участках. Сложены они гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, габбро-диоритами, габбро и представляют, по всей вероятности, апикальные части глубже залегающих интрузий или же апофизы от них.

Таким образом, на северном склоне Баргушатского хребта мы видим тот же разнообразный комплекс пород, тесно связанных друг с другом и образовавшихся в первую фазу формирования Ордубадо-Мегринского плутона. Второй фазе интрузии указанного плутона соответствуют здесь граносиениты Ахлатян-Кызылшафакского массива.

Полное сходство пород Ордубадо-Мегринского массива с интрузивными породами бассейна р. Гехи и северного склона Баргушатского хребта и приуроченность их к одной и той же тектонической зоне дает основание считать их частями крупного плутона, вскрытого на значительной площади лишь в южной своей части. На севере сохранились мощные вулканогенные образования нижнего и частью среднего эоцена, слагающие Пирямсарский и Баргушатский хребты. Из-под них в наиболее глубоко размытых частях рельефа, а также в ядрах размытых антиклинальных структур обнажаются отдельные наиболее приподнятые части указанного плутона.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

К верхнеплиоценовому возрасту мы относим дайки кварцевых порфиров и небольшие экструзивные тела дацитов, развитые в северо-западной части области в бассейнах рек Айри, Сисиан и Шенатаг.

Дайки кварцевых порфиров залегают, в основном, среди нижне- и среднеэоценовых отложений, но в ряде случаев отмечено прорывание ими и более молодых плиоценовых образований. Последнее отчетливо отмечается, например, в долине реки Шенатаг, в районе разведываемого месторождения Мичи-мат, выше фермы Татна. Здесь обломочные породы (слабо уплотненные конгломерато-брекчии), залегающие ингрессивно в долине реки и представляющие прибрежную фацию глинисто-диатомитовой толщи, прорезаны дайкой кварцевого порфира мощностью 3 м, прослеживающейся в СЗ направлении и падающей вертикально. Многочисленные дайки аналогичного состава и с теми же элементами залегания отмечены северо-западнее Татна по Дастакертскому ручью.

Благодаря большей устойчивости (по сравнению с вмещающими гидротермально измененными породами) они резко выступают в рельефе, прослеживаясь в виде типичных даек на десятки, иногда, и сотни метров.

В мощных дайках кварцевых порфиров отмечаются захваченные обломки вмещающих интрузивных пород и порфиритов. Зона развития даечных пород прослеживается от с. Дастакерт вверх по ручью на протяжении 2 км. Мощность даек колеблется от 0,5 до 8—10 метров, а иногда в раздувах (район между сс. Биунис и Кызыл-шафак) доходит до десятков метров.

Иное, северо-восточное, направление при вертикальном же падении имеет даечный комплекс того же состава в районе с. Шенатаг. Здесь дай-

ки прослеживаются от с. Шенатаг вверх по правой составляющей реки Шенатаг. Как и в Дастакертском ручье поражает густота даечного комплекса. Дайки, и здесь нередко выступающие в рельефе, располагаются друг от друга на расстоянии 10—15 м.

Макроскопически даечные породы представляют светло-серые до белого цвета породы, уже в поле резко выделяющиеся по цвету, составу и структуре от вмещающих пород. В породе среди мелкозернистой основной массы выделяются крупные (до 5 мм) кристаллы кварца и мелкие зерна магнетита.

Под микроскопом порода имеет порфириковую структуру. Среди основной массы, состоящей из мелких зерен кварца, плагиоклаза и редких листочков биотита, резко выделяются крупные кристаллы плагиоклаза и кварца.

Плагиоклаз, составляющий преобладающую часть вкрапленников, по углу максимального симметричного погасания до 30° в зоне $\perp (010)$ относится к ряду андезина. Образует зональные или полисинтетически сдвойникованные кристаллы, обычно слегка измененные и помутневшие.

Кварц образует изометрические зерна размером 1—1,5 мм, по краям нередко корродирован.

В мощных дайках кварцевого порфира хорошо прослеживается изменение структуры породы по мере удаления от зальбандов к центральным частям—от плотных стекловатых к кристаллическим разностям. Мощная дайка кварцпорфирикового состава отмечена в верховьях реки Кирс на склоне горы Джидал. Здесь она имеет северо-западное простирание, вертикальное падение и прослеживается по склону Баргушатского хребта вверх к его гребню.

Интересно отметить, что дайки кварцевых порфиров указанного возраста в пределах исследованной площади приурочены почти исключительно к перечисленным пунктам, не встречаясь в других частях района и образуют два взаимноперпендикулярных комплекса: Дастакертский—северо-западного простирания и Шенатагский—северо-восточного.

К верхнеплиоценовому-нижнечетвертичному времени лами относятся также небольшие экструзивные тела дацитов, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу олигоцена. Выходы их отмечены в ряде пунктов на Зангезурском хребте от верховьев р. Салвард до Биченагского перевала.

На левобережье р. Айри, к западу от развалин с. Алишар, хорошо сохранился нект — центр излияния лав дацитового и андезито-дацитового состава. От него распространился поток лавы по долине реки Айри между сс. Софулу и Алишар. Макроскопически это светло-серые, желтовато-серые мелкозернистые или плотные афанитовые породы. Под микроскопом среди гипокристаллической основной массы, состоящей из стекла и субмикроскопических кристаллов, выделяются вкрапленники обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза (андезина). Из второстепенных минералов обычно присутствуют мелкие зерна магнетита и апатита.

Подобные же лавы отмечены у с. Мурхуз в 1—1,5 км выше с. Софулу. Центр излияния здесь был расположен, по всей вероятности, на пра-

вом берегу реки против с. Мурхуз, где на высоте около 100 м над долиной установлен значительный выход этих пород.

В долине реки Мурхуз к западу от селения, на небольшой площади сохранились рыхлые обломочные образования (конгломераты, брекчии, грубозернистые песчаники), залегающие ингрессивно в долине и, по всей вероятности, представляющие, как и отложения в долине реки Шенатаг, прибрежную фацию глинисто-диатомитовой толщи. Указанные отложения прорезаны многочисленными жилами (местами в раздувах доходят до 10 м) андезито-дацитового состава.

Приведенные факты дают основание считать выходы дацитов среди олигоценовых отложений также молодыми образованиями — корнями излияний или интрузивными телами, застывшими на небольшой глубине.

По всей вероятности, к молодым экструзивным образованиям относятся и дациты, выходы которых установлены в районе с. Таштун и к северу от него у перевала Джибанд. К западу от указанного села у шоссе в зоне Таштунского разлома отмечена дайка этих пород, а на перевале Джибанд более крупное экструзивное тело. Подобный же выход этих пород установлен юго-восточнее с. Личк у слияния рр. Мегригет и Гоз-гоз.

Указываемые породы прорывают сиенито-диориты, монцониты и др. породы монцонитовой интрузии, на западе же — порфириовидные граниты и гранодиориты, образуя в них многочисленные дайки и апофизы.

Макроскопически это светло-серые породы с резко выделяющимися среди плотной стекловатой основной массы крупными фенокристаллами полевого шпата и относительно более мелкими кристаллами темноцветных минералов. Под микроскопом порода состоит из слабо раскристаллизованного стекла или мелких игольчатых микролитов и лейст плагиоклаза, нередко обнаруживающих флюидальное расположение, среди которых выделяются крупные идиоморфные (до 5 мм) резко зональные кристаллы плагиоклаза. По измерениям плагиоклаз отвечает составу андезина (№ 36—38), в средних частях зерен приобретает более основной состав — лабрадора (№ 50). Из цветных минералов среди вкрапленников присутствуют обычно роговая обманка, моноклинный пироксен и бурый биотит. В незначительном количестве в породе отмечается кварц в виде мелких резорбированных зерен или небольших мелкозернистых агрегатов. Из акцессорных минералов отмечаются мелкие зерна апатита и магнетита, приуроченные обычно к цветным минералам. По составу описываемые породы близки к диорит-порфиритам экструзивных образований Нахичеванской АССР (Иландаг, Алинджа, Норашен и Нагаджир), детально изученных за последнее время Ш. А. Азизбековым [6]. По данным указанного исследователя возраст экструзивных образований Нахичевани определяется как послесреднемиоценовый, по-видимому, плиоценовый, на основании того, что автокластиты этих экструзий налегают несогласно на среднемиоценовую соленосную толщу.

Для характеристики вещественного состава отдельных петрографических типов горных пород, слагающих интрузивные массивы Мегри-Сисианского района, нами в прилагаемых таблицах сведены результаты химических анализов этих пород по данным различных исследователей.

Из таблиц видно широкое колебание состава пород. Большое разнообразие их обусловлено не только наличием в составе массивов дифференционной серии комагматических пород, явлениями гибридизма, процессами ассимиляции карбонатных пород, но также изменением состава внедрявшейся магмы во времени.

В распоряжении автора имеются данные 63 химических анализов горных пород, главным образом, из Ордубадо-Мегринского плутона, а также из интрузивных массивов, расположенных севернее в бассейне р. Гехи и на северном склоне Баргушатского хребта (табл. 1). Химические анализы пересчитаны по методу акад. А. Н. Заварицкого и векторы их нанесены на сводную диаграмму.

На этой же диаграмме для сравнения нанесены векторы средних составов горных пород, приведенные в работе А. Н. Заварицкого*. Как видно из приведенных химических анализов и диаграммы, горные породы каждой из интрузивных фаз имеют характерные черты химизма.

Наиболее разнообразными по составу являются горные породы 1-ой фазы интрузии. Как это хорошо видно на диаграмме, они представлены почти непрерывным рядом переходных разновидностей от диорита (№№ 4, 10) к сиенитодиориту (№№ 1, 3, 5, 7, 9), щелочно-земельному сиениту (№ 6) и щелочному сиениту (№ 14 и № 16) с одной стороны, и к оливковому габбро (№ 11) и оливковому пироксениту (№ 13), близкому к верлиту, с другой.

Указанные постепенные переходы в химическом составе вполне согласуются с геологическими наблюдениями, свидетельствующими о принадлежности этих пород к дифференциатам единой интрузии.

Породы характеризуются довольно большим содержанием щелочей ($K_2O + Na_2O = 5,68 - 11,42$ вес. %; соотношение $Na_2O : K_2 \geq 1$ (в молекулярных количествах). Параметр S для горных пород этого ряда часто превышает S соответствующих горных пород среднего состава, что наглядно видно из положения векторов сиенитов №№ 5, 6 на плоскости CSB относительно вектора сиенита № 14 Дэли, щелочного сиенита № 12 и щелочных сиенитов №№ 21 и 25 по Дэли).

Соотношение $m' : c'$, как правило, больше 1. Ближе всего к вектору, выражающему средний состав диорита, по Дэли, расположен вектор породы № 4 с западного склона Зангезурского хребта. Векторы химических составов горных пород №№ 1, 3, 5, 7, 9 занимают положение промежуточное между сиенитами и диоритами и должны быть отнесены к сиенито-диоритам. Сиениты района сс. Мюльк (№ 6), Тей (5) близки к роговообманковому сиениту Дэли (14). Наиболее близки к типичным ще-

* А. Н. Заварицкий. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. АН СССР, 1941 г.

лочным сиенитам сиениты №№ 14, 16. Последний описан Ю. А. Араповым как нефелиновый сиенит. По положению вектора его может быть следует отнести к нефелин-содержащему щелочному сиениту.

Монзониты располагаются на плоскости ASB правее вектора авгитового сиенита Дэли (а больше). Характерной их особенностью является значительное содержание щелочей, приближающее их к гранодиоритам. Соотношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ крайне изменчиво. Среди горных пород первой фазы интрузии имеются также представители основного и ультраосновного рядов: оливинное габбро (№11), габбро-пироксенит (№ 12) и оливинный пироксенит (№ 13). Последний по составу близок к верлиту Дэли (76). Обособленно расположен вектор породы из района Джиндаринского месторождения (№ 8). Порода характеризуется необычно малым содержанием щелочей и большим содержанием CaO , дающих основание для ее отнесения к особому типу богатых кальцием кварцевых габбро.

Породы II-ой фазы интрузии, на основании сопоставления четырех анализов, имеют довольно близкий состав ($S=70,5-73,2$). Они принадлежат, главным образом, к группе гранодиорита (19)—диорита (17). Положение вектора диоритов (№ 18) характеризует их как близкую к переходной группе сиенито-диоритов. Необычно расположение вектора сиенито-диорита № 20—породы, обогащенной глиноземом и щелочами и содержащей пониженное количество CaO ($c=1,8$).

Таким образом, II-ая фаза Ордубадо-Мегринского плутона представлена более кислыми породами, по сравнению с главной массой пород I-ой фазы — начальные точки векторов пород II-ой фазы расположены выше начальных точек пород I-ой фазы.

Горные породы III-ей фазы интрузии (12 анализов) относятся к группе гранитов-гранодиоритов, колеблясь в пределах от химических составов, пересыщенных глиноземом (граниты №№ 25, 28, 29, 30) до гранитов-гранодиоритов, относящихся к классу пород нормального химического состава, как это видно из сравнения с векторами гранитов среднего состава по Дэли. Из них выделяются наиболее лейкократовые граниты №№ 21, 22. Гранит № 30 из района с. Личк имеет несколько пониженное содержание щелочей и обогащен окисью кальция. Породы III-ей фазы интрузии на всем протяжении массива обнаруживают большое сходство химического состава. Характерно несколько повышенное содержание щелочей при различных соотношениях $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$. Часто отмечается также несколько повышенное, по сравнению с нормальным, содержание CaO , а иногда, как уже отмечалось, и пересыщение глиноземом. В целом породы III-ей фазы интрузии являются наиболее кислыми породами Ордубадо-Мегринского плутона.

Характерно положение вектора гидротермально измененного порфировидного гранита (№ 32). Он значительно обеднен CaO и щелочами (небольшие a и c), обогащен меланократовым компонентом (увеличение b) и пересыщен глиноземом (вектор на плоскости ASB резко повернут влево). Щелочи в нем представлены, главным образом, K_2O (вектор на плоскости CSB почти горизонтальный).

Сводная таблица химических анализов интрузивных пород Срдубадо-Мегринского плутона

Таблица 1

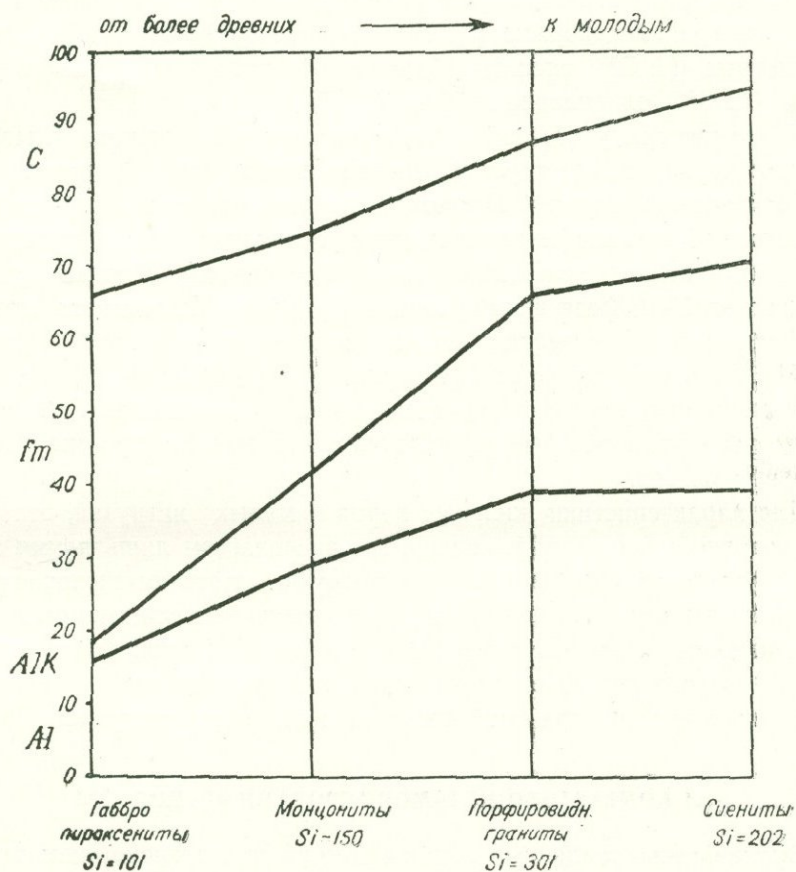
№ п/п	Магматические формулы по Заварицкому											Прочие составн. части	Сумма	Лаборатория Аналитик	Порода	Магматические формулы по Заварицкому					Местонахождение и ссылка на литературный источник						
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O					H ₂ O ⁺	a	c	b	s		Q	a'	c'	f'	m'	n'
Монцонитовая интрузия (первая фаза внедрения)																											
1	53,46	1,20	16,35	4,04	4,96	0,17	3,76	7,18	3,52	3,09	0,27	1,69	—	99,69	Лаборатория ВСЕГЕИ	Монцонит	12,5	5,1	18,8	63,6	2,9	—	20	45	35	63	Каджаранское месторождение. Грушевой В. Г.
2	52,62	0,91	17,62	6,49	3,34	0,11	1,52	9,50	5,80	1,72	0,50	—	—	100,13	Молева	Монцонит	25,4	4,2	18,9	61,2	—	—	6,5	76	22,5	83	Район Каджаранского месторождения. Мовсесян С. А.
3	52,20	1,02	19,56	3,75	3,69	0,16	3,92	7,80	3,82	2,63	0,56	1,11	—	100,25	Лаб. ИГН АрмССР Петросян А.	Монцонит	12,8	7,3	16,6	63,1	36	—	15	28	28	—	Там же. Мовсесян С. А.
4	53,83	0,88	18,56	5,37	1,66	—	4,96	6,97	3,96	1,72	0,12	1,28	—	100,16	Лаб. Аз. ФАН	Сиенито-диорит	11,9	7,2	16,0	64,9	—	—	3	41	56	78	Зап. склоны Конгуро-Алангезского хребта. Флоренский.
5	57,93	0,21	19,27	4,00	4,12	0,10	1,27	5,84	3,60	4,04	0,28	—	—	100,38	Лаб. ИГН АрмССР Петросян А.	Сиенито-диорит	14,3	6,2	11,1	68,4	2,4	—	10	70	20	57	Район с. Тей. Мкртчян С. С.
6	55,00	0,46	21,26	4,32	2,06	0,13	1,99	6,37	3,76	4,46	0,06	0,60	—	100,83	Лаб. ИГН АрмССР Джрбашян Г.	Сиенито-диорит	13,7	7,2	10,7	66,4	58	—	9	57	34	56	Район с. Мюльк. Мкртчян С. С.
7	55,60	0,27	16,01	2,70	2,72	0,09	1,86	2,90	2,86	3,50	—	0,40	—	100,48	Лаб. ИГН АрмССР	Сиенито-диорит	12,6	3,9	12,4	70,9	12,9	—	32	45	28	55	Район м-ния Джиндара. Мкртчян С. С.
8	54,00	0,26	17,95	5,55	3,44	0,15	2,92	12,34	0,82	0,44	нет	нет	—	100,09	Лаб. ИГН АрмССР	Габбро	2,5	11,8	18,8	66,9	27	—	18	42	37	50	Район м-ния Джиндара. Мкртчян С. С.
9	61,02	0,85	15,98	2,96	2,63	0,09	2,49	5,21	2,89	4,37	0,31	1,43	—	100,43	Лаб. ВСЕГЕИ	Гранодиорит	13,0	4,3	11,7	71,0	22	—	18	42	37	50	Аткизское м-ние. Грушевой В. Г.
10	54,0	0,55	25,00	2,58	2,63	—	1,96	5,82	4,82	4,46	—	0,94	—	100,76	Лаб. ИГН АрмССР	Сиенито-диорит	18,1	7,4	8,7	65,8	27	—	1,7	57	41	62	Район с. Каладаш. Арапов Ю. А.
11	40,04	1,24	19,80	7,97	4,96	—	7,56	12,84	3,90	0,48	—	0,92	—	99,71	Лаб. ИГН АрмССР	Габбро-пироксенит	9,7	8,9	32,8	48,6	22	—	22	36	41	92	г. Каладаш. Арапов Ю. А.
12	41,28	1,64	18,24	6,62	6,68	—	8,60	13,04	2,26	0,78	0,12	1,12	—	100,38	Лаб. ИГН АрмССР	Габбро-пироксенит	6,3	9,4	34,4	49,9	17	—	20	36	43	80	г. Каладаш. Арапов Ю. А.
13	39,86	1,10	8,51	9,30	8,47	—	15,04	15,68	0,86	0,78	0,28	1,08	—	100,76	Лаб. ИГН АрмССР	Оливинов. пироксенит	2,5	3,9	51,2	42,4	13	—	27	28	46	70	г. Каладаш. Арапов Ю. А.
14	57,64	0,38	20,68	1,86	2,05	—	0,81	3,74	4,62	6,80	0,08	1,00	—	99,66	Лаб. ИГН АрмССР	Щелочные сиениты	20,9	4,1	5,9	69,1	29	—	12	64	24	77	Алидара-Астазур. Арапов Ю. А.
15	56,93	0,60	19,20	3,74	2,23	—	2,63	4,61	4,15	5,38	0,19	0,61	—	99,91	Лаб. ИГН АрмССР	Щелочные сиениты	17,5	4,5	11,4	66,6	28	—	11	48	41	54	Алидара-Астазур. Арапов Ю. А.
16	55,88	0,47	21,10	2,50	2,20	0,21	1,87	4,88	4,94	4,81	0,25	0,97	—	100,07	Лаб. ИГН АрмССР	Нефелиновые сиениты	18,8	5,4	8,7	67,1	26	—	7	54	38	61	Алидара-Астазур. Арапов Ю. А.
Грано-сиенитовая интрузия (2-я фаза внедрения)																											
17	60,77	—	16,95	3,55	2,38	0,06	3,15	5,32	3,39	2,87	—	1,5	—	99,94	Аз. ФАН	Гранодиориты	11,9	5,6	12,0	70,5	11,6	—	9	46	45	64	Зап. склон хребта Капланчай. Шиленко
18	60,90	0,57	17,33	2,55	2,27	0,13	2,33	5,58	3,64	3,91	0,62	—	—	100,03	Лаб. ИГН Петросян А.	Баналит	13,9	4,8	10,5	70,8	9,0	—	19	43	37	59	Зап. склон Зангезур. хребта. Парага-чай. Мовсесян С. А.
19	62,66	0,45	16,92	3,25	1,02	0,05	2,59	4,62	3,70	2,81	1,04	0,75	—	99,85	ВСЕГЕИ Л. Т. Самарина	Гранодиорит	12,6	5,3	8,8	73,3	16,1	—	5	44	51	67	Зап. склон Зангезур. хребта. Флоренский.
20	68,85	0,28	15,59	1,07	1,95	0,02	1,09	1,30	3,07	4,23	0,34	1,30	—	99,53	—	Сиенито-гранит	15,2	1,8	11,1	71,9	11,6	51	—	30	19	53	Агаракское м-ние. Грушевой В. Г.
Гранитовая интрузия (3-я фаза внедрения)																											
21	71,12	0,43	14,60	1,18	1,14	0,05	0,93	2,42	3,86	3,78	0,14	0,52	—	100,17	Лаб. ВСЕГЕИ	Гранит-порфиров.	13,7	2,7	3,8	79,8	29,5	—	5	55	40	61	Вост. склон Зангезур. хребта р. Мьякан-Су. Грушевой В. Г.
22	69,92	0,26	15,38	1,29	0,98	0,04	0,27	2,37	4,14	4,26	0,14	0,31	—	99,92	Лаб. ВСЕГЕИ ак. Френкель	То же	15,4	2,6	2,9	79,1	24,8	—	12	71	17	69	Зангезур. хребт. гор. Ахмечит. Додин А. Л.
23	66,72	0,16	16,81	3,20	0,46	0,06	0,36	3,50	4,14	2,91	0,11	0,40	—	100,57	Лаб. ИГН АрмССР Петросян А.	Гранит порфиров.	14,9	3,7	5,3	75,6	—	—	9,5	80	9,5	71	Зап. склон Зангезур. хребта у г. Яглу-дара. Мовсесян С. А.
24	70,2	0,31	13,64	0,84	2,44	—	1,13	1,85	7,77	7,77	—	1,17	—	99,53	Лаб. ВИМС	Гранит порфиров.	13,7	2,1	4,8	79,3	29,9	—	1,3	60	38	—	Вост. склон Зангезур. хребта, Мегри-гет. Литвин М. А.
25	68,5	0,22	15,20	1,85	1,59	0,02	0,77	2,48	4,06	2,46	0,73	0,69	—	99,37	Лаб. ВСЕГЕИ	Гранодиорит порфиров.	12,5	3,3	7,5	78,7	27	24	—	57	19	72	Агаракское м-ние. Грушевой В. Г.
26	68,05	0,6	13,04	4,11	1,56	0,04	0,6	2,34	3,09	5,76	0,25	0,56	—	99,91	Лаб. ВСЕГЕИ	Гранит порфир	15,0	1,0	7,5	76,5	22,0	—	21	66	13	45	Каджаранское месторождение. Грушевой В. Г.
27	67,72	0,33	12,50	3,00	3,19	0,20	0,40	0,83	0,56	7,34	—	0,96	—	100,31	Лаб. ИГН АрмССР	Гринит порфиров.	11,9	1,0	9,3	77,8	30,8	31	—	62	7	10	р. Мегри-гет. Мкртчян С. С.
28	68,20	0,40	15,49	2,25	1,62	0,20	1,08	2,02	4,82	2,92	0,36	1,30	—	100,64	Лаб. ИГН АрмССР	Гранит порфиров.	14,5	2,4	6,5	76,6	21,4	17	—	55	28	71	р. Шорджури-дзор. Мкртчян С. С. у с. Личк.
29	67,04	0,27	14,33	2,10	2,15	0,27	1,23	2,70	2,68	3,60	0,16	4,40	—	100,92	Лаб. ИГН АрмССР	Порфировид. гранит	11,4	3,3	7,6	77,7	29,3	18	—	54	28	53	р. Мегри-гет у с. Личк. Мкртчян С. С.
30	67,80	0,28	17,74	1,53	0,57	0,02	0,49	4,32	2,66	3,26	0,42	1,42	—	100,51	Лаб. ИГН АрмССР	—	10,8	5,3	5,3	78,6	30,3	50	—	34	16	55	—
31	65,04	0,66	15,69	2,23	1,83	не обн.	1,08	5,62	1,94	5,32	0,20	—	—	100,11	Лаб. ИГН АрмССР	Гранодиорит	11,6	4,9	7,6	75,9	26	—	27	49	25	38	Верховье Мегри-гет. Мкртчян С. С.
32	75,66	0,33	14,30	2,07	1,60	0,01	1,26	0,54	0,10	3,08	0,16	—	—	100,81	Лаб. ИГН АрмССР	Гид. изм. порфир. гранит	4,3	0,6	16,7	78,4	9	71	—	17	11	57	Мегри-гет. Мкртчян С. С.

Сводная таблица химических анализов интрузивных пород бассейна реки Гехи

33	58,60	0,66	18,99	7,50	—	0,21	2,68	7,96	2,10	1,73	0,18	0,92	—	100,93	Лаб. ИГН АН АрмССР Джрбашян Г.	Монцонит	7,5	9,7	12,4	70,3	16	—	5	57	39	65	Басс. р. Гехи р-н Багарлу. Пиджян Г. О.
34	70,86	0,20	16,30	3,15	—	0,10	0,94	3,25	2,28	1,56	0,16	0,80	—	99,54	Лаб. ИГН АН АрмССР Петросян А.	Гранодиорит	7,0	3,8	10,8	78,3	38,6	60	—	25	14	69	Басс. р. Гехи р-н с. Пириду. Пиджян Г. О.
35	60,10	0,33	16,87	7,75	—	0,21	2,82	6,25	2,94	2,51	—	0,47	—	100,25	Лаб. ИГН АН АрмССР Дехтрикян С.	Кв. диорит	10,3	6,3	13,1	70,2	13,6	—	10	52	38	63	Басс. р. Гехи р-н с. Гегааты. Пиджян Г. О.
36	58,10	0,53	18,94	7,50	—	0,13	2,65	7,40	1,56	1,98	0,16	0,86	—	99,81	Лаб. ИГН АН АрмССР Джрбашян Г.	Кв. диорит	6,9	9,6	12,5	71,0	18,6	7	—	54	37	54	Басс. р. Гехи р-н с. Аджибач. Пиджян Г. О.
37	65,10	0,33	17,55	5,32	—	0,14	1,40	5,75	1,60	2,19	0,16	0,36	—	99,90	Лаб. ИГН АН АрмССР Петросян А.	Гранодиорит	6,7	7,1	10,1	76,1	31,7	29	—	46	24	53	Басс. р. Гехи, р. Гярд. Пиджян Г. О.
38	64,23	0,57	15,79	0,57	3,87	0,04	1,90	3,60	4,70	3,94	0,25	0,59	—	100,05	Лаб. ВСЕГЕИ Стукалова М. М.	Порфировид. кв. сиенит	15,8	2,5	8,6	72,9	11,9	—	19	46	35	65	Оз. Газан-лич. Магакян И. Г.
39	64,44	0,52	15,16	1,62	3,29	0,10	2,12	4,57	2,80	3,45	0,23	0,84	—	100,14	Лаб. ВСЕГЕИ Стукалова М. М.	Гранодиорит	11,3	4,6	7,8	76,1	25,2	—	8	51	41	66	Р-н с. Тазагюх. Магакян И. Г.
40	63,54	0,54	17,82	1,44	2,43	0,05	2,30	4,50	3,56	3,50	0,19	0,44	—	100,31	Лаб. ВСЕГЕИ Стукалова М. М.	Гранодиорит	13,3	5,6	6,3	74,7	17,3	2	—	47	51	61	Р-н с. Гехи. Мкртчян С. С.

При сравнении среднего химического состава пород отдельных фаз интрузии отмечается закономерное повышение содержания кремнекислоты и щелочей при переходе от одной фазы к другой, что наглядно видно на возрастной вариационной диаграмме пород Ордубадо-Мегринского плутона, построенной М. А. Литвин, по данным пересчета по Ниггли средних химических анализов пород отдельных интрузий.

Как видно из диаграммы, с возрастанием содержания в более молодых интрузиях Al и AlK уменьшается fm .



Возрастная вариационная диаграмма пород Мегринского массива по Ниггли (по М. А. Литвин)

Интрузивные породы бассейна реки Гехи имеют переменный состав от гранита (№№ 39, 40, 41, 44) граносленита (№ 38) через диориты (№№ 42, 43) до габбро (№ 45). По геологическому положению и химическому составу они отвечают 1-ой фазе (Гехинская интрузия) Ордубадо-Мегринского плутона, отличаясь относительно меньшим содержанием щелочей и значительно большим количеством CaO (с до 12,3 — векторы на плоскости CSB наиболее удалены от оси B). Особенно это заметно на векторах горных пород №№ 36 и 46, близких к тоналиту, а также на векторах гранитов №№ 34, 37, которые по составу близки к грейзену (кварцево-сланцевой породе).

Несколько отличный состав имеют породы Ахсакальской интрузии. Судя по данным трех анализов, они имеют более основной состав и относятся к кварцевому габбро (№ 46), габбро (№ 48) и к оливиновому габбро или нориту (№ 47). Характерно пониженное, по сравнению с соответствующими породами Ордубадо-Мегринского плутона, содержание щелочей и преобладание в них или равнозначное с Na_2O содержание K_2O (в молекулярных количествах). Интрузивные породы северного склона Баргушатского хребта, по данным 13 анализов, представлены следующей серией горных пород: граниты (№№ 56, 57), гранодиориты (№ 57), кварцевые диориты (№ 59), дисриты (№№ 50, 58, 59), кварцевые сиениты (№ 52), сиениты (№№ 60, 61) кварцевые габбро (№ 56), габбро (№ 58), оливиновое габбро (№ 49).

По химическому составу и геологическому положению указанный комплекс пород соответствует в основном первой фазе внедрения Ордубадо-Мегринского плутона. Исключение составляет лишь кварцевый сиенит Ахлатян-Қызылшафакского массива, отличающийся от других пород резко повышенным содержанием щелочей и относимый нами предположительно ко II-ой фазе формирования Ордубадо-Мегринского плутона.

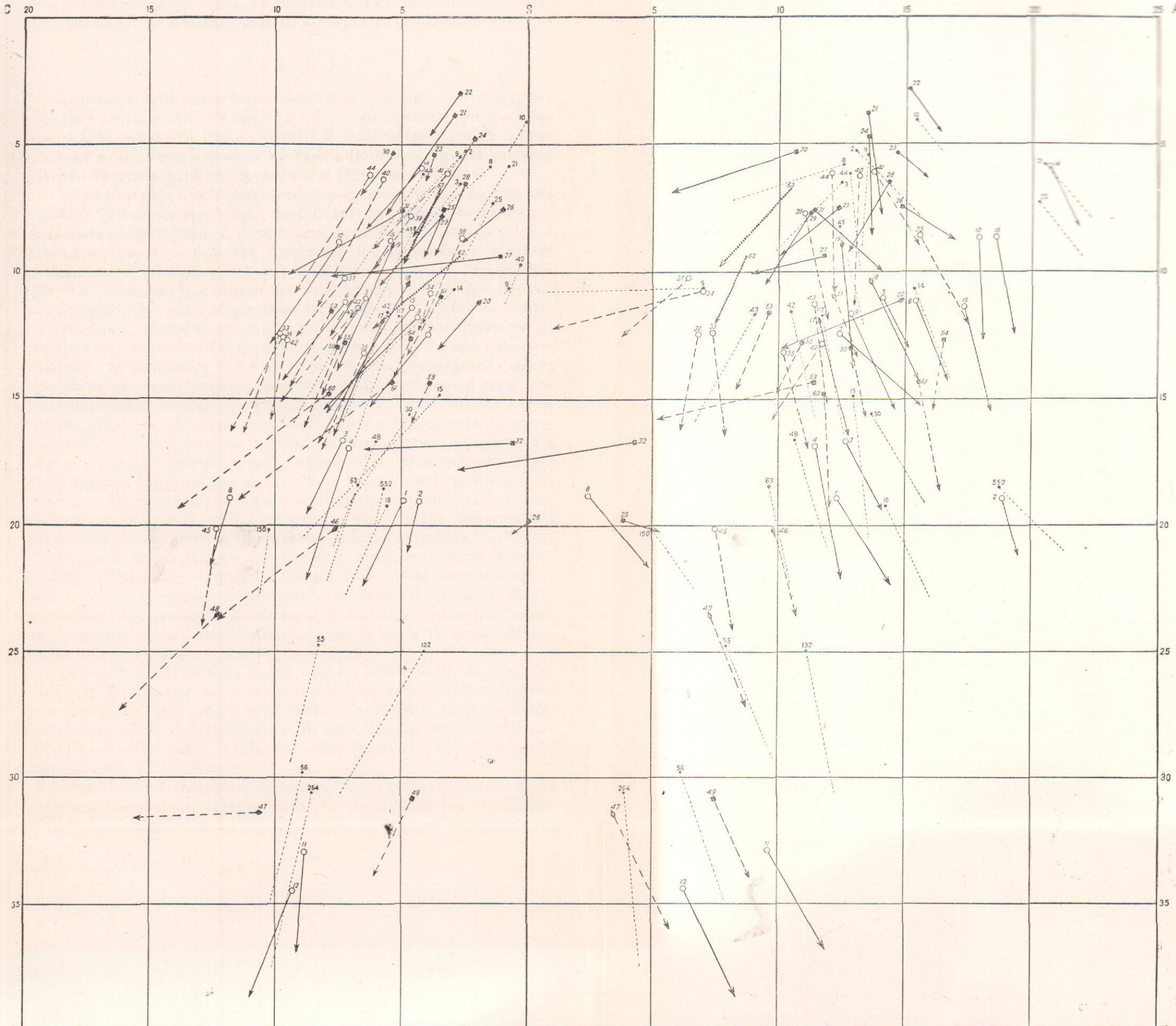
Необычный химический состав имеет гранодиорит Дастакерта (№ 56). Несмотря на высокое содержание SiO_2 (64, 08 вес %), вектор его по количеству щелочей (а), очень малому содержанию CaO и повышенному содержанию Al_2O_3 и MgO попадает в поле габбро-диоритов или кварцевых габбро.

Для характеристики жильных пород и малых интрузий, относимых нами условно к верхнему плиоцену, мы располагаем лишь двумя анализами. Судя по составу породы этих интрузий, отвечают щелочноземельным гранитам, относящимся к классу пересыщенных глиноземом и содержат пониженное количество щелочей. В породах Джебандского перевала (№ 62) повышенное содержание окиси железа приводит к тому, что начальная точка вектора приближается к полю гранодиоритов.

в) КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Вулканогенно-осадочные породы района под воздействием внедрявшихся в них интрузий подвергались значительным изменениям. Под влиянием высокой температуры интрузий и летучих компонентов, выделявшихся из них, боковые породы в приконтактных частях подверглись интенсивным процессам контактового метаморфизма. При этом в зависимости от состава боковых пород, залегания их по отношению к интрузии, состава величины и глубины остывания самой интрузии, у контактов образовались различные типы метаморфических пород. Здесь широко развиты как продукты пассивного или нормального метаморфизма: мраморы, роговики, кварциты, так и продукты контактового метасоматоза — скарны. На процессы контактового метаморфизма наложились более поздние гидротермальные процессы, в результате чего метаморфизованные породы обнаруживают более сложные видоизменения; иногда породы настолько изменились, что утратили свой первоначальный облик.

ДИАГРАММА ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ИНТРУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД МЕГРИ-СИСИАНСКОГО РАЙОНА
 ПЕРЕСЧИТАННЫХ ПО МЕТОДУ Н.А.ЗАВАРИЦКОГО



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

- | | |
|---|---|
| <p>Горные породы Ордубадо-Мегринского плутона:</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ — первой фазы ◐ — второй фазы ◑ — третьей фазы <p>Горные породы Гехинской интрузии</p> <p>Горные породы Аксакальской интрузии</p> <p>Горные породы северного склона Баргушатского хребта</p> <p>Верхнеплищенские малые интрузии.</p> | <p>Векторы пород из таблицы "А" А.Н.ЗАВАРИЦКОГО</p> <p>21 • — — — — —</p> <ul style="list-style-type: none"> 2 Докембрийский гранит Швеции 3 Послекембрийский гранит 8 Кварцевый порфир 9 Щелочноземельный гранит 10 Щелочной гранит 14 Щелочноземельный роговообманковый сиенит 15 Щелочноземельный слюдяной сиенит 16 Щелочноземельный авгитовый сиенит 21 Нордмаркит 25 Щелочной сиенит 30 Монцитит 40 Нефелиновый сиенит 42 Кварцевый диорит 43 Тоналит 44 Кварцевый монцитит 45 Гранодиорит 48 Диорит 55 Габбро 56 Оливиновое габбро 63 Кварцевое габбро 76 Верлит 117 Диорит "Электрик Пик" 132 Вогезит <p>Векторы пород из таблицы "В" А.Н.ЗАВАРИЦКОГО</p> <p>150 • — — — — —</p> <ul style="list-style-type: none"> 9 Грейзен 150 Микрогаббро 264 Норит 552 Нефелиновый монцитит |
|---|---|

Широко развиты в районе гидротермально измененные серицитизированные, окварцованные, каолинизированные породы, слагающие в основном рудоносные участки.

Ниже описываются наиболее характерные разновидности контактово-метаморфизованных пород. Гидротермально измененные породы охарактеризованы при описании рудных месторождений района.

С К А Р Н Ы

Скарны развиты на контакте известняков с массивами интрузий. Они образуют линзы, жилоподобные тела и более выдержанные по простиранию полосы, вытянутые вдоль контакта. В более редких случаях скарны залегают в виде более или менее крупных глыб внутри массива интрузии (скарны Ньюадинского месторождения и верховьев р. Мазра).

Полоса скарнов и скарнированных пород, приуроченных к северному контакту Гехинского интрузива, прослеживается в северо-западном направлении на протяжении 3 км от с. Гехи до с. Пейган и дальше отдельными участками до с. Аджевач. Известняки, подвергшиеся у контакта скарнированию, протягиваются по склону левого берега р. Гехи в СЗ—300—310° направлении и падают преимущественно на СВ—35—50° (часто наблюдается и более пологое падение до 15—20°). Плоскость контакта интрузии с известняками также падает на СВ под различными углами. Скарны у контакта образуют линзы, жилы и полосы вдоль контакта. Мощность их колеблется от 0,5 до 14 метров. К указываемой полосе скарнов на отдельных участках приурочены жилы сульфидной руды (пирит, халькопирит, сфалерит). В двух местах в старину производилась добыча руды (см. ниже описание Пейганского и Кейфашинского месторождений). Другая, довольно мощная полоса скарнов приурочена к контакту Ахсакальской интрузии с толщей известняков палеозоя. Мощность скарнов здесь доходит до 25—30 м. Однако благодаря тому, что известняковая толща инфицирована многочисленными жилами интрузивной породы, скарновые породы встречаются часто и на значительном расстоянии (до 200 метров) от основного массива интрузива.

Мощная полоса скарнов приурочена к северо-восточному контакту Ордубадо-Мегринской интрузии с толщей известняков, залегающих между сс. Абгез и Марзкит. Кроме того, известняки тут прорваны многочисленными жилами интрузивных пород. У контакта с интрузией развиты скарновые породы, сменяющиеся дальше от контакта мраморизованными, частично скарнированными известняками.

Широкая и протяженная полоса скарнов отмечена Ш. А. Азизбековым и Н. В. Пашалы [10] у юго-западного контакта Ордубадо-Мегринского массива. Здесь скарны образовались на контакте интрузии с прорываемыми ими известняками верхнего мела. Полоса скарнов шириной 0,2—1,3 км протягивается вдоль указанного контакта в северо-западном направлении.

Отдельные небольшие массивы скарновых пород залегают и внутри Ордубадо-Мегринского плутона. Довольно крупные выходы их установ-

лены в 7 км северо-западнее с. Ньюади. Здесь среди интрузии залегают плотные мелко- и среднезернистые желтовато-бурые гранатовые породы. Последние местами имеют ясно выраженную полосчатую текстуру, обусловленную переслаиванием скаризовых минералов (в основном граната) с тонкими прослоями магнетита. Помимо магнетита в скарнах имеются гнездообразные скопления халькопирита (см. описание Ньюадинского месторождения). Скарны на указываемом участке образовались, несомненно, в результате метаморфизации известняков палеозоя, выходы которых располагаются к северу у контакта с интрузией. Метаморфизирующий интрузив представлен сиенитами, переходящими в диориты и габбро у контакта со скарнами. Макроскопически скарны всех указанных выше участков представляют то плотную, то зернистую зеленовато-серую, желтовато-бурую и бурую породу с различными кристаллами граната, эпидота, кварца, кальцита, актинолита и др. минералов. Величина кристаллов граната и других минералов колеблется в значительных пределах, достигая максимально до 10 мм.

Образцы скарнов, взятые из различных участков, имеют в подавляющем большинстве один и тот же минералогический состав. Различия сводятся, в основном, лишь к разному количественному соотношению главнейших породообразующих минералов. Характер выделения минералов и их взаимоотношения принципиальных различий не имеют. Под микроскопом скарны обнаруживают следующий минералогический состав (в порядке убывания): гранат, пироксен, эпидот, кальцит, кварц, актинолит, волластонит, везувиан, мусковит, плагиоклаз, титанит, цоизит, серицит, хлорит, сидерит, малахит, шеелит, рудный минерал. Из перечисленных минералов главнейшими являются: гранат, пироксен, эпидот, кальцит, кварц. Остальные минералы играют весьма небольшую роль в составе скарнов; все они содержатся, примерно, в одинаковых количествах (за исключением более редкого шеелита).

Гранат в большинстве случаев резко преобладает над другими минералами. Встречается обычно в виде хорошо образованных кристаллов зеленых, желтых, бурых цветов. Микроскопическое изучение, а также химические анализы показывают, что он относится в основном к изоморфному ряду андрадит-гроссуляр. При этом в некоторых разновидностях преобладает гроссуляровая молекула (скарны Ньюадинского месторождения) в других, преобладающих случаях, андрадитовая. По времени выделения гранаты являются наиболее ранними образованиями. Все другие минералы скарнов выполняют пространства между кристаллами граната или же образуют в них прожилки.

Пироксен — образует изометричные, реже коротко призматические зерна, располагающиеся в промежутках между кристаллами граната. По измерениям относится к ряду диопсид-геденбергита.

Эпидот. Встречается как в виде крупных зерен, так и мелкозернистых агрегатных скоплений. Присутствует во всех разновидностях скарнов, но наибольшее его скопление отмечается в эпидот-гранатовых скарнах.

Карбонат и кварц обычно встречаются совместно, образуют крупные зерна (до 0,3 мм). Помимо этого совместно с серицитом заполняют мелкие трещинки. Значительная часть их образовалась в результате гидротермального метаморфизма, наложившегося на более ранний контакто-пнеуматолитический метаморфизм.

На основании количественного соотношения главных породообразующих минералов среди скарнов могут быть выделены следующие разновидности:

1. Гранатовый
2. Гранат-пироксен-кальцитовый
3. Гранат-эпидот-кальцитовый
4. Гранат-кальцит-кварцевый
5. Гранат-кальцит-хлоритовый с кварцем
6. Гранат-кальцит-актинолитовый
7. Гранат-волластонит-пироксеновый
8. Гранат-кальцит-пироксеновый
9. Кальцит-кварц-гранат-эпидотовый
10. Волластонит-диопсидовый
11. Эпидот-диопсидовый
12. Гранат-эпидотовый
13. Эпидотовый
14. Пироксеновый

Последние два типа скарнов, кроме главных минералов эпидота или пироксена, содержат лишь незначительную примесь других минералов.

Все указанные разновидности скарнов связаны друг с другом взаимными переходами. Особо следует выделить скарны, в которых под микроскопом был обнаружен шеелит (руднозные скарны Кейфашинского медного месторождения и скарны на участке Кейфашин-Магмучты). По своему составу они могут быть отнесены к гранат-кальцит-кварцевому типу, отличаясь лишь наличием шеелита.

Указанные разновидности скарнов развиваются, очевидно, как за счет интрузивных пород, о чем можно судить по реликтам плагиоклазов, так и за счет известняка. В большинстве случаев, однако, трудно бывает определить первоначальную породу, из которой образовались скарны, так как от нее обычно ничего не остается. Структура скарнов в большинстве случаев гранобластовая. Гораздо реже встречается полосчатое сложение, обусловленное чередованием полосок граната и полосок пироксена (скарны Ахсакала) или граната и пироксена с полосками магнетита (рудник Дамур-даш севернее с. Ньюади). Изредка наблюдается также чередование полосок граната с известняком, сохранившимся от замещения (скарны верховьев р. Мазра).

Форма и условия залегания скарнов обусловлены, главным образом, условиями залегания известняков и прорывающих их интрузий. В зависимости от условий залегания известняков по отношению к массиву интрузива скарны имеют здесь различную мощность. Там, где контакт се-чет известняки вкрест слоистости и где падение известняков пологое, скарны имеют наибольшую мощность (скарны Кейфашина, Абгеза и

др.), на участках же, где падение известняков крутое и согласное с контактом, скарны либо совсем не образуются, либо же имеют незначительную мощность. Этим объясняется почему вдоль северного контакта Кигинского интрузива (и у контакта других интрузий) скарны в одной и той же полосе известняков имеют различную мощность и нередко образуют лишь небольшие линзы и жилы.

Имеющийся материал позволяет наметить некоторую закономерность в залегании отдельных разновидностей скарнов в приконтактовой с интрузией полосе. Так, в скарнах Кейфашинского медного месторождения у самого контакта с интрузией залегают гранат-пироксен-кальцитовые скарны. Несколько дальше от контакта (в 0,5—1 м) они сменяются гранат-кальцит-кварцевыми скарнами (мощностью 3,0—3,5 м). По реке Ахсакал у контакта с интрузией залегают последовательно по мере удаления от контакта гранат-эпидотовый, гранат-кальцит-актинолитовый, гранат-кварц-актинолитовый скарны. В скарнах у с. Сухаң, у контакта с интрузией залегают гранат-пироксен-кальцитовые и гранат-эпидот-кальцитовые скарны, сменяющиеся дальше от контакта гранат-кальцит-хлоритовыми с кварцем. Несколько дальше от интрузии скарны сменяются обычно мраморизованными скарнированными известняками.

РОГОВИКИ

Роговики, как и скарны, являются в большинстве экзоконтактовыми образованиями. Образовались они как за счет осадочных, так и эффузивных пород. Среди роговиков, по всей вероятности, имеются разности, образовавшиеся за счет изменения самих интрузивов в их периферической части. Залегают роговики в приконтактовой зоне интрузивных массивов в виде более или менее мощных полос, вытянутых вдоль контакта. Отмечены они в различных частях района на Зангезурском, Баргушатском, Пирямсарском, Мегри-Гюнейском хребтах. Макроскопически это в большинстве случаев темные массивные, реже слоистые, очень плотные афанитовые породы с раковистым изломом. Встречаются и более светлые пятнисто- и полосчатоокрашенные разности. Под микроскопом структура роговиков лепидогранобластовая и гранобластовая, роговиковая среднезернистая и мелкозернистая. Текстура сланцеватая, полосчатая или пятнистая. Породы неравномернозернистые, роговиковой структуры, часто сланцеватые, вплоть до роговиковых тонкоплитчатых сланцев. Роговики часто полосчатые, с перемежаемостью разностей различного состава и структуры: перемежаются, например, полосы мелкозернистые и среднезернистые, полосы с преобладанием биотит-пироксен-полевошпатового состава и полевошпатового состава, прослойки и линзовидные скопления пироксена и рудных.

По минералогическому составу выделяются три группы роговиков: 1) биотит-пироксен-полевошпатовые, 2) полевошпатово-кварцевые и полевошпатовые и 3) эпидот-полевошпатово-кварцевые.

Главные минералы: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, калиевый полевой шпат, кварц, эпидот. Из аксессуарных минералов в

породе присутствуют обычно рудный минерал, циркон, апатит, сфен. Довольно широко развиты вторичные минералы. Плагноклаз почти всегда изменен — замещен серицитом или агрегатом соссюрита и альбитом. Широко развиты мелкочешуйчатый хлорит, тонкозернистый эпидот, карбонат, пылевидные рудные, лимонит. Плагноклаз № 35 иногда с мirmekитовыми вростками кварца; обычно замещен соссюритовым агрегатом, альбитом или мелкочешуйчатым серицитом. Иногда развивается агрегат серицита, эпидота и пылевидных рудных.

Пироксен — моноклинный, бесцветный или слегка зеленоватый. Двупреломление 0,022, угол $C : Ng$ 38° . Зерна иногда частично замещены зеленой роговой обманкой. Биотит — бурый, резко плеохроирующий, образует чешуйчато-таблитчатой формы зерна. В роговиках с сланцеватой текстурой зерна биотита линейно ориентированы. Роговая обманка встречается обычно в виде крупных зерен грязно-зеленого цвета, плеохроизм ясный, двупреломление 0,025; угол $C : Ng$ — 22° . Иногда мельчайшие зернышки роговой обманки рассеяны в кварце. Изредка наблюдается слабая хлоритизация. Актинолит образует удлиненные радиально-лучисто расходящиеся призмочки, иглы. Иногда ясно замещает пироксен и плагноклаз. Калиевый полевой шпат обычно встречается в виде редких зерен, содержащих частые микропертитовые прорастания. В одном зерне заметна неясная микроклиноватая решетка. Пелитизация зерен местами значительная. Кварц распространен в полевошпатово-кварцевых и эпидот-полевошпатовых разностях. В других роговиках он встречается в виде вторичного минерала наряду с хлоритом и карбонатом. Эпидот — мелкие и более крупные клиновидные и неправильной формы зерна рассеяны внутри и между зернами полевого шпата. Изредка они собираются в сростки и агрегаты. Часто эпидот вторичный, развивающийся по плагноклазу. Акцессорные минералы — рудный минерал, апатит и сфен развиты только в биотит-пироксен-полевошпатовых роговиках. Циркон в виде окатанного зернышка встречен лишь в одном шлифе.

Мощная полоса типичных контактовых роговиков развита вдоль северного контакта Ордубадо-Мегринского плутона на левобережье р. Вохчи. Такие же роговики описаны Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдулаевым [7, 11] с западного склона Зангезурского хребта, где они приурочены к юго-западному контакту Ордубадо-Мегринского массива с вулканогенно-осадочной толщей.

Нацело ороговикованы небольшие останцы кровли и ксенолиты, залегающие среди интрузивных пород. Выходы их установлены на отдельных участках в бассейне р. Мегри.

4. ТЕКТОНИКА

До последнего времени в работах почти всех исследователей описываемый район представлялся в виде огромной простой антиклинальной структуры (Мегринская антиклиналь), сложенной породами мела и палеогена и прорванной в ядре Ордубадо-Мегринской интрузией. По мере

накопления фактического материала, и в частности установления фаунистически охарактеризованных отложений палеозоя выяснилось, что район имеет значительно более сложное строение и что структуры, слагающие его, сформировались в результате нескольких этапов складчатости.

Имсющийся к настоящему времени материал позволяет выделить в стратиграфическом разрезе четыре структурных яруса, сложенных в различной степени дислоцированными породами.

Нижний ярус, сложенный породами докембрия и палеозоя (до верхнего девона включительно), характеризуется интенсивной дислоцированностью и региональным метаморфизмом пород. Последние слагают крутые, сильно сжатые, часто изоклиналильные и опрокинутые складки. Складки эти осложнены по осям разрывами и прорваны многочисленными мелкими интрузиями диоритов, габбро-диоритов и жилами диабазов. Характер складчатости указываемых образований хорошо наблюдается по левобережью р. Вохчи от местности Богаджих вниз по реке до развалин крепости Давид-бек (вблизи устья р. Гирратах). Здесь известняково-сланцевая толща верхнего девона и подстилающие их метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы нижнего палеозоя-докембрия слагают на сравнительно небольшом протяжении ряд крутых сильно сжатых складок, с падением крыльев под углами 80—90°. По мере приближения к Гирратахскому разлому складки опрокидываются на восток. Такие же крутые сжатые складки наблюдаются к северу от р. Вохчи в бассейне р. Гехи. Здесь еще А. Л. Додиным были отмечены веерообразные складки в известняках против с. Гехи.

Интенсивная складчатость им была отмечена и в известняках по р. Ахсакал, где пласты известняков резко изогнуты и углы падения их меняются как по падению, так и по простиранию с отчетливо выраженным опрокидыванием слоев. Наличие крутых сжатых складок в указанных известняках А. Л. Додин, приняв известняки за верхнемеловые, объяснял, дисгармоничной складчатостью.

Вертикально падающие слои известняков палеозоя прослеживаются по непрерывным обнажениям по р. Кирс до гребня Баргушатского хребта, севернее которого, сохраняя те же элементы залегания, они уходят под вулканогенно-осадочную толщу нижнего эоцена. Сланцеватость известняков (часто очень тонкая) совпадает с простиранием складчатости.

Менее отчетливо выражены элементы залегания в подстилающих известняково-сланцевую толщу верхнего девона вулканогенно-осадочных образованиях нижнего палеозоя-докембрия. Но и здесь по прослаивающим порфириты пачкам и линзам известняков и метаморфизованных сланцев отмечается весьма интенсивная складчатость. К югу от долины р. Вохчи на некотором расстоянии сохраняются крутые, до вертикальных, падения слоев. За перевалом в бассейне р. Шишкерт падение слоев несколько выполаживается (45—60°) в силу опрокидывания складок в связи с приближением к Хуступ-Гирратахскому надвигу.

Складки указываемого яруса имеют меридиональное и близмеридиональное простирание (340—360°). Характерно, что указанное направление имеют также складки древнего комплекса пород, обнажающегося се-

вернее в Центральной части Армянской ССР в Арзакан-Памбакском районе. Указанным простиранием складчатости и было обусловлено общее простирание зоны Центрального поднятия Малого Кавказа, при ином направлении складчатости в верхних структурных ярусах.

В крайней юго-восточной части района на правом берегу р. Аракс происходит резкое изменение простирания складок с меридионального на широтное. Против крутой излучины р. Аракс между ст. Агбент и постом Горазским палеозойские породы на Иранском берегу имеют ясно выраженное широтное простирание. На широтное простирание пород упомянутого участка указывает и Г. Рибен [116, 117]. По его данным, здесь же обнажаются известняки нижнего мела, что согласуется с наличием нижнемеловых отложений в районе Агбент-Бартаз левобережья р. Аракс.

Близкое к широтному ЗСЗ—ВЮВ простирание древнего комплекса пород: гнейсов, слюдяных сланцев в пределах Иранского Карадага было отмечено также И. Д. Ивановым [40].

Над вышеуказанным комплексом пород нижнего структурного яруса залегает трансгрессивно и с угловым несогласием новый комплекс вулканогенно-осадочных пород нижнего, среднего и верхнего (?) эоцена, образующий второй структурный ярус. В крайней юго-западной части района (район г. Ордубад) в составе яруса принимают также участие породы верхнего мела.

В отличие от нижнего структурного яруса породы описываемого яруса менее интенсивно дислоцированы и слагают относительно широкие складки. Метаморфизм пород ограничивается в основном приконтактовыми с интрузиями зонами. Направление складчатости северо-западное. Наряду с этим встречаются складки широтного и северо-восточного простирания.

В юго-западной части района верхнемеловые известняки образуют, по данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдулаева [8, 11], крупную асимметричную антиклинальную складку северо-западного (310°) простирания с крутым ($30-65^\circ$) юго-западным и более пологим ($10-24^\circ$) северо-восточным крылом. Северо-восточное крыло складки в связи с внедрением Ордубадо-Мегринской интрузии осложнено вторичной складчатостью и разрывами.

К северо-западу от с. Нюс-нюс указанными исследователями отмечена широкая пологая антиклинальная складка северо-западного простирания, сложенная туфогенно-осадочными породами среднего эоцена. Севернее вдоль Ордубадо-Мегринской интрузии, по западному склону Зангезурского хребта отмечается моноклиналиное северо-западное залегание вулканогенных пород. Такое же залегание их отмечено и на гребне хребта на вершинах Хазарюрт, Карангуч, Капуджих.

Отчетливо выраженная антиклинальная складка прослеживается от северо-восточного окончания Ордубадо-Мегринской интрузии (устье р. Пухрут) в северо-западном направлении через центр Гехинской интрузии к вершине г. Кабед-даг и далее через сс. Лякятан и Арафса. Шарнир указанной складки вздымается в юго-восточном направлении, в связи с

чем в ядре ее в долине реки Гехи и далее к устью р. Пухрут обнажаются породы палеозоя.

У контакта с Гехинской и Ордубадо-Мегринской интрузиями крылья складки осложнены вторичной складчатостью, связанной с внедрением этих интрузий. Падение крыльев вдали от контакта с интрузиями (у которых слон приобретают обычно более крутые падения) $35-50^\circ$. В связи с погружением шарнира в северо-западном направлении, к западу от вершины г. Кабед-даг складка слагается уже туфогенно-осадочными породами среднего эоцена. Здесь недалеко от оси складки на северо-восточном ее крыле в долине реки Лякятат отмечен небольшой выход интрузии монцонитового состава, представляющий, по всей вероятности, апикальную часть более крупного массива, залегающего на глубине.

Севернее селений Арафса и Лякятат указанная выше антиклиналь сменяется отчетливо выраженной синклиальной складкой, ось которой прослеживается от вершины г. Дамуры в северо-западном направлении к вершине г. Джемал. Сложена синклиналь туфообломочной и песчано-мергельной толщей, нижняя часть которой еще принадлежит среднему эоцену, а верхняя часть, по всей вероятности, верхнему эоцену. Углы падения крыльев складки колеблются от 30° до 50° . Северо-западнее вершины Дамурлы породы северо-восточного крыла приобретают близкое к меридиональному простирание, отчетливо наблюдаемое по долине р. Дали-чай. В 1,5—2 км южнее с. Аравус толща среднего эоцена с указанным простиранием срезается крупным разломом северо-западного простирания, протягивающимся вдоль долины р. Сальвард, в связи с чем далее к северу она не прослеживается.

Северо-восточнее с. Аравус туфоосадочные породы среднего эоцена, обнажающиеся на отдельных участках (район сс. Ацаван, Бнунис, Толорс, гора Тах-юрт) имеют северо-восточное простирание и падают моноклинально на северо-запад под углами $20-30^\circ$. Такое же падение имеют вулканогенно-осадочные породы нижнего эоцена к востоку от с. Да-стакерт.

На значительной площади, занятой Ордубадо-Мегринской интрузией, где вулканогенно-осадочные породы были уничтожены внедрением интрузии, а также последующей эрозией, структурные элементы могут быть установлены лишь предположительно. Сохранившиеся на отдельных участках среди интрузивных пород останцы кровли, как правильно было отмечено А. Б. Кажданом, приурочены, по всей вероятности, к синклинальным структурам, как наиболее пониженным участкам, сохранившимся от эрозии. А. Б. Кажданом было обращено внимание также на увеличение основности пород интрузии у останцев кровли, на основании чего им было сделано предположение, что основные породы первой (монцонитовой) фазы внедрения на участках, где породы кровли удалены эрозией, также приурочены к синклинальным частям складчатой структуры. Предположения эти подтверждаются вытянутостью в северо-западном направлении, как останцев кровли, так и основных дифференциатов интрузии—диоритов и габбро-диоритов. Между полосами указанных пород находятся более кислые разности интрузивных пород: монцониты, квар-

цевые монзониты, гранодиориты. Вытянуты они также в северо-западном направлении и располагаются в антиклинальных структурах, где эрозией вскрываются более глубокие части интрузии.

Основываясь на указанных данных, в пределах площади, занятой Ордубадо-Мегринским плутоном. А. Б. Каждан выделяет ряд складок. Мегри-Бугалярскую антиклиналь с осью, проходящей от с. Мегри через с. Бугаляр к вершине Ших-юрт и далее по направлению к с. Тиви. Складка эта параллельна расположенной юго-западнее Кетамской складке, сложенной породами верхнего мела. Северо-восточнее выделяется вторая антиклиналь, ось которой прослеживается в том же северо-западном направлении через с. Ванк к верховьям р. Яглу-дара. Между указанными складками располагается синклиналь, в пределах которой сохранились останцы кровли и сопровождающие их основные разности интрузии. Ось этой складки прослеживается от вершины г. Каладаш по направлению к с. Личк. Вторая параллельная ей синклиналь располагается несколько юго-западнее, прослеживаясь от с. Вартанадзор к с. Тей.

Складчатые комплексы первого и второго структурного ярусов прорваны крупными интрузиями (Ордубадо-Мегринский массив, интрузии бассейна р. Гехи, северного склона Баргушатского хребта). Наблюдения, проведенные в районах развития интрузивных пород, показывают, что после внедрения интрузии и до их окончательного застывания еще продолжало действовать ориентирующее горообразовательное давление и связанные с ним движения. В этом отношении интересные данные приводятся А. Л. Додиним. В гранитном массиве у истоков р. Гехи, вблизи озера Казан-гель указанным исследователем наблюдался, наряду с широкоразвитой сланцеватостью, изгиб плоскостей отдельности с образованием складок. Вертикальные плоскости отдельностей и рассланцевания северо-западного простирания переходят в пологие, отчетливо пластовые отдельности с падением на северо-восток под углом от 25° — 30° до горизонтального. Аналогичные деформации нами были установлены в массиве порфиroidных гранитов и гранодиоритов в верховьях р. Мегри. Здесь интрузивные породы расслоены крутопадающими трещинами в направлении, совпадающем с направлением общей складчатости, и изгибаются вдоль этих трещин.

Над породами второго структурного яруса в крайней северо-западной части района располагается трансгрессивно с резко выраженным угловым несогласием, мощная вулканогенно-обломочная толща, возраст которой одними исследователями определяется как олигоценовый, другими, как плиоценовый. Породы, слагающие указываемую толщу, весьма слабо дислоцированы, на значительных площадях залегают почти горизонтально. Преобладающее простирание пород северо-восточное, падение северо-западное под углами 10 — 15° . В районе вершины с. Сальвард грубообломочные туфобрекчии верхов указываемой толщи слагают широкую синклиналь северо-западного простирания. В целом вулканогенно-обломочные породы северо-западной части района слагают юго-западное крыло широкой пологой синклинальной складки, ось которой проходит в районе Биченагского перевала.

Самостоятельный, резко отличный от предыдущих комплекс пород образует глинисто-диатомитовая толща и перекрывающие ее андезито-базальтовые лавы. Указанная толща отчетливо ингрессивная, залегает на размытой поверхности пород нижнего и среднего эоцена; на подавляющей площади своего развития она залегает горизонтально. Наблюдаемые на отдельных участках нарушения в залегании слоев, местами весьма значительные, принятые некоторыми исследователями за складчатые деформации, вызваны оползневыми процессами.

На юге, в бассейне р. Мегри указываемой толще соответствуют по возрасту угленосные отложения, залегающие на размытой поверхности интрузии, и сохранившиеся от размыва на отдельных небольших участках. Наблюдаемое нарушение в залегании слоев в основании указываемой толщи вызвано, по всей вероятности, вертикальными смещениями по трещинам разрыва. Ко времени образования глинисто-диатомитовой толщи и соответствующих ей по возрасту отложений складчатые структуры района, несомненно, уже были сформированы.

Исключительную роль в создании современного сложного геологического строения района играли дизъюнктивные нарушения. В пределах района отмечен ряд крупных разломов надвигового и сбросового характера, имеющих северо-западное простирание, согласное с господствующим направлением складчатости, а также сопряженные с ними разломы северо-восточного и широтного направлений. К крупным региональным нарушениям такого рода относится Хуступ-Гирратахский разлом, прослеживающийся непрерывно на протяжении около 90 км от реки Аракс в северо-западном направлении к реке Воротан. Юго-восточнее с. Сисиан разлом этот уходит под андезито-базальтовые лавы Учтапалярского и Сисианского плато. Зона разлома отчетливо фиксируется по долине р. Шишкерт, по западному склону Хуступского хребта, далее по долинам рек Гирратах и Воротан. Всюду плоскость разлома падает круто на запад; по нему породы нижнего палеозоя надвинуты на восток на вулканогенную толщу верхней юры Кафанского района. У надвигового шва метаморфические сланцы, и прослаивающие их пачки известняков сложены в крутые сильно сжатые и опрокинутые на восток складки. Породы несут на себе следы давленности, особенно хорошо фиксируемые в известняках. Последние тонко рассланцованы, плейчатые и перекристаллизованы. В зоне нарушения расположено значительное количество даек и линзовидных мелких интрузий, вытянутых в северо-западном направлении. Близ с. Верхний Гирратах в надвиговой зоне имеется выход минерального источника с значительным дебитом.

Указываемый разлом является границей между двумя различными по строению геотектоническими зонами, отделяет в пределах Зангезура Мегри-Сисианский район от Кафанского. По характеру этот разлом такой же, что и расположенный северо-восточнее Муровдагский (Севанский) надвиг. Отличие сводится лишь к тому, что зона последнего падает на северо-восток и юрские породы по нему надвинуты на эоценовые и меловые отложения складчатой зоны Армении.

Второй крупный разлом того же северо-западного направления проходит несколько западнее вышеописанного. Прослеживается он почти непрерывно от верховьев р. Ачели на северо-запад к сс. Кирс и Кюрют. По указанному разлому, падающему также круто на запад, вулканогенная толща эоцена контактирует с интенсивно дислоцированными отложениями верхнего девона. К зоне разлома приурочена крупная дайкообразная интрузия диоритов и габбро-диоритов (Ахсакальский интрузив), вытянутая в северо-западном направлении. Вдоль зоны разлома здесь также отмечаются многочисленные более мелкие дайки интрузивных пород, а также выходы минеральных источников (источник у с. Кюрют).

Третье крупное нарушение северо-западного направления протягивается в западной части района, прослеживаясь непрерывно более чем на 25 км. В пределах Ордубадо-Мегринского плутона разлом на значительном протяжении проходит между интрузиями монцонитов и порфировидных гранитов. Последние в полосе, примыкающей к разлому, обладают тонкоплитчатой отдельностью, на отдельных же участках разнессованностью, ориентированными параллельно разлому. По мере удаления от последнего вглубь массива, развита обычная для этой интрузии параллелепипедальная отдельность. Зона разлома падает на северо-восток под углом 45—60° и наиболее отчетливо фиксируется в районе Каджаранского медно-молибденового месторождения в обнажениях по рр. Мякан, Хиаридзор, Вохчи, Давачи, сопровождаясь рассланцованностью пород, их перемятостью и раздроблением до состояния милонитов. При этом явления интенсивного раздробления ограничиваются сравнительно узкой полосой в 5—10 м, непосредственно примыкающей к плоскости разлома. Рассланцованность и перемятость прослеживаются, по наблюдениям К. Лягина, на расстоянии десятков метров в обе стороны от разлома. К северо-западу от Каджаранского месторождения разлом отчетливо прослеживается по долине р. Давачи (левый приток р. Вохчи) к северо-восточным склонам г. Ахмечит и далее к гребню Зангезурского хребта. К югу от Каджаранского месторождения он протягивается по долине реки Сахар и через Таштунский (Дебаклинский) перевал переходит в бассейн р. Мегри. Здесь на некотором расстоянии зона нарушения прослеживается еще между монцонитовой и гранитовой интрузиями, южнее же в районе с. Личк, Джиндаринского и Алагюнейского месторождений, она целиком располагается в пределах последней.

Южнее на продолжении описываемого нарушения располагается Агаракский разлом, протягивающийся западнее Агаракского медно-молибденового месторождения в том же северо-северо-западном направлении и также падающий на северо-восток. Вдоль Таштунского разлома на отдельных участках отмечаются многочисленные выходы углекисло-железистых минеральных источников (источники в районе сс. Личк, Таштун, по ущельям рр. Мякан, Давачи), а в отдельных местах (верховья ручья Шор-джри-дзор) мощные скопления железисто-известковых травертинов—отложений циркулировавших здесь минеральных источников. В разведочных выработках, заданных в зоне разлома, отмечались обильные выходы углекислого газа, затруднявшего их проходку. О характере

описываемого нарушения можно судить по следующим данным. Поро- ды монцонитовой интрузии, широко развитые к востоку от разлома и яв- ляющиеся кровлей для интрузии порфиroidных гранитов и гранодио- ритов, встречаются в виде останцев среди последних на больших отно- сительных высотах; выходы их отмечены в верховьях рек Мегри, Яглу и по гребню Зангезурского хребта. Плоскость разлома, как указывалось, падает на северо-восток под углом 45—60°, при этом порфиroidные гра- ниты располагаются в лежачем, а породы монцонитовой интрузии—в ви- сячем боку разлома. Вдоль разлома наблюдается резкое уступообразное повышение рельефа к западу, к области развития порфиroidных грани- тов и гранодиоритов. Приведенные данные позволяют отнести описывае- мый разлом к нарушениям сбросового характера. Опущены вдоль зоны нарушения породы монцонитовой интрузии, расположенные к востоку от разлома и вмещающие их вулканогенные образования нижнего эоцена.

Территориальная приуроченность большого количества месторожде- ний к указываемому разлому дает основание считать его структурой, контролировавшей распределение оруденения. Однако повторные по- струдные тектонические движения вызвали новое смещение вдоль раз- лома, что четко устанавливается по срезанию им рудовмещающих струк- тур, рудных жил, рудоносных зон и расположенных в пределах последних даек порфиroidов, игравших значительную роль в процессах рудоотложения.

Ряд крупных нарушений северо-западного простирания отмечается и в северной части района в бассейнах рр. Сисиан, Айри и Шенатаг. К числу их относится Кызкоштинский разлом, отчетливо прослеживающий- ся по долине р. Кызкошты. Вдоль него породы раздроблены, на значи- тельных участках интенсивно изменены гидротермальными растворами. В зоне нарушения по долине р. Кызкошты отмечаются многочисленные выходы минеральных источников.

Зона интенсивно гидротермально измененных пород, наблюдаемая в верховьях р. Сисиан, также приурочена, по всей вероятности, к круп- ной зоне нарушения северо-западного простирания. Указываемая зона прослеживается по правобережью р. Сисиан от с. Аравус к верховьям р. Сисиан и на отдельных участках несет реалгар-аурипигментовое ору- денение.

На наличие в пределах описываемого района других нарушений северо-западного направления указывает, по мнению А. Л. Додина, «со- вершенно прямолинейное северо-западное течение ряда ручьев, а так- же преимущественно северо-западное простирание кварцево-порфиroid- ных даек в районе». С этим положением нельзя не согласиться, так как при тех больших перемещениях, которые происходили по указывавшим- ся выше крупным разломам, в движущихся блоках, несомненно, должны были развиваться многочисленные новые трещины разрыва.

С нарушениями северо-западного направления сопряжены, частью же образовались несколько позже, нарушения северо-восточного и близ- широтного простирания. Прослеживаются они по простиранию сравни- тельно на меньшие расстояния (десятки, сотни метров). Указанные

структуры во многих случаях являются рудовмещающими. К ним же приурочены обычно дайки порфиров. Они отчетливо выявляются в пределах рудных полей медно-молибденовых месторождений (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара и др.), располагаясь под различными углами к основным крупным северо-западным нарушениям. Возраст последних, а также сопряженных с ними структур северо-восточного простирания, определяется как верхнеэоценовый в связи с тем, что северо-западнее описываемой области аналогичные нарушения, как указывалось, перекрываются отложениями олигоцена.

Б. КАФАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

1. ГРАНИЦЫ РАЙОНА

Кафанский рудный район расположен в восточной части Зангезурской рудной области. С запада он отграничен от Мегри-Сисианского района Хуступ-Гиратахским разломом. Северная граница его проходит по левобережью р. Воротан. Здесь вулканогенно-осадочные отложения юры уходят под толщу туфобрекчий (Герюсинская толща) и покрывающих последние андезито-базальтовых лав Учтапалярского плато. Отдельными небольшими окнами юрские отложения выходят из-под туфобрекчий в долине р. Горис у с. Караундж, а также северо-восточнее гор. Горис. Северо-восточная и восточная границы зоны прослеживаются далее по левобережью р. Воротан, где юрские и налегающие на них меловые и палеогеновые отложения также уходят под трансгрессивно перекрывающие их туфобрекчи герюсинской толщи. Южная граница зоны проходит по реке Аракс. В пределах указанных границ зона охватывает крайнюю юго-восточную часть Армении (части Кафанского и Герюсинского административных районов) и прилегающие к ней с востока районы Азербайджанской ССР.

2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

В отличие от Мегри-Сисианского района Кафанский обладает более мягкими формами рельефа. Относительно невысокие горные хребты, не превышающие абсолютных отметок 2000 м, прорезаны здесь широкими выработанными долинами. Система гребней и хребтов имеет в общем неправильное расположение. В восточной и южной частях зоны предгорья имеют характер типичных бедландов, представляя систему возвышенностей, расчлененных на ряд изолированных холмов и гребней, разделенных глубокими, большей частью безводными оврагами. Резко отличный характер рельефа имеет западная часть района. Здесь проходит высокий Хуступ-Чимянский хребет, с крутыми обрывистыми склонами и отметками отдельных вершин, превышающими 3200 м (гг. Хуступ, Чимян). Высота обрывов на г. Хуступ превышает 0,5 км. Переход от Хуступ-Чимянского хребта к восточной части зоны резкий.

Как и в Мегри-Сисианском районе формы рельефа в значительной степени обусловлены литологическим составом пород и слагаемыми ими тектоническими структурами. Преобладающие в составе юрской вулканогенно-осадочной толщи туфобрекчии и туфоконгломераты относительно легко поддаются процессам разрушения, образуя сглаженные формы рельефа. Прослаивающие вулканогенную толщу пачки и линзы относительно плотных кремне-известняков образуют часто обрывы высотой до 50 и более метров, прослеживающиеся нередко на значительные протяжения в виде карниза по гребням возвышенностей. Обрывы подобных известняков имеются к северо-западу и к северу от Кафана на водораздельном гребне между бассейнами рек Эджанан и Кашуни (Чай-зами). Подобные же обрывы образуются нижнемеловыми известняками, прослеживающимися непрерывно к востоку от г. Кафан, от с. Зейва на юг к вершине г. Сусан-даг.

Высокогорность западной части района в значительной мере обусловлена чрезвычайно плотным составом порфиристов, верхней юры, слагающих Хуступ-Чимянский хребет, а также, по всей вероятности, тектоническими нарушениями сбросового характера, недостаточно четко фиксируемыми из-за однообразности состава и условий залегания пород. Указанными нарушениями, видимо, и вызвано резкое различие в рельефе при переходе от западной к восточной части зоны.

Сравнительно незначительное развитие интрузий и вызванных ими контактово-измененных ороговикованных пород, относительно слабая дислоцированность слагающих район вулканогенно-осадочных пород юры и мела, легко поддающихся процессам разрушения, обусловили в общей сложности более мягкие формы рельефа Кафанского района, резко отличающие его тем самым от Мегри-Сисианского района. Как и в пределах последнего, в Кафанском районе имели место в течение четвертичного времени неоднократные поднятия, быть может, менее интенсивные, чем в Мегри-Сисианском районе, но достаточно четко выраженные. По склонам долины на различных уровнях сохранились остатки древних террас, отражающие различные стадии четвертичной истории области. Наиболее полно представлена верхняя 180 м (наиболее древняя) терраса, образующая широкую наклонную равнину, к востоку от описываемой площади в бассейне р. Акера. На отдельных участках в долинах рр. Вохчи, Эджанан, Кашуни сохранились обрывки более низких террас (10—15, 30—35, 50—60, 100—120 и 140 м). Террасы сложены галечниками, обычно слабо сцементированными и содержащими на разных горизонтах линзы песков и глин.

Возобновление циклов эрозии, совпадающее с началом поднятий области и приводившее к образованию террас, сопровождалось излиянием андезито-базальтовых лав. Излияние лав происходило по трещинам, образовавшимся при указанных сводообразных поднятиях, потоки же их располагаются на соответствующих террасах. Хорошо выраженный поток андезито-базальтовых лав, располагающихся на нижней террасе, отмечен по долине р. Эджанан.

В северной и крайней северо-восточной части зоны развиты своеобразные формы рельефа, возникшие в результате вулканической деятельности нижнечетвертичного времени и накопления вулканогенного материала. Площадь междуречья бассейнов рек Воротан и Акера покрыта мощным плащом туфобрекчий, под которыми погребен древний рельеф. В связи с почти горизонтальным залеганием туфобрекчий, они образуют обширные слабо наклоненные плато (Герюсинское плато), пропиленные в отдельных местах глубокими каньонами (каньоны рр. Воротан, Горис и др.). В пределах последних нередко вскрывается подошва туфобрекчий и удается наблюдать их взаимоотношение с более древними породами. На склонах долин в результате выветривания в туфобрекчиях образуются своеобразные формы рельефа — многочисленные расположенные близко друг от друга пирамиды, с сохранившимися на отдельных из них глыбами андезито-базальтов, которым обязаны своим происхождением эти пирамиды. Высота пирамид достигает значительных размеров (до 20 и более метров).

В северо-западной части зоны, между реками Воротан и Горис на туфобрекчиях располагаются потоки андезито-базальтовых лав, образовавшихся в результате вулканической деятельности верхнетретичного времени. Андезито-базальтовые лавы залили неровности древнего рельефа, образовав обширное Учтапалярское вулканическое плато с пологим волнистым рельефом. На плато резко выделяются хорошо сохранившиеся центры излияний — вулканические шлаковые конусы.

К северо-востоку от Учтапалярского плато располагается массив горы Ишихлы, сложенный вулканогенными породами: андезито-дацитами, дацитами и др. лавами. Массив этот имеет эрозионное происхождение, несет на себе следы оледенения, остатки древних речных террас и резко выделяется на фоне Учтапалярского и Герюсинского плато. Вдоль левобережья реки Воротан располагается Сисианское вулканическое плато, сложенное четвертичными андезито-базальтовыми лавами. На сглаженных местами бугристой поверхности его рассеяны многочисленные вулканические шлаковые конусы. В пределы описываемой области входит лишь крайняя южная часть этого плато.

Таким образом, в пределах Кафанского района выделяются различные генетические типы рельефа: скульптурно-тектонические, горно-эрозионные, вулканические и аккумулятивные. На массиве г. Ишихлы сохранились и гляциальные формы рельефа. Преобладают структурно-тектонические, горно-эрозионные формы рельефа. Однако в отличие от Мегри-Сисианского района на значительных площадях происходит и аккумуляция продуктов разрушения. Помимо Герюсинского плато, образование которого за счет мощного накопления туфобрекчий произошло в верхнеплиоценовое время, аккумуляция осадков происходит в долинах рек Вохчи, Эджанан и Кошунни, а также на отдельных участках в понижениях рельефа.

Склоны гор в пределах Кафанской зоны покрыты обычно делювиальным покровом и почвенным слоем и на значительных площадях заросли густым лесом.

3. ПОРОДЫ РАЙОНА И ИХ СТРАТИГРАФИЯ

а) ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Наиболее древними образованиями, обнажающимися в пределах Кафанского рудного района, являются вулканогенные породы нижней (?), средней юры, слагающие ядро Кафанской брахиантиклинали. Подстилающие их более древние отложения нигде в пределах описываемого района не вскрываются. О характере их можно высказаться лишь предположительно. По нашему мнению, обосновываемому ниже, Кафанский рудный район располагается в пределах Сомхетско-Кировобадской геотектонической зоны, будучи смещен, по отношению к общему простиранию зоны, к западу. В связи с тем, что всюду в пределах указываемой зоны, где вскрыто основание юрских отложений, подстилающими их образованиями неизменно являются интенсивно дислоцированные метаморфические породы нижнего палеозоя и докембрия (Храмский, Локский, Шамхорский массивы), есть основание предполагать, что указываемый древний метаморфический комплекс подстилает юрские образования и в пределах Кафанской зоны.

Ю Р А

Юрские отложения широко развиты в пределах Кафанской зоны. Представлены они в обычной для Восточного Закавказья вулканогенной фации: потоки и покровы порфиритов, их туфы, туфобрекчии, с подчиненными пачками и линзами известняков и туфопесчаников. Фаунистически доказано присутствие в районе средне- и верхнеюрских отложений.

Нижняя (?), средняя юра. Наиболее древними породами Кафанской зоны является толща порфиритов, их туфов и туфобрекчий, обнажающаяся в ядре крупной брахиантиклинальной складки. Преобладающими в составе толщи являются порфириты. В основании видимого разреза толщи они представлены массивными и миндалевидными разностями, сменяющимися выше по разрезу брекчиевидными. Макроскопически это темные с синеватым или зеленоватым оттенком мелкозернистые, иногда плотные афанитового типа, обычно эпидотизированные породы. Под микроскопом они имеют порфиловую структуру. Основная масса, гиалопилитовая или интерсергальная, состоит из мелких лейст плагиоклаза и стекла. Вторичные изменения привели к развитию значительного количества хлорита, эпидота, карбоната и пелита. Вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом, большей частью серицитизированным, в свежем виде определяемым как андезин и лабрадор. Редко встречаются вкрапленники пироксена, представленного зернами авгита, почти целиком замещенного хлоритом и эпидотом.

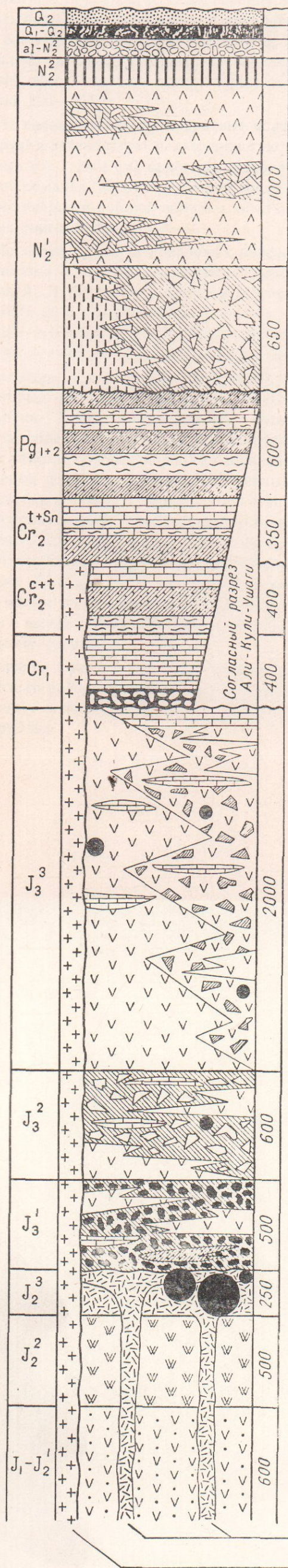
Развитые в верхних горизонтах толщи брекчиевидные порфириты состоят из остроугольных обломков порфиритов разных размеров, сцементированных лавой того же, что и обломки, состава. Порфириты развиты, главным образом, по левобережью р. Вохчи между сс. Арчадзор, Шагарджик и г. Кафан. На правобережье развиты фациально замещаю-

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
АН АРМЯНСКОЙ ССР

Составил С.С. МКРТЧЯН

ЕРЕВАН-1953



Аллювий, делювий, пролювий и др.

Четвертичные лавы: андезито-базальты и базальты.

Галечники высоких террас.

Лавы Зангезурского (Учтапалярского) плато.

Плиоцен. Вулканогенная толща массива горы Ишхансар (Ишихлы).

Миоцен (?) - плиоцен. Горисская (Герусинская) вулканогенная обломочная толща: сцементированные туфобрекчии.

Сисианская глинисто-диатомовая толща.

Палеоцен + эоцен. Песчано-мергельная и глинисто-гипсоносная толща.

Верхний турон + сенон. Известняки, мергели, песчаники.

Сеноман + нижний турон. Известняки, мергели, песчаники с линзами вулканогенных пород.

Нижний мел (баррем - апт). Известняки, мергели, песчаники, конгломераты.

Верхняя юра (кимеридж - титон).

Хуступ-Чимянская вулканогенная толща: порфириты с подчиненными прослоями туфобрекчии и линзами известняков.

Вулканогенно-осадочная толща левобережья р. Халадж: порфириты, туфы, туфобрекчии с линзами и пачками известняков.

3 - Шикахохское медное месторождение

Верхняя юра. Толща туфобрекчии с порфиритами и линзами известняков.

Верхняя юра. Толща туфоконгломератов с потоками порфиритов, слоями туфобрекчии, туфопесчаников и известняков.

Средняя юра. Кварцевые порфириты, их туфы и туфобрекчии (Барабатумская серия)

1 - Кафанское медноколчеданное м-ние. 2 - Шаумянское полиметаллическое м-ние.

Средняя юра. Эпидотизированные порфириты, их туфы и туфобрекчии.

Нижняя (?), средняя юра. Брекчиевидные, плагиоклазовые порфириты с подчиненными прослоями туфов и туфобрекчии.

Интрузии альбитофиров и кварцевых порфиров

Верхнемеловые интрузии гранитоидов

щие их туфобрекчии, порфириты же обнажаются лишь в основании склона, прослеживаясь узкой полосой вдоль р. Вохчи от Галидзорского ущелья до г. Кафан. Видимая мощность толщи не менее 500 м. В районе г. Кафан порфириты каолинизированы, заохрены, местами интенсивно пиритизированы.

Описываемая толща порфиритов перекрывается без заметного углового несогласия свитой кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий, развитых, в основном, на левобережье р. Вохчи, на северо-восточном крыле упомянутой брахиантиклинальной складки, где они слагают рудное поле Кафанского месторождения. Протягивается эта свита от рудника им. Шаумяна в северо-западном направлении к сс. Каварт и Норашеник. Небольшой участок кварцевых порфиров констатирован и на правобережье р. Вохчи у с. Ахкенд. Здесь указываемая свита периклинально замыкается и погружается под туфоконгломераты основания верхней юры. Мощность свиты кварцевых порфиритов, их туфов и туфобрекчий 200—250 м.

По внешнему облику кварцевые порфиры представляют собой темно-серую и зеленоватую мелкозернистую породу, в которой выделяются крупные (от 1 до 4 см) кристаллы кварца и реже столбчатые кристаллы роговой обманки. Под микроскопом среди микролитовой основной массы, помимо кварца и роговой обманки, отмечаются вкрапленники плагиоклаза (андезин-лабрадора).

По возрасту свита кварцевых порфиров и подстилающих их плагиоклазовых и авгит-плагиоклазовых порфиритов относилась В. Г. Грушевым, А. Л. Додиним и другими исследователями, на основании сопоставления их с аналогичными по составу, фаунистически охарактеризованными породами других районов Закавказья, к нижней юре. А. Т. Асланяном в сланцах и туфопесчаниках, прослаивающих толщу кварцевых порфиров, у с. Арфик была обнаружена фауна аммонитов, среди которых им были определены *Phylloceras* (*Holcophylloceras*) *mediterraneum* Neum, *Phylloceras* sp., *Lytoceras* sp., и *Perisphinctes* sp., и таким образом установлен верхнебайосский возраст толщи.

С подстилающими породами нижней порфиритовой толщи толща кварцевых порфиров связана постепенными переходами. Местами (левые притоки р. Каварт) наблюдаются отчетливые фациальные их переходы и по простиранию. Описываемый комплекс вулканогенных пород представляет собой непрерывную серию, образовавшуюся в результате интенсивной, временами затухавшей (накопление обломочных пород), вулканической деятельности в среднеюрское время. Характерно, что кислотность магмы со временем увеличивалась. Излияние лав, возможно, началось с нижней юры и нижние части видимого разреза относятся к указываемому времени.

Верхняя юра. Верхнеюрские отложения широко развиты в пределах Кафанского района. Слагают они оба крыла брахиантиклинальной складки и ввиду пологого их залегания занимают преобладающую часть площади района.

Представлена верхняя юра преимущественно в вулканогенной фации: порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. В верхних частях толщи широкое развитие получают карбонатные породы, залегающие в виде отдельных пачек и линз на различных горизонтах среди вулканогенных пород.

На подстилающих породах средней юры верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща залегает трансгрессивно с незначительным угловым несогласием. В основании толщи находится мощная свита туфоконгломератов, состоящих из различной величины хорошо окатанных галек подстилающих пород: кварцевых и авгит плагиоклазовых порфиритов, туфопесчаников, сцементированных грубозернистым туфовым материалом. Размер галек колеблется от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. На отдельных участках среди туфоконгломератов констатированы линзы рифовых известняков, туфопесчаников, туфобрекчий, нередко порфиритов. Известняки в пределах указываемой свиты отмечены у с. Тортни. Мощность свиты туфоконгломератов достигает до 250 м.

Над туфоконгломератами, отчасти замещая их фациально и по простирацию, залегает мощная свита туфобрекчий, состоящая из крупных обломков порфиритов в грубозернистом туфовом цементе. Подчиненное значение в этой толще имеют порфириты и туфоконгломераты.

Среди туфобрекчий на отдельных участках встречаются также линзы и пачки туфопесчаников и известняков. Последние отмечены в районе с. Гюткюм, на склонах г. Хан-юрт в Галидзорском ущелье. Это серые, розовато-серые, грубозернистые, толстослоистые, местами массивные породы, часто содержащие примесь туфового материала. В известняках района с. Гюткюм и Галидзорского ущелья Г. Т. Тер-Месропяном была обнаружена многочисленная, но, к сожалению, плохой сохранности фауна, среди которой оказались и белемниты. Среди указанной фауны К. Ш. Нуцубидзе были определены *Rhynchonella* cf. *alagirica* Uhl., *Rhynchonella* sp. (ex gr. *arolica* Opp. et Waagen), *Terebratulula* aff. *dorsoplicata* E. Dösl. и *Aulacothyris* aff. *pala* d'Orb.

Стратиграфически выше над туфобрекчиями на юго-западном крыле антиклинали залегает мощная (свыше 1 км) толща порфиритов и частью их туфов и туфобрекчий, слагающих высокий скалистый Хуступ-Чимянский хребет. Порфириты дают ряд переходных разновидностей от кислых олигоклазовых до более основных лабрадоровых и авгитлабрадоровых. В верхних частях этой толщи развиты весьма характерные фиолетовые мелкозернистые кислые порфириты с вкрапленниками полевого шпата белого или красноватого цвета. Породы очень плотные, но трещиноватые. В нижних частях толщи залегают более основные разновидности, представленные зеленовато-серыми афировыми, диабазовыми лабрадоровыми порфиритами. «Фиолетовые» порфириты показывают под микроскопом порфиновую структуру; основная масса гиалопилитовая или интерсертальная. Состоит из тонких игольчатых лейст кислого плагиоклаза, ортоклаза (?), редких кристалликов пироксена и пирита. Вкрапленники представлены крупными, полисинтетически сдвойникованными кристаллами олигоклаза и реже пироксена (диопсид), в обычных кристал-

лах, реже в простых двойниках. Порода нередко сильно изменена (карбонатизирована, эпидотизирована, хлоритизирована, серицитизирована); частые миндалины неправильной формы выполнены кварцем, хлоритом, роговой обманкой, эпидотом.

Слагающие нижнюю часть описываемой вулканогенной толщи зеленовато-серые, более основные порфириды связаны с вышеописанными более кислыми промежуточными разностями. Под микроскопом они также имеют порфировую структуру, основная масса пилотакситовая (лейсты плагиоклаза и роговой обманки, стекло). Вкрапленники представлены удлиненными кристалликами лабрадора и редкими кубиками рудного минерала. Здесь также наблюдается много вторичных продуктов: эпидот, карбонаты, хлорит, лимонит и др. изредка в миндалинах встречается мелкозернистый кварц. Порода раскалывается неправильными, не резко отграниченными жилками, заполненными мелкими зернышками эпидота. В авгит—лабрадоровых порфиридах вкрапленники представлены лабрадором и авгитом (в меньшем количестве); основная масса состоит из плагиоклаза, пироксена и стекла.

Фиолетовым и зеленовато-серым порфиридам подчинены прослои туфов, туфобрекчий, отдельные линзы и тупо выклинивающиеся тела рифовых известняков. Последние более широко развиты в северной части в разрезе Чимянского хребта.

Описываемая порфиритовая толща имеет широкое развитие в южной части зоны, распространяясь до р. Аракс и далее, переходя на правый берег ее в Иран. В верховьях р. Эджанан (Халадж) на северо-западном погружении Кафанской антиклинали К. Н. Паффенгольцем был установлен отчетливый фациальный переход Хуступ-Чимянской порфиритовой толщи в комплекс вулканогенно-осадочных пород, слагающих обширную водораздельную площадь между бассейнами рек Вохчи и Воротан. Такой же фациальный переход между этими толщами отмечается и у юго-западного периклинального замыкания указанной складки. Преобладающей породой в вулканогенно-осадочной толще левобережья р. Вохчи, по В. Г. Грушевому, являются туфобрекчии и отчасти туфоконгломераты, состоящие из обломков неправильной формы или слабоокатанных порфиритов, сцементированных грубозернистым туфовым материалом. Последний легко разрушается, в связи с чем гальки выступают на выветрелых поверхностях. Подчиненное значение в составе толщи играют зеленовато-серые порфириды, имеющие небольшую мощность. Широко развиты в пределах описываемой толщи мощные (до 150—200 м) пачки и линзы известняков, залегающие на разных стратиграфических горизонтах. Известняки эти слагают вершины водораздельного хребта между бассейнами рек Кашуни (Чай-зами) и Халадж (вершины Кюки, Тапасар-даг и др.), а также развиты севернее по правобережью р. Воротан. Большинство предыдущих исследователей все указанные известняки объединялись в один стратиграфический горизонт и относились по возрасту к титону. При этом считалось, что на подлежащих породах, которые относились к средней юре, известняки залегают трансгрессивно и даже с угловым несогласием.

Детальными исследованиями, проведенными К. Н. Паффенгольцем и нами установлено, что известняки не образуют выдержанного горизонта, выклиниваются на незначительных расстояниях и располагаются, как указывалось, на разных стратиграфических уровнях внутри вулканогенно-обломочной толщи от основания ее и до верхов. Этим и объясняется, что фауна, собранная отдельными исследователями из известняков, расположенных на различных горизонтах, значительно отличается друг от друга, отвечая по времени оксфорду, киммериджу и титону.

В песчаниках, прослаивающих туфоконгломераты основания верхнеюрской толщи у с. Каварт, Цулукидзе, Архиповым и Халатовым [99] была обнаружена обильная фауна верхнего оксфорда, среди которой были определены: *Cylindrophyma milleporacea* Goldf., *Melonella radiata* Quenst., *Tremadictyon reticulatum* Goldf., *Craticularia clathrata* Gf., *C. cancellata* Gf., *Verrucocoelia verrucosa* Goldf., *Eudea perforata* Quenst., *Eusiphonella bronni* Münster., *Rhabdophyllia* sp., *Calamophyllia* sp., *Cerocrinus* (?) sp., *Apiocrinus* cf. *annulatus* Quenst. *Millericrinus* sp. *Pentacrinus* cf. *astralis* Quenst.

Ф. Освальд [73], приводящий список указанных форм, относит их к киммериджу.

В известняках, прослаивающих туфоконгломераты у с. Дортни, Л. К. Конюшевским была встречена следующая фауна: *Terebratula zietenii* Log., *Ter. semisella* Etall.—Douv., *Ter.* cf. *gregaria* Suess., *Ter.* sp., *Rhynchonella lacunosa* var. *sparsicosta* Quenst. *Rh. caucasica* Uhl., *Rh.* cf. *plicatissima*, *Rh.* sp., *Waldheimia* sp., *Encrinus* sp., *Pecten* sp., *Naoloceras* sp., также определяющая верхнеоксфордский возраст вмещающей толщи.

Песчаные конгломератовидные известняки, залегающие над туфоконгломератами к северо-востоку от р. Вохчи, по Г. Цулукидзе [99] заключают фауну *Diceras esheri* de lor. и *Diceras suprajurensis* Thurman лужитанского кораллового яруса.

В известняках, обнажающихся к северу от с. Севкар, Г. Цулукидзе была встречена фауна киммериджа *Rhynchonella inconstans* Sow., *Terebratula subsella* Leym., *Zeilleria pentagonalis* Br., (по исправленному списку, приводимому Ф. Освальдом [73]). Залегающие стратиграфически выше пачки известняков (г. Тапасар, Кяки-даг) содержат уже фауну титона. Большой список форм отсюда, характерных для титона, приведен в работах Г. Абиха (1, 2) и Г. Цулукидзе (99).

Разрез верхнеюрских отложений на горе Тапасар-даг представляется, по В. П. Ренгартену, в следующем виде:

1. Пачка известняков и мергелей. Известняки серые псевдоолитовые с редкими кристалликами полевых шпатов. Псевдоиды мало округленные; это облегченный корочками плотного кальцита детритус-обломки *Pelecypoda*, *Echinodermata*, *Nodosariidae*, *Textulariidae*, *Miliolidae* etc.

Мергелистые горизонты более богаты обломочным материалом вулканогенного происхождения; в них собраны: *Natica* sp. ind., *Aptyxis* sp. ind., *Nucula* sp., *Astarte* sp., *Calpionella*, *Textulariidae*, *Miliolidae* etc.

Общая мощность пачки — 19 м

2. Туфогенные известковистые песчаники. Мощность — 12 м.

3. Массивные серые и красноватые известняки с выделениями кальцита и скоплениями фауны, среди которой В. Ф. Пчелинцевым определены: *Polyptyxis jalpachensis* Pcel., *Diptyxis conoidea* Peters, *Phaneroptyxis staszycii* Zeuschn., *Ph. obtusiceps* Zittel, *Ph. austriaca* Zitt., *Ph. kokkozensis* Vogdt, *Diceras* sp. etc. Мощность 10 м.

4. Пачка серых, зеленоватых и буроватых туфогенных песчаников и слабо сцементированных конгломератов из сильно выветрелых галек порфиритов и их туфов. Мощность — 20 м.

5. Массивные серые известняки. Мощность — 5 м. Налгающую на известняки вулканогенно-осадочную толщу, слагающую вершину г. Тапасар В. П. Ренгартен склонен относить к нижнему мелу (валанжин-готерив), считая ее залегающей трансгрессивно и с угловым несогласием на известняках титона. Такое же мнение было высказано А. Т. Асланяном. Однако детальные исследования, проведенные в этом районе, установили совершенно постепенный переход вулканогенно-осадочных образований, подстилающих известняки в аналогичные образования, налегающие на известняки, на участках, где последние отсутствуют. Известняки Тапасар-дага представляют одну из обычных пачек — линз известняков внутри непрерывной серии вулканогенно-обломочных образований. Учитывая это, а также то, что вулканогенно-обломочная толща вершины г. Тапасар уходит под известняки г. Кяки, в которых еще Г. Дулукидзе была обнаружена верхнеюрская фауна, (*Nerinea bruntrutama* Thurm. и др.), естественно, отнесение указываемой толщи также к титону.

Среди сборов, произведенных В. Г. Грушевым в известняках Тапасар-дага, В. Ф. Пчелинцевым были определены: *Phaneroptyxis staszycii* Zeuschn., *Ph. renevieri* Lor., *Nerinea* cf. *silesiaca* Zitt., *Diozoptyxis affinis* Geim., *Diceras speciosum* Münst. (крупные формы), *Matheronia salevensis* Favre и *Pterocardium wimmisensis* Roll; последние три формы, по заключению В. Ф. Пчелинцева, являются руководящими для нижнего титона.

Среди сборов В. Т. Акопяна из стратиграфически более высоких горизонтов оказались *Itieria rugifera* Zitt. (известняки г. Кяки), *Triptyxis belbekensis* Pcel. (известняки г. Агджигаин) и др., указывающих на верхнетитонский и нижневаланжинский возраст верхов этой толщи.

Из известняков, подчиненных нижней части Хуступ-Чимянской толщи, на правобережье р. Вохчи против с. Ачахлу В. Т. Акопяном была собрана фауна среди которой оказалась характерная титонская форма *Phaneroptyxis obtusiceps* Zitt., а также *Diceras* sp.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что вулканогенно-осадочная толща, развитая между бассейнами рек Вохчи и Воротан и соответствующая ей по времени вулканогенная толща Хуступ-Чимянского хребта, залегающие трансгрессивно на отложениях средней юры, относятся по возрасту к различным ярусам верхней юры от оксфорда до титона включительно, а также к нижнему валанжину. Отложения келло-

вея, равно как и верхов средней юры (батский ярус), отсутствуют. По всей вероятности, в это время имел место перерыв в осадконакоплении, обусловленный предкелловейскими орогеническими движениями.

М Е Л

Отложения мелового времени констатированы на ряде участков описываемого района. Наиболее широко они развиты в восточной части района на правобережье р. Воротан, на северо-восточном крыле Кафанской брахиантиклинали.

На небольших участках меловые отложения сохранились в западной части района, на юго-западном крыле указанной складки. Слагают они здесь вершину г. Хуступ, обнажаются на синклиналиных вершинах Комбах и Карентак (восточный склон Хуступского хребта), а также протягиваются узкой полосой по западному склону Хуступского и Мегри-Гюнейского хребта вдоль Хуступ-Гиратахского надвига.

Сравнительно крупный выход меловых отложений отмечен на левобережье р. Аракс в районе Бартазского поста и ст. Агбент. Здесь отложения эти переходят на правый берег р. Аракс в Иран, где, судя по литературным материалам, получают широкое развитие.

Во всех указанных пунктах меловые отложения представлены преобладающе нормальными морскими осадками: известняками, мергелями, песчаниками, частью же туфогенными породами. Фации отличаются чрезвычайной пестротой, нередко грубообломочным характером, указывающим на относительно неглубоководный островной характер мелового моря.

Детальные работы, проведенные В. П. Ренгартенем в области развития меловых отложений, обработка им собранной А. Н. Соловкиным и нами фауны позволили дробно расчленить эти отложения. Наиболее полно последние развиты на правобережье р. Воротан, а также на небольшом участке на левом берегу реки у с. Али-Кули-Ушаги.

Отложения правобережья р. Воротан были изучены В. П. Ренгартенем по двум разрезам: 1) по ущелью р. Кашуни в районе с. Давидбек (Зейва) и 2) по линии сс. Агарак-Емазлу в 14 км к югу от предыдущего разреза. Данные, полученные при этом, легли в основу стратиграфии меловых отложений описываемой области.

Разрез левобережья р. Воротан у с. Али-Кули-Ушаги был изучен в свое время Г. Абигом и в последующем К. Н. Паффенгольцем (1946—1947 г.)¹, отметившими непрерывный разрез здесь меловых отложений от баррема до датского возраста включительно. Однако непрерывность разреза в указываемом пункте отрицается В. П. Ренгартенем², считающим, что в разрезе отсутствуют отложения апта, альба, сеномана, турона, часть кампана, маастрихта и датского яруса.

Широко развиты в восточной части Кафанского района у сс. Давид-Бек (Зейва), Арцвеник, Агарак и южнее последнего отложения

¹ К. Н. Паффенгольц. К стратиграфии меловых отложений восточной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.

² В. П. Ренгартен. О некоторых меловых рудистах Закавказья. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 164, 1956.

нижнего мела. В этом районе, согласно данным В. Т. Акопяна, устанавливается непрерывное осадконакопление от верхней юры до баррема включительно. Указанным исследователем приводится следующий разрез отложений неокома, развитых в районе с. Агарак:

1. **Верхний валанжин-готерив.** На вулканогенную толщу титона-нижнего валанжина налегает пачка мощностью 4 м тонкослоистых серых известняков и желтоватых мелкозернистых песчаников.

Выше согласно залегает мощная (150 м) свита брекчие-видных массивных толстослоистых мелкозернистых известняков с богатой фауной гастропод и пелеципод. В нижней части свиты встречаются: *Diozoptyxis marcoui* d'Orb., *Dioz. valdensis* Pict. et Camp., *Nerinea renngarteni* Pčel., *Requienia gryphoides* Math., *Monopleura* sp., *protocardia* sp., а в средней и верхней частях — *Cyprina bernensis* Leym. var. *lata* Mordv., *Protocardia* ex gr. *P. imbricata* Leym., *Requienia ammonia* Goldf., *R. gryphoides* Math., *Monopleura sulcata* Math., *M. imbricata* Math., *M. cf. rugosa* Math., *pachytraga kafanensis* Renng., *Natica* sp. (cf. *karakaschi* Pčel.) *Nerinea renngarteni* Pčel., *Panopaea* sp., *Protocardia* sp., *Pecten* sp.

В. П. Ренгартемом и А. Д. Халиловым из этой свиты указываются также *Nerinea archimedi* d'Orb., *Cyprina bernensis* Leym., *Cyp. cf. sedgwicki* Wal., *Gervillia alaeformis* d'Orb., *Exogyra minor* Coq., *Lima cf. carteroniana* d'Orb., *Limatula tombecki* d'Orb., *Sphaera cf. corrugata* Sow., *Cardium cottaldinum* d'Orb., *C. cf. landeronense* Lor., *Trigonia vectiana* Lyc., *Cucculea glabra* Park. var. *fibrosa* Sow.

2. **Баррем.** Свита розовато-серых, местами желтоватых мелко- и среднезернистых песчаных и чистых известняков. В средней части встречается нижнебарремская фауна: *Astieria elegans* Kar., *Barremites compense* Kil., *Latidorsella crassidorsata* Kar., *Protetragonites auctum* Tr., *Belbekella multiformis* Roem. var. *rotundicosta* Jac. et Fall., *Rhynchonella malbosi* Pict. var. *tenuicostata* Noutz., *Rh. malbosi* Pict. var. *basalensis* Mois., *Terebratula moutoniana* d'Orb., *Ter. acuta* Quenst.

Из этой свиты В. П. Ренгартемом указывает верхнебарремскую фауну: *Phylloceras baborense* Coq., *Hemitetragonites cf. crebriusculatus* Uhl., *Costidiscus recticostatus* d'Orb. var. *plana* Kil., *Macroscaphites yvani* Puz., *Silesites seranonis* d'Orb., *Holcodiscus* sp. ex gr. *gastaldi* d'Orb., *Imerites cf. planus* Rouch. и др.

Мощность свиты 120 м

Разрез вышележащих пород по В. П. Ренгартему представлен в следующем виде:

3. **Нижний апт.** а) Переменяющаяся свита серых мергелистых и песчаных известняков с прослоями (0,2—0,5 м) темных туфогенных песчаников и туфоконгломератов. Встречен нижнеаптский *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl.

Мощность — 13 м

б) Оливково-серый детритусовый мергель с *Latidorsella* sp. ind., *Lima moreana* d'Orb., *L. cottaldi* d'Orb., *Rhynchonella* sp., *Bryozoa* sp., *Cidaris cornifera* Agass., *Porifera*, *Orbitolina*.

Мощность — 1 м

в) Свита мергелей с примесью туфогенного материала и прослоями туфогенного песчаника, а также оолитового известняка с обильным органическим детритусом, среди которого различаются обломки Pelecypoda, Bryozoa, Echinodermata и Foraminifera (*Orbitolina*, *Nodosariidae* *Textulariidae*, *Miliolidae*). В мергелях встречаются отпечатки *Ancyloceras* и неопределимых аммонитов.

Мощность — 36 м

г) Свита серых мергелей с редкими прослоями туфогенных известковистых песчаников с *Orbitolina*. В мергелях собраны: *Costidiscus recticostatus* d'Orb. var. *plana* Kil., *Hamulina* (?) sp. ind., *Uhligella* cf. *melchioris* Tietze, *Deshayesites weissi* Neum. et Uhl., *D.* cf. *dechy* Papp., *Procheloniceras amadei* (Ech.) Uhl., *Cheloniceras* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp.

Мощность — 20 м

д) Серые мергели с редкими тонкими прослоями мелкозернистых туфогенных песчаников. Собраны: *Costidiscus recticostatus* d'Orb. var. *plana* Kil., *Hamulina* (?) sp. ind., *Uhligella melchioris* Tietze, *Deshayesites* cf. *dechy* Papp., *Cheloniceras seminodosum* Sinz., *Ammonites* sp. ind.

Мощность — 10 м

4. **Верхний апт. а)** Серые и зеленоватые туфогенные песчаники и микроконгломераты, сильно известковистые, с обломками и галечками (до 2,5 мм) эффузивных пород, зернами кварца (мало) и полевых шпатов, редкие прослои переполнены *Orbitolina* sp.

Мощность — 30 м

б) Грубые туфогенные песчаники и конгломераты из обломков и галек порфиритов. В известковистом цементе много органического детритуса обломков *Pelecypoda*, *Lithothamnium*, *Textulariidae*, *Rotaliidae*, *Miliolidae*, *Heteraster couloni* Agass.

Мощность около — 20 м

в) Буровато-серые полимиктовые известковистые песчаники.

Найдены: *Phylloceras* sp. ind., *Acanthoplites* cf. *aschiltaensis* Anth., *Exogyra* sp. ind., *Terebratula* sp.

Мощность — 5 м

г) Грубые туфоконгломераты с прослоями туфогенных песчаников, образующих мелкую прихотливую складчатость, вследствие подводных оползней.

д) Свита светлых мергелей с прослоями известковистых песчаников и песчаных известняков.

Много мелких фораминифер — *Globigerina*, *Nodosariidae*, *Textulariidae*, *Rotaliidae* etc.

Из макрофауны в двух слоях найдены: *Tetragonites duvali* d'Orb., *Uhligella* cf. *melchioris* Tietze, *Colombiceras crassicostatus* d'Orb., *Acanthoplites* cf. *aschiltaensis* Anth.

Мощность до 140 м

е) Пачка крепких серых мелкозернистых известковистых песчаников с почковатым сложением слоев. Встречаются *Tellina* sp. и *Lima* sp.

Мощность — 5 м

ж) Песчанистые мергели темно-серого цвета, различной крепости, со сгустковым сложением основной массы. Выше залегает толща песчаников верхнего турона.

Мощность — 70 м

5. Верхний турон. На мергелях верхнего апта располагается свита массивных желтовато-серых известковистых песчаников из хорошо окатанной гальки разнообразных пород, среди которых обращают на себя внимание гальки авгитового габбродиорита, порфиринов, известняков и других осадочных пород.

В песчаниках и главным образом в конгломератах собрана обильная фауна: *Haustator Kurdistanensis* Pčel. (sp. n.), *H.* sp. ind., *Gyroides subtenellus* Pčel. (sp. n.), *Barbatia* cf. *geinitzi* Reuss., *Cucullaea* sp., *Glycimeris* sp. ind., *Trigonoarca* sp. ind., *Trigonia aliformis* Park: var. *attenuata* Lyc., *Tr. turcestanensis* Arkh., *Tr.* sp. ind., *Eriphyla striata* Sow., *Unicardium* sp. ind., *Protocardia petersi* Zittel, *Pr.* sp. ind., *Cyprina* sp. ind., *Venus* sp. ind., *Siliqua truncatula* Reuss., *Pholadomya vignesi* Lartet, *Ph.* sp. ind., *Anatina* sp. n., *Pinna* sp., ind., *Lima* (*Mantellum*) cf. *intermedia* d'Orb. *Pecten* sp. ind., *Exogyra* (*Rhynchostreon*) *columba* Lam., *Ex.* (*Ceratostreon*) sp. ex gr. *flabellata* Goldf., *Ex.* sp. ind., *Pycnodonta*, *vesiculosa* Lam., *Anomia* sp. ex gr. *laevigata* Sow.

Осмотренная часть свиты имеет мощность 15 м. Указанная верхнетуронская песчаниковая свита имеет мощность порядка 250 м; в районе с. Емазлу (Восточное) в ней собрана фауна А. Н. Соловкиным и нами, позволяющая, по В. П. Ренгартену, более прочно обосновать ее верхнетуронский возраст. Среди сборов А. Н. Соловкина имеются *Lapeirauseia* sp. n. и *Inoceramus lamarcki* Park. Среди фауны, собранной нами из песчаников у тропы между сс. Агбыз и Емазлу, по определению В. П. Ренгартена и В. Ф. Пчелинцева, оказались следующие формы: *Scaphites* cf. *fritschii* Gross. var. n., *Haustator kurdestanensis* Pčel. (sp. n.), *Haustator* sp. ind. (определения гастропод В. Ф. Пчелинцева), *Trigonoarca quadrans* Renng., *Tr.* sp. ind., *Eriphyla striata* Sow., *Er. lenticularis* Goldf., *Protocardia hillana* Sow., *Pr. petersi* Zitt., *Pr.* sp. ind., *Anatina* sp. n., *Pholadomya vignesi* Lartet, *Inoceramus costellatus* Woods, *Lima fittoni* d'Orb., *Pecten* (*Camptonectes*) *curvatus* Cein., *Neithea quadricostata* Sow., *Exogyra* (*Ceratostreon*) *terterensis* Renng.

Верхнетуронский возраст верхов свиты не вызывает сомнений; но этот вывод нельзя распространять, по В. П. Ренгартену, на всю свиту песчаников. Она начинается конгломератами и залегает трансгрессивно. Однако найденная нами в нижнем горизонте свиты руководящая форма *Inoceramus costellatus* Woods, указывает также на верхнетуронский ее возраст.

Разрез отложений неокома у с. Арцваник, по В. Т. Акопяну, представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. **Верхний валанжин — готерив.** а) На фиолетовых порфиритах титона-нижнего валанжина согласно залегает пачка тонкослоистых серых песчанистых известняков, песчаников и мергелей.

Мощность — 13 м

б) Серые, розоватые известковистые песчаники с *Trigonia longa* Agass.

Мощность — 8 м

в) Серые брекчиевидные оолитовые средне- и тонкослоистые массивные известняки, в которых встречены: *Requienia gryphoides* Math., *Monopleura sulcata* Math., *Cyprina* sp., *Protocardia* sp., *Natica* sp., *Nerinea* sp., *Terebratula acuta* Quenst.

Мощность — 41 м

г) Серые мергелистые тонкослоистые известняки.

Мощность — 7 м

д) Брекчиевидные серые, местами слабо мергелистые известняки с *Requienia gryphoides* Math., *Monopleura* sp., *Nerinea* sp. и *Natica* sp. (крупные формы).

Мощность — 80 м

2. **Баррем.** а) Перемежающаяся пачка брекчиевидных серых и розовато-серых известняков.

Мощность — 36 м

б) Светло-серые и розовато-серые средне- и крупнозернистые известняки. Встречены лишь *Rhynchonella* sp. и *Terebratula* sp.

Мощность — 74 м

в) Пачка розовато-серых тонкослоистых мелкозернистых известняков с кремнистыми стяжениями. Встречается богатая фауна нижнего баррема: *Holcodiscus perezii* d'Orb., *H. geronimae* Herm., *Astieria elegans* Kar., *Pulchellia nicklesi* Hyatt, *P. sauvageaui* Herm., *P. changarnieri* Sayn, *P. compressissima* d'Orb., *P. armenica* Hacob. sp. n. (in litt.), *Barremites falloti* Kil., *B. psilotatus* Uhl., *B. charrieri* d'Orb., *B. compense* Kil., *B. difficile* d'Orb., *B. subdifficil* Kar., *B. cf. parandieriforme* Kil., *B. tenuicinctus* Sar. et Schönd., *Salfeldiella milaschewitschi* Kar., *Phyllopachyceras* sp., *Costidiscus* aff. *binodosus* Kul.—Vor., *Protetragnonites auctum* Tr., *Crioceras* cf. *dissimile* d'Orb., *Crioceras* (*Leptoceras*) *pumilum* Uhl., *Hamulina* cf. *subcincta* Uhl., *Toxoceras* sp., *Belemnites* sp., *Rhynchonella eichwaldi* Kar. var. nov. (Noutz.) juv., *Terebratula moutoniana* d'Orb.

Мощность — 23 м

г) Пачка тонкослоистых серых песчанистых известняков и известковистых песчаников.

Мощность — 4,5 м

д) Тонко- и среднеслоистые розоватые и серые известняки с стяжениями кремня.

Мощность — 45 м

3. **Нижний апт.** Отложения баррема согласно перекрываются тонкослоистыми полосчатыми бурыми известковистыми песчаниками, песчаниками и туфопесчаниками, в которых у с. Могес геологом П. Л. Епремяном был найден характерный нижнеаптский *Cheloniceras albrechtiaustriacae* Нох. (определение М. С. Эристави).

Аналогичным образом представлены отложения неокома и северо-западнее, в районе с. Давид-бек и г. Ханага.

Согласно данным В. Т. Акопяна, здесь также нижняя часть толщи известняков принадлежит верхнему валанжину-готериву, а верхняя часть — баррему.

В. П. Ренгартен считает, что осадки нижнего апта здесь отсутствуют и на барремские известняки трансгрессивно налегает верхний апт. Разрез покрывающих неомом отложений, по В. П. Ренгартену, имеет следующий вид:

1. **Верхний апт** представлен разнообразными песчаниками, преимущественно туфогенными) с редкими прослоями детритусовых известняков; эта толща располагается на породах баррема резко трансгрессивно. В ней встречена следующая обильная фауна: *Phylloceras aptiense* Sayn, *Ph. pseudoernesti* Coll., *Salfeldiella guettardi* Rasp., *Litoceras liebigi* Opp., *Tetragonites depressus* Rasp. var. *jacobi* Fall., *Tonohamites* cf. *decurrans* Roem., *Desmoceras akuschaense* Anth., *Puzosia falcistricata* Anth., *Puzosia* sp. ind., *Colombiceras tobleri* Jæc. var. *discoidalis* Sinz., *C. subtobleri* Kasan., *C. gargasense* d'Orb. var. *aptiensis* Rouch., *Acanthoplites subpeltoeceroideus* Sinz., *Acanthoplites* sp. ind., *Cheloniceras martini* d'Orb. var. *caucasica* Anth., *Crioceras* sp. aff. *transcaspium* Sinz., *Ancyloceras emericum* d'Orb., *Nautilus montmollini* Pict. et Camp., *Hibolites* sp., *Pleurotomaria* sp. ind., *Cardium ibbestoni* Forb., *Aucellia aptiensis* Pomp., *A. cf. nassibianzi* Soc., *Ostrea* cf. *silenus* Coq., *Arctostrea* sp., *Zeilleria* sp. ind., *Bryozoa* sp. ind., *Serpula* sp. ind., *Discoidea* sp. ind., *Porifera* sp. ind. *Nodosaridae*, *Textularidae*.

Верхнеаптский возраст включающей эту фауну толщи определяется, по В. П. Ренгартену, большим количеством аммонитов; они же позволяют выделить даже отдельные зоны (2 и 3) верхнего апта. Выше располагается резко трансгрессивно свита известковистых песчаников верхнего турона.

2. **Верхний турон.** На песчаниках верхнего апта располагается трансгрессивно свита песчанистых известняков. Против города Кубатлы, по правобережью р. Базар-чай, в этой толще В. И. Славиным встречены: *Puzosia denisoni* Stol., *Inoceramus lamarcki* Park. var. *II Renng.*, *In. costellatus* Woods, *In. cf. apicalis* Woods, не вызывающие сомнений в верхнетуронском возрасте толщи. Видимая мощность толщи свыше 100 м. Она прослеживается далее к ЮЮВ на протяжении свыше 14 км в районе с. Агарак.

3. **Верхний сантон.** Выше располагается трансгрессивно свита (23 м) песчаных детритусовых известняков с *Inoceramus crassus* Petr., *Rhynchonella* sp. ind., *Cidaris* sp. ind., *Lithothamnium* и др.

4. **Кампанский ярус (?)**. Выше согласно располагается толща (свыше 300 м) белых тонкозернистых, несколько мергелистых известняков, слагающих массив горы Карпкузей; перекрываются они здесь вулканогенной толщей олигоцена.

Как видно из приведенных разрезов, в меловых отложениях правобережья р. Воротан отсутствуют сеноманский, коньякский и маастрихтский ярусы, а в Зейвинском разрезе и нижний апт. Имеющиеся же ярусы залегают трансгрессивно.

Следует отметить, что в последнее время В. Т. Акопяном установлены отложения верхнего апта на водоразделе рек Кашуни и Воротан, севернее сс. Агвани и Малдаш. Представлены они туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками с потоками порфиритов и прослоями песчаников и известняков. Из средней части толщи на г. Навчалу указанный исследователь обнаружил характерную верхне-аптскую фауну: *Salfeldiella guettardi* Rasp. и др. Являясь трансгрессивной, указанная толща налегает то на известняки неокома, то на тапсардагскую вулканогенную толщу.

Фаунистически охарактеризованные верхнемеловые отложения установлены также в районе сс. Сваранц и Татев. В. Т. Акопяном здесь выделяются три свиты:

а) Татевская свита (верхний турон — нижний коньяк), сложенная карбонатными осадками с прослоями туфогенных пород, содержащих: *Protocardia hillana* Sow., *Trigonia scabra* Lam.

Мощность — 300 м

б) Сваранцская свита (верхний коньяк) — туфоосадочные породы с *Inoceramus glatziae* Andert., *In. sturmi* Andert. и др.

Мощность — 300—350 м

в) Сраберд-Такцарская свита (сантон) — порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты.

Мощность — 300 м

К меловым образованиям (Сваранцской свите) относятся также своеобразные породы — кварц-серицит-хлоритовые сланцы, принятые некоторыми исследователями за метаморфические образования докембрия-нижнего палеозоя. В. Т. Акопяном установлены постепенные переходы этих сланцев в туфопесчаники, линзообразное и жилообразное залегание их среди последних. Условия образования этих сланцев недостаточно ясны, по-видимому, они приурочены к зонам дробления.

Меловые отложения прослеживаются непрерывно далее к югу, сходя хребет Сусан-даг, и уходят в районе сс. Генлик и Пирчеван под аллювиальные отложения древней террасы. Вновь появляются нижнемеловые отложения уже на правобережье р. Аракс в Иране, против устья р. Вохчи, где в силу крутого погружения Зангезурского антиклинория к юго-востоку приобретают юго-западное падение. Указываемое падение,

отчетливо наблюдаемое с противоположного берега реки, отмечено и далее к югу на территории Ирана Г. Рибеном (117).

В восточной части Кафанской зоны на юго-западном крыле брахи-антиклинали сохранились на отдельных участках лишь нижнемеловые отложения. На вершине г. Хуступ и отходящем от него к северу небольшом меридиональном хребте нижнемеловые отложения, так же как и в бассейне р. Воротан, залегают трансгрессивно и несогласно на верхнеюрской вулканогенной толще. Представлены они здесь в основном мощной (мощностью до 100 м) свитой известняков, в низах толстослоистых серых, выше по разрезу тонкоплитчатых темно-серых, несколько глинистых, содержащих обломки пелиципод, остатки мшанок, иглокожих, фораминифер. В большом количестве в известняках содержатся *Orbitolina* (принятые в свое время Л. К. Конюшевским ошибочно за *Fusulina*) и другие фораминиферы (*Textulariidae*, *Miliolidae* etc.). Из макрофауны В. П. Ренгартеном найдены крупные экземпляры *Ostrea leymeriei* (Des.) Leym., а нами *Arctostrea rectangularis* Roem. (по определению В. П. Ренгартена). Это фауна определяет неоком — ниже-аптский возраст хуступских известняков.

Описываемые известняки образуют с восточной стороны горы, эффектные обрывы, окаймляющие ее вершину.

В связи с нахождением в принадлежной зоне, известняки метаморфизованы и в прилегающих к этой зоне участках тонко рассланцованы.

Литологический состав пород, слагающих вершины Комбах и Карентак, вполне идентичен породам Хуступа. Г. Т. Тер-Месропяном в известняках г. Карентак была встречена фауна брахиопод, среди которой М. Попхадзе определены *Rhynchonella bohémica* Schyth., *Terebratula biplicata* Broc., *Terebratula biplicata* Sow. var. *dutepleana* d'Orb. и *Rhynchonchonella* cf. *compressa* Lamarck, указывающие на ниже-средне-меловой возраст включающей их толщи.

К нижнему же мелу относится полоса известняков, протягивающихся по западному склону Хуступского хребта от местности Тунус-Кучули к югу к с. Шишкерт и далее к юго-востоку в район сс. Агбент-Бартаз. Указываемая полоса известняков приурочена к лежащему боку крупной надвиговой зоны, в связи с чем интенсивно дислоцирована и метаморфизована. По литологическому составу известняки эти вполне идентичны хуступским.

В районе сс. Агбент-Бартаз нижнемеловые известняки появляются в связи с погружением Кафанского антиклинория и залегают трансгрессивно на вулканогенной толще верхней юры. Здесь констатирован согласный мощный разрез нижнего мела, в основании которого еще Валентином (122) была обнаружена фауна баррема: *Toxaster complanatus* Ag., *Terebratula sella* Sow., *Orbitolina* sp. и др. Толща известняков в указываемом районе образует складки северо-западного простирания. Далее на юг, на правобережье р. Аракс известняки приобретают близкое к широтному простирание и прослеживаются по правобережью реки Аракс вниз



Рис. 21. Налегание пачки известняков кимериджа на туфоконгломераты.
Фото В. Т. Акопяна

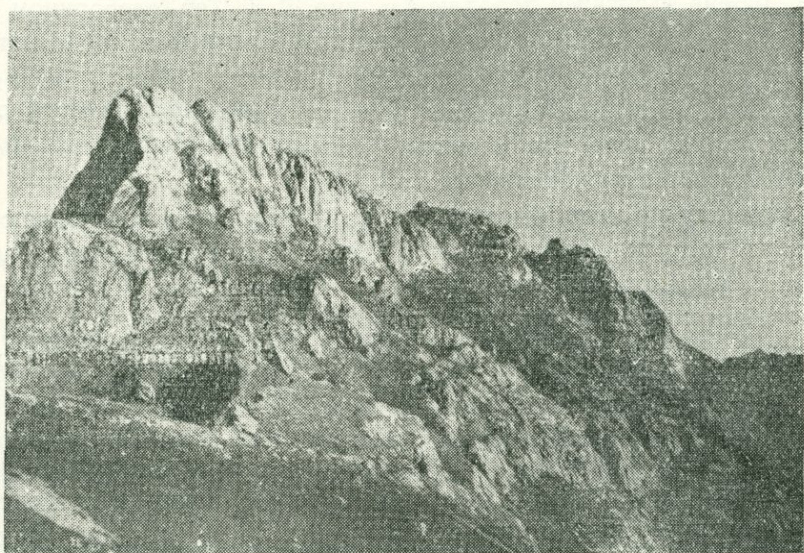


Рис. 22. Выходы известняков неокома на г. Хуступ.
Фото В. Т. Акопяна

по течению к устью р. Вохчи. Здесь они меняют простирание на северо-северо-восточное, смыкаются с меловой толщей районов с. Емазлу-Ханага, опоясывая Кафанский антиклинорий.

Э О Ц Е Н

На верхнемеловые отложения в разрезе Али-Кули-Ушаги налегает совершенно согласно песчано-мергельно-глинистая гипсоносная толща. Видимая мощность ее свыше 250 м. Выше она перекрывается трансгрессивно вулканогенно-обломочными образованиями плиоцена. Макрофауны в указываемой толще не было обнаружено.

Из микрофауны, по сборам К. Н. Паффенгольца, в основании толщи (в 30—50 м от лежащего бока), В. Т. Балахматовой были определены характерные формы эоцена: *Vulvulina* sp., *Uvigerina* ex gr. *costellata* Morozova, *Cassidulina* sp., *Pulvinulinella culter* Parker et Jones, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globorotalia crassiformis* Gall. et Wissler, *Anomalina ammonoides* (Reuss), *Anomalina grosseregosa* (Gümbel), *Miliolidae*, *Lagenidae*, в большом количестве *Radiolaria*.

В связи с совершенно постепенным переходом сенона в указываемые отложения, последние К. Н. Паффенгольц отнес к палеоцену — нижнему эоцену.

Юго-восточнее описываемая толща в том же стратиграфическом положении была встречена А. Н. Соловкиным в районе г. Кубатлы. На большой площади она развита южнее на правобережье р. Воротан, где налегает также на породы верхнего мела, прослеживаясь от с. Дондарлы на юг к с. Агбюз.

В отличие от разреза Али-Кули-Ушаги нами у с. Агбюз отмечено трансгрессивное налегание указываемых отложений на породы верхнего мела. Здесь в основании толщи залегает мощная свита туфоконгломератов, среди разнообразных галек которых интересно отметить гранодиориты, сиениты и более основные интрузивные породы, фиолетовые и зеленовато-серые порфириты. Прослаивающие конгломераты слои туфопесчаников падают, как и подстилающие конгломераты песчано-мергельные отложения сенона, на ВСВ 85° под углом 25° . В свое время А. Н. Соловкин, считая описываемую толщу трансгрессивной и залегающей с небольшим угловым несогласием на отложениях сенона, относил ее к плиоцену.

По возрасту все указываемые отложения, в том числе и отложения района с. Али-Кули-Ушаги (несмотря на наблюдаемый постепенный переход в породы верхнего мела), по всей вероятности, относятся к среднему эоцену. Об этом свидетельствует нахождение в основании отложений разреза Али-Кули-Ушаги в большом количестве *Globorotalia crassiformis* Gall. et Wissler. руководящей среднеэоценовой формы, а также трансгрессивное налегание на других участках (район г. Агбюз) этих отложений на породы верхнего мела. Это вполне согласуется с данными по севернее расположенным районам (Хачин-чай, Тухту-чай); где нижний эоцен отсутствует и среднеэоценовая вулканогенная толща залегает непосредственно на верхнемеловых отложениях, а также с данными по Мегри-

Сисианскому району, в пределах которого, как мы видели, средний эоцен лежит трансгрессивно на породах нижнего эоцена, представленного совершенно в иной вулканогенной фации.

Видимо, к среднеэоценовому возрасту относятся и развитые южнее по р. Аракс интенсивно дислоцированные отложения района возвышенности Дири-даг у с. Худаферин. Здесь, по К. Н. Паффенгольцу, обнажается мощная (свыше 800 м) перемежающаяся толща песчаников (нередко рухляковых), гипсоносных глин, мергелей, сложенных в складки антикавказского простирания.

П Л И О Ц Е Н

В крайней северной и северо-восточной части района развита мощная туфообломочная толща, слагающая обширное Герюсинское плато. Породы, входящие в состав этой толщи: туфобрекчии с подчиненными слоями туфов и местами андезитов, заполняют древний рельеф, выработанный в отложениях юры, мела и олигоцена. Преобладающие в составе толщи туфобрекчии состоят из различной величины обломков андезитов, андезито-базальтов, слабо сцементированных туфовым материалом. Последние по химическому составу близки к андезито-дацитам, дацитам. В связи с легкой разрушаемостью туфового цемента в туфобрекчиях, образуются своеобразные и эффектные формы выветривания, пирамиды и столбы, развитые по склонам прорезающих толщу долин (рр. Горис и Воротан). Нередко на вершинах пирамид сохраняются крупные обломки андезитов, предохраняющих их от разрушения (рис. 226). Мощность толщи изменчива и обусловлена характером древнего рельефа и степенью эродированности толщи. Наибольшие мощности (до 500 м) констатированы в северной части (по линии Горис-Лачин), наименьшие (60 м) — на юге, у слияния рек Воротан и Акяра. Описываемая толща отчетливо ингрессивная, на значительных площадях она залегает горизонтально и лишь местами наблюдаются в ней пологие падения (3—5°) на юг.

По данным ряда исследователей (А. Н. Соловкин, А. А. Габриелян), герюсинская толща по возрасту относится к постплиоцену. Того же мнения придерживаются А. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин*, выделяющие к востоку от описываемой зоны по ущелью вдоль шоссе Лачин-Лысогорск и в районе Лачин-Забух акеринскую свиту (верхнеплиоценовую), подстилающую, по их мнению, герюсинскую обломочную толщу. Эти данные, однако, не согласуются с наблюдениями К. Н. Паффенгольца, установившего фациальный переход по простиранию герюсинской толщи в акеринскую. Четвертичному возрасту герюсинской толщи противоречит наличие отчетливо выраженной 180—200 м террасы, врезанной в герюсинскую толщу у устья р. Горис, и относящейся к верхнеплиоценовому времени. К тому же герюсинская туфообломочная толща в районе сс. Вагуди, Агуди по простиранию фациально замещается глинисто-диатомитовой, плиоценовый возраст которой установлен уже по остаткам флоры. По всей вероятности, образование мощной толщи туфобрекчий и вызвало подпру-

* Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин. О возрасте молодых вулканогенных толщ Карабахского плато. Докл. АН АзербССР, т. III, № 3, 1947 г.

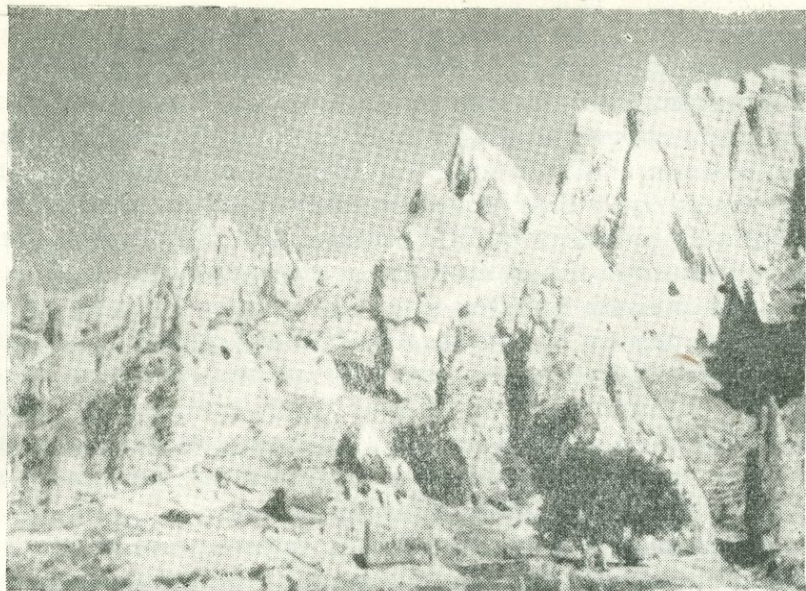


Рис. 21а. Герюсинская туфобрекчиевая толща.

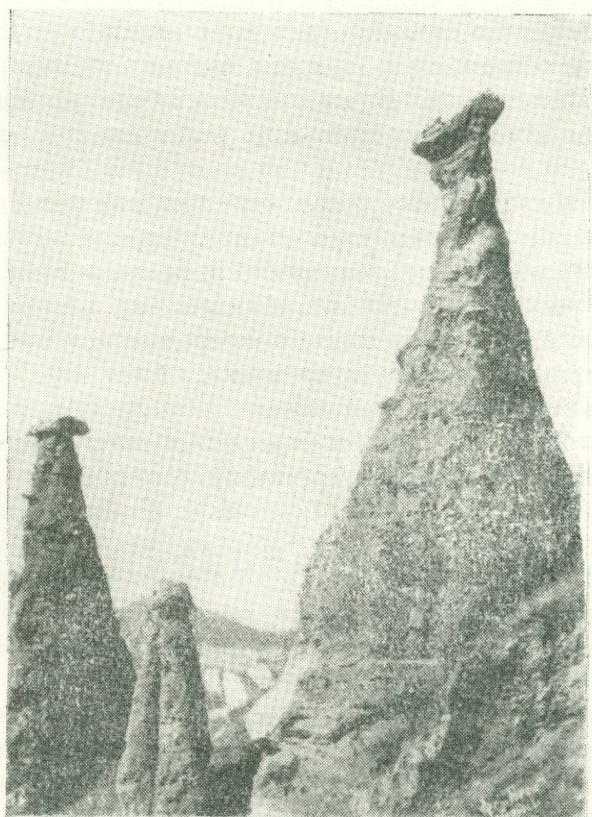


Рис. 2б. Форма выветривания в Герюсинской туфобрекчиевой толще.

ду и возникновение, выше по долине р. Воротан, озера, в котором шло накопление глинисто-диатомитовых отложений. К северо-западу от г. Горис расположен массив горы Ишихлы (3254 м), резко выделяющийся на фоне Герюсинского и Учтапалярского плато. Массив этот сложен почти исключительно эффузивными породами: андезито-трахитами, андезитами, трахибазальтами, базальтами. Стратиграфическое положение указываемых вулканогенных образований массива г. Ишихлы не ясно. По данным одних исследователей (А. Н. Соловкин, А. А. Габриелян), они уходят под герюсинскую туфообломочную толщу, которую А. Н. Соловкин считает делювиальным шлейфом крупного вулкана Ишихлы, давшего весь материал для его образования. К. Н. Паффенгольц, проводивший в этом районе в последующем детальные работы, установил обратное соотношение указываемых толщ, именно перекрытие лавами г. Ишихлы герюсинской туфообломочной толщи. При этом отрицается вулканический характер массива г. Ишихлы и указывается на одновозрастность слагающих его лав с лавами Учтапалярского плато.

По нашим наблюдениям, лавы Учтапалярского плато моложе вулканогенных образований г. Ишихлы. Последние морфологически резко выделяются над Учтапалярскими лавами, образующими обширное плато с насаженными на нем хорошо сохранившимися молодыми центрами вулканических излияний. Отличается и состав лав: на Учтапалярском плато преимущественно основной (андезиты, андезито-базальты, базальты), на Ишихлы более кислый (трахиты, андезито-трахиты). На склонах массива горы Ишихлы констатированы потоки более молодых лав, которые по времени и могут соответствовать излиянию лав Учтапалярского плато.

Массив г. Ишихлы имеет эрозионное происхождение, на нем установлены следы двукратного (?) оледенения, террасы относительной высотой около 200 м — верхнеплиоценового времени. Все это свидетельствует о том, что породы массива г. Ишихлы, как и герюсинская туфобрекчиевая толща, взаимоотношение с которой остается не выясненным, древнее четвертичного времени и, во всяком случае, лав Учтапалярского плато. Последние отчетливо перекрывают герюсинскую туфобрекчиевую толщу, глинисто-диатомитовые отложения и должны быть отнесены к верхнеплиоценовому — нижнечетвертичному времени.

ПОСТ П Л И О Ц Е Н

Отложения четвертичного времени широко развиты в пределах описываемой зоны. Представлены они аллювиальными, делювиальными отложениями, а также лавами.

Аллювиальные отложения представлены валуниногалечными образованиями, состоящими из хорошо окатанных валунов и галек разнообразных, преимущественно, изверженных пород, слабо сцементированных суглинками, глинами и песками. Отложения эти развиты в широких долинах рек Вохчи, Халадж, Кошуни (Чай-зами), Цав, а также в долине р. Аракс, где слагают пойменные террасы. Ими же сложены обширные

древние террасы в юго-западной части зоны на территории Азербайджанской ССР. Остатки древних террас констатированы также на склонах долин указанных выше рек на различных уровнях. Относительная высота наиболее древней террасы достигает 180—200 м, местами 220 м. Возраст ее, по сводке В. И. Громова, как указывалось, определяется, как верхнеплиоценовый (акчагыл-апшерон). Эта терраса в низовьях р. Вохчи соединяется с обширной Минджеванской террасой, содержащей апшеронскую фауну. Указываемая терраса на левобережье р. Воротан, в низовье р. Горис врезана в герюсинскую вулканогенно-обломочную толщу. Ниже расположены террасы на относительных уровнях — 100 м, 50 м и 20 м. Наилучше выражена 100-метровая терраса, хорошо прослеживающаяся по долинам рек Вохчи и Халадж. Мощность древне-террасовых отложений достигает 40—50 м.

Интересные отложения встречены нами в долине р. Вохчи у с. Джрахор. Здесь на небольшой площади в обоих берегах реки (больше на правом берегу) развиты желтовато-серые, песчано-глинистые тонкозернистые, слабо сцементированные породы. Отложения эти залегают на порфиритах верхней юры в выработанной долине р. Вохчи и образовались, по всей вероятности, в результате подпруды реки обвалами пород со склонов ниже с. Джрахор. Наблюдаемые в указываемых отложениях падения слоев, принятые нами ранее за проявление дислокаций (66), как показали более детальные исследования, проведенные в связи со строительством на этом участке деривации ГЭС, вызваны оползевыми явлениями.

Делювиальные отложения представлены песчано-глинистыми образованиями, содержащими обломки разнообразных по величине и составу пород. Они широко развиты в районе, покрывают на значительных площадях склоны возвышенностей, водораздельные гребни, скрывая от наблюдения коренные породы. Наибольшей мощности (до 50 м) делювиальные отложения достигают на пологих склонах возвышенностей и пониженных участках рельефа.

Л а в ы. Относительно широко распространены в северной части зоны и относятся к различным периодам излияния. Относительно более древними являются лавы Учтапалярского плато, покрывающие обширные площади на левобережье р. Воротан к западу от г. Горис. Представлены они разнообразными андезитами и андезито-базальтами, детально описанными А. Н. Соловкиным. Многочисленные центры излияний, выраженные моногенными вулканами, сложенными шлаковыми образованиями, хорошо сохранились на указываемом плато. Обращает на себя внимание приуроченность вулканов к западной части плато и их общая вытянутость в северо-западном направлении, в направлении общей складчатости района и крупных разрывных нарушений. В период излияния лавы покрывали значительно большую площадь и, в частности, переходили на правобережье р. Воротан, заполняя боковые долины и склоны. Об этом свидетельствуют небольшие останцы лав, сохранившиеся у сс. Татев, Тандзатап и Барцраван (Рецатумб). Характерно, что лавовые потоки не сопровождаются рыхлыми продуктами и туфами, что свиде-

тельствует о спокойном их излиянии из вулканических аппаратов. По возрасту лавы Учтапалярского плато, по всей вероятности, относятся к нижнечетвертичному времени, поскольку они отчетливо перекрывают глинисто-диатомитовую и герюсинскую туфообломочную толщи.

Несколько более молодым является поток лав, спустившихся из района вершины Шиштапа к с. Яйджи. Лавы эти, представленные также андезитами и андезито-базальтами, прислонены к лавам Учтапалярского плато и заполнили неровности в рельефе, сложенном последними. По возрасту лавы этого потока относятся, по всей вероятности, к рисс-вюрмскому времени (лавы типа D-по номенклатуре К. Н. Паффенгольца).

Относительно наиболее молодые лавы установлены южнее к востоку и северо-востоку от г. Кафан. Поток лав отмечен здесь в долине р. Халадж (Эджанан), где он располагается на нижней вюрмской речной террасе 2—8 м на левом берегу реки (на небольшом участке у с. Арчадзор лавы переходят на правый берег). Протягивается указываемый поток от с. Норашиник в юго-восточном направлении к устью реки Халадж на протяжении 10 км. Ширина потока в верхней, наиболее широкой части около 1 км. Представлены лавы андезито-базальтами и базальтами с хорошо выраженной столбчатой отдельностью.

По В. Г. Грушевому и А. Л. Додину центр излияния указываемых лав расположен к югу от с. Норашиник в средней части широкой платообразной возвышенности с вершиной 1128,8 м.

Второй поток лав расположен на левом склоне долины р. Халадж в районе с. Арцваник. Лавы здесь представлены роговообманковыми андезитами. Центр их излияния расположен на вершине г. Арцваник (1619,6 м), представляющей собой небольшой куполообразный вулкан, сложенный красноватыми и черными шлаками. Приурочен вулкан к оси Кызылванкской антиклинали, осложненной в этом районе по оси сбросом. Небольшой поток андезитов и андезито-базальтов отмечен в районе с. Зейва. Центр их излияния расположен на оси той же структуры непосредственно к востоку от перевала Кызыл-даш.

в) ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы в пределах Кафанского района имеют значительно меньшее развитие, чем в Мегри-Сисианском районе. Проявляются они здесь на поверхности обычно в виде небольших штокообразных или жилообразных тел, среди пород юрской вулканогенной толщи. Исключение составляет лишь сравнительно крупная Цавская интрузия, вскрытая в бассейне р. Цав (в нижнем течении река называется Басутчай) в южной части района.

Имеющийся в настоящее время материал позволяет выделить среди интрузивных пород Кафанского района интрузии среднеюрского возраста и интрузии после верхнеюрского, предположительно, мелового (до туронского) возраста.

К указываемому возрасту относятся небольшие штокообразные тела, дайки, жилы альбитофиров, кварцевых порфиров и более основных пород — диабазовых порфиритов, широко развитые в пределах Кафанского рудного поля. Всюду, где отмечены их выходы, они прорывают среднеюрскую вулканогенную толщу и не переходят в трансгрессивно перекрывающие последнюю вулканогенно-осадочную толщу верхней юры. За пределами Кафанского рудного поля, на обширной площади развития верхнеюрских образований нигде интрузии указанного состава не установлены. Это дает основание относить по возрасту указываемые интрузивные породы к средней юре и рассматривать их как возможные корни излияния среднеюрской вулканогенной толщи.

Широко развитые в составе жильных пород кварцевые порфиры макроскопически представляют зеленовато-серую породу с хорошо выделяющимися среди мелкозернистой основной массы небольшими округлыми фенокристаллами кварца и полевого шпата. Под микроскопом порода имеет типичную порфировую структуру с аллотриоморфной или микрогранитовой структурой основной массы. Вкрапленники (размером до 2—3 мм) принадлежат плагиоклазу (альбит-олигоклазу) и кварцу. Основная масса состоит из кварца, полевого шпата. Из вторичных минералов в породе развиты серицит, кальцит, хлорит и мелкие зерна рудного минерала. Химический состав образца кварцевых порфиров, взятого на хр. Саяд-даш, по данным В. Н. Котляра и А. Л. Додина, характеризуется следующими данными (лаборатория ЦНИГРИ, аналитик Р. Ильницкий).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Σ
66,77	0,56	12,93	1,80	2,89	0,11	1,31	3,75	2,87	1,44	0,55	4,74	99,72

Несколько повышенное содержание CaO и MgO и пониженное содержание SiO₂ и щелочей против нормальных кварцевых порфиров объясняется, по всей вероятности, измененностью породы.

Многочисленные дайки кварцевых порфиров отмечены в западной части Кафанского месторождения по склонам и гребню Саяд-дашского хребта. Большинство из них имеет северо-западное простирание. Одна из них, по данным В. Г. Грушевого [28], достигает мощности 150 м, прослеживаясь по простиранию на 1 км, другая при мощности 40—50 м прослежена на 1,3 км. Крупная дайка кварцевых порфиров встречена В. Г. Грушевым близ с. Норашеник. Мощность ее здесь достигает 40—70 м при длине до 1,5 км. Дайка эта приурочена к крупному тектоническому разлому, прослеживающемуся от р. Вохчи в северо-западном направлении к р. Кошуни на протяжении 18 км. Жилы кварцевых порфиров отмечены также в районе с. Ачазур. Характерно, что все дайки кварцевых порфиров приурочены к среднеюрской вулканогенной толще и отсутствуют в вулканогенно-осадочной толще верхней юры. По всей ве-

роятности, дайки кварцевых порфиров являются корнями излияния эффузивной толщи кварцевых порфиров, залегающих в среднеюрской вулканогенной толще.

Основные жильные породы имеют сравнительно меньшее распространение и приурочены также главным образом к сводовой части Кафанской антиклинали и частью к северо-восточному ее крылу. Выходы их отмечены на водораздельном хребте между рр. Эджанан и Кошунни и на площади Кафанского месторождения. Породы этих жил и даек представлены лабрадоровыми и авгит-лабрадоровыми порфиритами, а также диабазами и диабазовыми порфиритами, аналогичными по составу основным эффузивам средней юры. Лабрадоровые и авгит-лабрадоровые порфириты макроскопически представляют темную породу с крупными (до 2 см) таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза в мелкозернистой основной массе. Под микроскопом порода имеет порфировую структуру при интерсертальной структуре основной массы. Последняя состоит из мелких лейст плагиоклаза, моноклинного пироксена, замещаемого обычно хлоритом, уралитом, карбонатом, а также магнетита и ильменита. Крупные вкрапленники принадлежат плагиоклазу-лабрадору (№№ 55—65), образующему таблитчатые и вытянутые кристаллы, нередко зональные. Плагиоклаз замещается серицитом, хлоритом, кальцитом. Реже во вкрапленниках присутствует моноклинный пироксен.

Диабазы и диабазовые порфириты широко развиты на площади Кафанского месторождения и реже встречаются на других участках района. Макроскопически это темные, зеленоватые плотные мелкозернистые породы. Состоят они под микроскопом, главным образом, из основного плагиоклаза и пироксена. Структура породы диабазовая или пилотакситовая. Иногда в породе отмечаются небольшие вкрапленники плагиоклаза того же состава, что и в основной массе. Химический анализ образца диабазового порфирита с Кафанского месторождения, по данным В. Н. Котляра и А. Л. Додина, показал:

(Лаборатория ЦНИГРИ — аналитик Р. Ильницкий).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Σ
50,53	2,38	15,95	2,50	7,22	0,40	5,02	7,83	3,64	0,38	0,40	2,71	99,86

Аналогичные по составу дайки диабазов и диабазовых порфиров отмечены к СЗ от Кафанского месторождения в бассейне р. Эджанан—Севкар и на правом берегу р. Вохчи. Мощность даек диабазов и диабазовых порфиров колеблется от 0,5 до 10 м. По простиранию отдельные дайки прослежены до 1 км.

В отличие от даек кварцевых порфиров основные жильные породы, имеют главным образом северо-восточное простирание. По наблюдениям В. Н. Котляра, они пересекают дайки кварцевого порфира и рудные жилы, и, таким образом, являются среди жильного комплекса наиболее поздними образованиями.

Несомненно, более молодыми, чем описанные выше интрузии, являются гранитоидные интрузии района, отчетливо прорывающие вулканогенно-осадочную толщу верхней юры. Образуют они относительно более крупные тела, среди которых по размерам резко выделяется упомянутая выше Цавская интрузия. Залегает указываемый интрузив в верхнеюрской Хуступ-Чимянской вулканогенной толще и прослеживается по непрерывным обнажениям от с. Роз-дара вверх по течению реки Цав до с. Шишкерт на протяжении более 20 км. Ширина массива в среднем 3—4 км, в наиболее расширенной западной части достигает 5,5 км. Сложен интрузив разнообразными по составу средне- и мелкозернистыми полнокристаллическими породами.

В составе интрузии отчетливо выделяются две фазы внедрения. Первая фаза представлена большим разнообразием пород: гранодиоритами, сиенитами, кварцевыми диоритами, сиенит-диоритами, диоритами, связанными друг с другом постепенными переходами. Вторая фаза представлена своеобразными, нигде в других местах в пределах области не встреченными, розовыми мелкозернистыми гранитами. Среди пород первой фазы внедрения наиболее широко распространены диориты и кварцевые диориты. Макроскопически это зеленовато-серые среднезернистые, при выветривании разрушающиеся в дресву породы. Под микроскопом порода имеет призматически-зернистую структуру и состоит главным образом из плагиоклаза (70%), пироксена, уралита (20%), кварца и калиевого полевого шпата (5%) и рудного минерала (5%). Из акцессорных минералов обычно присутствует апатит, представленный в виде редких игольчатых кристаллов, включенных в зерна плагиоклаза. Вторичные изменения привели к образованию в породе актинолита, хлорита, эпидота, серицита и соссюритового агрегата, а также кальцита, образующего в породе прожилки. Плагиоклаз образует идиоморфные короткопризматические зерна зонального строения. Центральная часть зерен имеет состав андезина (№ 35) в отдельных образцах, центральные части зерен плагиоклазов имеют еще более основной состав (лабрадор № 53—55), замещающиеся к периферии андезином. Самые края зерен плагиоклазов замещаются альбитом. В центральных частях зерен плагиоклаза развивается мелкозернистый соссюритовый агрегат, очень часто также серицит. Изредка здесь же появляются сростки мелколистоватого актинолита. Пироксен — более ксеноморфен, чем плагиоклаз, иногда зерна его выполняют промежутки между зернами плагиоклаза. Пироксен моноклинный, бесцветный, двупреломление 0,020, $C:Ng = 33^\circ$. Замещается интенсивно плеохромирующей бурой уралитовой роговой обманкой. Кварц и калиевый полевой шпат наблюдаются в виде мелких ксеноморфных выделений между зернами плагиоклаза и пироксена. Иногда они образуют тонкие микропегматитовые сростания между собой. Агрегат кварца и калиевого полевого шпата корродирует края зерен плагиоклаза. Рудный минерал — идиоморфные и неправильной формы зерна (сростки?) магнетита (?), развитые между зернами плагиоклаза. Актинолит образует мелколистоватые

сростки бледно-зеленых зерен с небольшим углом угасания и низкими цветами интерференции (0,012). Развивается интенсивно по роговой обманке, а также в промежутках между зернами плагиоклаза, изредка по плагиоклазу. Хлорит и эпидот с пылевидными непрозрачными выделениями развиты в виде ксеноморфных агрегатов между зернами плагиоклаза. Кальцит в виде мелкозернистого агрегата выполняет серию тонких трещинок, секущих породу.

Описываемые диориты связаны постепенными переходами как с более кислыми (гранодиориты, граносиениты, сиенито-диориты), так и с более основными (габбро-диориты, габбро) разностями, в которых изменяется основность плагиоклаза и количество кварца и калиевого полевого шпата.

Вторая фаза внедрения представлена более постоянным и кислым составом, по преимуществу гранитами. Уже в поле они легко отличаются от пород предыдущей фазы внедрения. Отчетливое прорывание гранитами пород первой фазы внедрения установлено на ряде участков и в частности у дороги, ведущей к с. Шишкерт, против с. Цав. Здесь дайка розовых гранитов внедрилась в зеленовато-серые диориты, образовав в ней небольшие апофизы.

Граниты макроскопически представляют розовые, местами мясо-красные, очень плотные средне- и мелкозернистые породы. Под микроскопом порода в большинстве случаев имеет порфириовидную структуру при микропегматитовой структуре основной массы. Минералогический состав их: плагиоклаз, пертит, кварц, роговая обманка, биотит, циркон, апатит, эпидот, хлорит, кальцит, серицит, рудный минерал, сфен. Плагиоклаз представлен, судя по небольшому углу угасания в зоне $\perp 010$ и малому показателю преломления (меньшему, чем у канадского бальзама) альбит-олигоклазом. Образует крупные призматические кристаллы. Часты также широкие таблитчатые кристаллы с тонкой полисинтетической штриховкой, сложенные в двойники по карлсбадскому закону. Калиевый полевой шпат — пертит. Образует крупные зерна таблитчатой формы, реже удлиненно-призматического габитуса. Кроме того, значительная часть калишпата принимает участие в сложении микропегматитовой массы, где он находится в тесном срастании с кварцем. Интересно отметить, что калишпат в виде каемки окружает широкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза, при этом он не нарушает идиоморфизма кристаллов, а лишь продолжает рост граней плагиоклаза. Кварц — образует крупные и мелкие, неправильной формы скопления, выполняющие промежутки между зернами полевого шпата. Помимо этого входит в состав микропегматитовой части породы. Темноцветные компоненты (обыкновенная роговая обманка — биотит) имеют незначительное распространение и полностью хлоритизированы. Акцессорные минералы представлены мелкими иголками, иногда короткими столбиками апатита, мелкими зернами (часто квадратного очертания) циркона и рудным минералом — магнетитом. Из вторичных минералов, помимо хлорита, наблюдаются небольшие скопления кальцита в ассоциации с хлоритом и рудным, и серицит, развивающийся по плагиоклазу. Главная роль, как породообразующего минерала, при-

надлежит калишпату и плагиоклазу, причем калишпат преобладает. Кварц находится в подчиненных количествах.

Все остальные интрузии, отмеченные в пределах Кафанского района, отличаются небольшими размерами до нескольких сот квадратных метров, реже до 5 км². Это обычно небольшие штокообразные, либо жилообразные тела.

Наиболее значительные выходы интрузий констатированы в северной части зоны на водоразделе между бассейнами рр. Воротан и Кашуни. Самая крупная из них расположена здесь к северо-западу от вершины г. Кяпаз в верховьях правых притоков реки Воротан (Джаанамдара и др.). Вытянута интрузия в северо-восточном направлении, прослеживаясь по длине на 4 км при ширине от 0,1 км до 1 км.

Ряд относительно более мелких интрузивных тел расположен к западу от указанного массива в районе с. Ирецатумб и к югу от него по левобережью р. Кошуну от с. Нор-Арчадзор к с. Малдаш. Порода, входящие в состав указываемых интрузий, близки между собой. По преимуществу это диориты с переходами до основных гранодиоритов с порфировой структурой, свидетельствующей о небольшой глубине застывания интрузий. Макроскопически, в свежем виде, это серые средне- и мелкозернистые трещиноватые породы с крупными вкрапленниками роговой обманки и плагиоклаза. Под микроскопом, по данным В. Г. Грушевого, порода обладает гипидиоморфнозернистой порфировидной или ясно порфировой структурой с крупными (до 2—3 мм) вкрапленниками плагиоклаза и более мелкими вкрапленниками цветных минералов (роговой обманки, реже моноклинного и ромбического пироксена). Плагиоклаз, являющийся главнейшим породообразующим минералом (от 50% до 80% состава породы) по измерениям во вкрапленниках, относится к лабрадору (№ 50 2v от +80 до +86°). Калинатровый полевой шпат отмечен лишь в некоторых шлифах. Образует каемки по краям вкрапленников плагиоклаза. Среди цветных минералов преобладает обыкновенная зеленая роговая обманка, замещающая моноклинный пироксен, а в свою очередь, прорастающая мелкими зернами вторичного светло-бурого биотита. Моноклинный пироксен сохранился на небольших участках в виде мелких короткопризматических зерен. Значительно реже встречается ромбический пироксен, относящийся по измерениям (угол оптической осей — 70°, дву-преломление ок. 0,012) к гиперстену. В основной массе помимо преобладающих мелких лейст плагиоклаза отмечается довольно значительное (до 15—20%) количество кварца, частью вторичного, замещающего по краям вкрапленники плагиоклаза. Из аксессуарных минералов в породе присутствуют апатит и магнетит, образующие местами крупные зерна. Вторичные минералы, довольно широко развитые в породе, помимо кварца, представлены хлоритом, образующимся по роговой обманке и биотиту, мусковитом, эпидотом, кальцитом по плагиоклазу и пиритом.

Химический состав образца описываемых диоритов, взятого В. Г. Грушевым и А. Л. Додиним к востоку от развалин Гузейванк, по данным лаборатории ЦНИГРИ (аналитик К. Бакланова), дал следующие результаты:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	n.n.n.	P ₂ O ₅	Σ
57,51	0,80	17,91	2,74	3,63	0,14	3,76	8,03	2,57	1,40	0,32	1,05	1,06	99,99

Несколько повышенное против обычных диоритов содержание SiO объясняется значительным содержанием в породе кварца. Описываемые породы связаны постепенными переходами с порфиroidными гранодиоритами, в которых наряду с плагиоклазом и цветными минералами во вкрапленниках присутствуют зерна кварца.

Несколько более основные породы, отвечающие по составу габбро, обнажаются у сс. Нор-Арчадзор и Шамсуз. Образуют они здесь широкие дайки, прослеживающиеся по простиранию в северо-северо-западном направлении до 1 км при ширине 100—200 м. Макроскопически это темно-серые, средне- и крупнозернистые порфиroidные породы с крупными, до 1 см, зернами плагиоклаза. Под микроскопом, по данным В. Г. Грушевого, порода имеет типичную габбровую структуру. Минералогический состав их: главные минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен, биотит (по-видимому, первичный) и редко оливин; второстепенные минералы: калинатровый полевой шпат и изредка кварц; аксессуарные: магнетит, титанит, апатит. Из вторичных минералов в породе присутствуют: буро-зеленоватый биотит, хлорит, иддингсит (по оливину), кальцит, лейкоксен. Плагиоклаз образует таблитчатые или призматические зерна, отчетливо зонарные и относится к лабрадору (от № 50 до № 56 2v от 75 + до 80 +), реже к битовниту (№ 85 2v — 84°). Моноклинный пироксен сохраняется лишь в виде остатков зерен, замещенных мелкими всйлоковидными агрегатами ближе неопределимой слюды. Оливин — присутствует не во всех шлифах. Образует бесцветные зерна, замещающиеся по трещинкам желто-бурым тонковолокнистым иддингситом и хлоритом. В некоторых шлифах В. Г. Грушевым отмечены остатки желтовато-коричневого биотита, замещающегося вторичными минералами. Калинатровый полевой шпат — присутствует в небольшом количестве, но отмечен во всех шлифах в микропегматите или же в виде тонких полосок в плагиоклазе, проникая по его спайности. Широко развиты в породе вторичные минералы: хлорит, кальцит, окислы железа.

Химический анализ образца щелочного оливинового габбро, взятого В. Г. Грушевым и А. Л. Додиним в районе с. Нор-Арчадзор, по данным лаборатории ЦНИГРИ (аналитик М. Васильева), дал следующие результаты:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	n.n.n.	проч.	Σ
51,30	2,99	17,97	3,08	5,11	0,12	3,20	7,66	4,73	1,93	0,52	1,57	0,04	100,28

Высокое содержание щелочей, по сравнению с обычным габбро, объясняется постоянным присутствием в породе калинатрового полевого шпата.

— На всей остальной площади зоны, между указанной группой интрузий и Цавским массивом, интрузивные породы проявляются на поверхности, главным образом, в виде жил и даек.

Выходы полнокристаллических интрузивных пород отмечены здесь в немногих местах. Наиболее значительный выход их установлен в 1,5 км южнее с. Ачазур. В поперечнике он имеет около 150 м и состоит из зеленовато-серых среднезернистых, частью порфиризовидных габбро. Отличительной особенностью последних является содержание в них большого количества (от 15% до 30%) кварца наряду с преобладающим (60—65%) основным плагиоклазом (состава анортита № 93).

Ряд мелких выходов пород того же состава отмечен недалеко от указанной интрузии к западу по гребню хребта, а также южнее на правобережье р. Вохчи. Небольшие выходы этих пород здесь отмечены по ручью Ванк-дзор (правый приток р. Вохчи, против с. Шагарджик) и в 0,5 км западнее с. Вачакан, по кочевой тропе, ведущей из указанного селения к гребню Хуступского хребта.

Группа мелких выходов интрузий основного состава (габро, габбро-диориты) установлена в районе Кафанских рудников, в 0,5—1 км выше г. Кафан по левому берегу р. Вохчи. Большинство из них имеет форму даек, мощностью от 10 до 30 м.

Описанные выше полнокристаллические интрузивные породы Кафанского района предыдущими исследователями считались образованиями, одновременными с интрузиями Мегри-Сисианского района, и относились, как и последние, к верхнему миоцену.

В настоящее время, когда установлено резкое отличие в геологическом строении Мегри-Сисианского и Кафанского районов и расположение их в различных геотектонических зонах, для подобных выводов оснований нет. И, наоборот, есть больше оснований считать интрузии Кафанского района образованиями, относительно более древними. Основаниями к этому являются:

1. Расположение Кафанского рудного района в пределах Сомхето-Карабахской геотектонической зоны, в которой для ряда интрузий доказан нижнемеловой (во всяком случае, дотуронский) возраст (Гюль-ятаг-Мардакертская интрузия, Мехманинская интрузия, Кохпская интрузия Алавердского района).

2. Находка А. Н. Соловкиным в туронском конгломерате по реке Гочас-чай, у с. Агкерпи хорошо окатанных галек и валунов розовых гранитов, которые, как мы видели, имеются в составе Цавской интрузии.

3. Наличие галек интрузивных пород в конгломератах основания эоцена у с. Акбыз.

4. Сходство в характере металлоносности интрузий Кафанского района с интрузиями Мехманы, Кохпа и др. и резкое отличие их в этом отношении от интрузий Мегри-Сисианского района.

Все вышеизложенное дает основание считать интрузии Кафанского района более древними, чем интрузии Мегри-Сисианского района, постэоценовый возраст которых сомнений не вызывает, и отнести время их внедрения предположительно к нижнему мелу.

г) МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ

В отличие от Мегри-Сисианского района контактово-метаморфизованные породы в пределах Кафанского района имеют незначительное распространение. Это объясняется, по-видимому, с одной стороны небольшими размерами интрузивных тел, другой — составом вмещающих интрузии вулканогенных пород, мало благоприятных для процессов метаморфизма. Вулканогенно-осадочные породы: порфириды, туфы и туффиты в приконтактной с интрузией полосе превращены обычно в плотные зеленовато-серые контактовые роговики, не распространяющиеся, однако, на сколь-нибудь значительные расстояния от интрузии. Процессы контактового метаморфизма привели к образованию в породе альбита, эпидота, цоизита, хлорита, карбоната, магнетита, кварца. Количество последнего иногда преобладает над другими минералами и порода превращается в типичный вторичный кварцит. Местами в роговиках отмечаются тонкие прослой гематита. В местах прорыва интрузиями известняков последние обычно мраморизованы.

На отдельных участках Кафанской зоны, в основном в пределах среднеюрской вулканогенной толщи, развиты гидротермально измененные породы. Наиболее широким развитием они пользуются в пределах Кафанской группы месторождений, где слагают площади в несколько квадратных километров и являются рудовмещающими. Это обычно обесцвеченные, с поверхности заохренные породы, резко выделяющиеся среди зеленовато-серых порфиритов, их туфов и туфобрекчий, за счет изменения которых они образовались. Изменение выражается в окварцевании, серицитизации, каолинизации, пиритизации, отчасти в хлоритизации и кальцитизации пород. Степень изменения часто настолько интенсивна, что не сохранились первоначальный состав и структура породы. Наиболее интенсивное изменение пород отмечается у даек кварцевых порфиров; вблизи от них или непосредственно у контакта залегают медно-рудные жилы Кафанского месторождения.

Отдельные небольшие участки гидротермально измененных пород того же состава, что и в пределах Кафанского рудного поля обнажаются и к северо-западу от последнего по долине реки Эджанан и ее притокам. Приурочены они к сводовой части Кафанской антиклинали к той же среднеюрской вулканогенной толще. Местами среди них отмечены проявления медного оруденения, слабо или совершенно неизученные.

В пределах верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи гидротермально-измененные породы отмечены к югу от Кафана в районе с. Шикахох, где обнажаются на значительной площади в ядре Шикахохской антиклинали, а также к северу от Кафана в районе с. Ирицатумб. Отдельные небольшие участки измененных пород отмечены также в долине р. Горис, в районе с. Караундж. Во всех указанных пунктах в породах отмечается интенсивная минерализация, в основном, пиритом.

4. ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении описываемый район представляет собой крупную широкую (до 20—25 км) антиклиналь, ось которой проходит через г. Кафан в северо-западном $310\text{—}320^\circ$ направлении, прослеживаясь через весь район. В ядре ее в районе г. Кафан обнажаются порфириды, кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии средней юры. По направлению к северо-западу и юго-востоку они погружаются под более молодые верхнеюрские образования. Последние на юго-восточном погружении появляются уже в нижнем течении р. Гюткюм и в районе с. Казанчи и в связи с пологим падением оси покрывают значительную площадь вплоть до р. Аракс. На правом берегу этой реки, частично также на левом ее берегу (Бартаз, Агбент) в силу указанного погружения Кафанская антиклиналь отчетливо опоясывается известняками верхнего баррема, трансгрессивно перекрывающими верхнеюрскую вулканогенную толщу. На северо-западе Кафанская брахиантиклиналь отчетливо замыкается в верховье р. Эджанан и далее срезается Хуступ-Гирратахским разломом. Описываемая антиклиналь, асимметричная, с более пологим северо-восточным и крутым юго-западным крыльями. Углы падения на юго-западном крыле $30^\circ\text{—}40^\circ$ достигают $60^\circ\text{—}70^\circ$, на северо-восточном — $15^\circ\text{—}20^\circ$ реже $25^\circ\text{—}30^\circ$. В сводовой части антиклинали породы залегают почти горизонтально, с углами падения не более $5^\circ\text{—}10^\circ$. Юго-западное крыло складки, сложенное в основном вулканогенной толщей верхней юры, осложнено второстепенной складчатостью, интенсивность которой возрастает к западу по мере приближения к Хуступ-Гирратахской надвиговой зоне. На указанном крыле отмечается ряд антиклинальных и синклинальных складок, оси которых вытянуты параллельно оси главной Кафанской структуры в северо-западном направлении. В синклиналях, на отдельных участках (гг. Хуступ, Комбах, Карентаг) сохранились породы нижнего мела. Последние в принадвиговой зоне на западном склоне Хуступского хребта образовали крутые сильно сжатые складки, подвинутые (?) под породы докембрия — нижнего палеозоя. Из второстепенных складок на юго-западном крыле отмечаются Чакатен-Вачаган-Шагарджикская антиклиналь, проходящая через одноименные селения и отделенная от Кафанской антиклинали широкой Бех-Багабурджской синклиналью, Шикахохская и Эшак-майданская антиклинали, отделенные друг от друга, а также от Вачаган-Шагарджикской антиклинали узкими синклиналями. В связи с ундуляцией оси указываемых складок отмечается ряд куполовидных структур, к числу которых относятся Шикахохская, Чакаденская, Вачаганская и др.

Северо-восточное крыло складки сложено породами верхней юры, мела и эоцена. К северо-востоку от г. Кафан оно переходит в обширную моноклиналь с углами падения $15^\circ\text{—}20^\circ$. Оно также местами осложнено пологой второстепенной складчатостью, параллельной главной. К числу таких складок относится Зейвинская, ось которой проходит восточнее с. Зейва. В ядре его по реке Чай-зами из-под нижнемеловых известняков обнажаются вулканогенные породы верхней юры. Другая антиклинальная складка расположена юго-западнее и протягивается от гребня Кы-

зыл-ванк в юго-юго-восточном направлении к с. Агарак. Антиклиналь эта сложена известняками нижнего мела (по К. И. Паффенгольцу — титона) и осложнена по оси в северо-западной части сбросом. К последнему приурочены шлаковые конусы вулканов района с. Арцваник и местности Кызыл-даш. Ряд небольших куполообразных поднятий отмечается в районе Зангезурской группы месторождений. К их числу относятся Шаумянская, Халаджская, Куртамякская и др.

Описываемое северо-восточное крыло Кафанской антиклинали является соответствующим крылом следующей к северо-востоку крупной Горисской синклинали, сложенной на крыльях верхнемеловыми и эоценовыми отложениями, а в ядре — мощной вулканогенно-обломочной толщей (Герюсинской толщей туфобрекчий).

Указанные складки осложнены в сводовой части и на крыльях разрывными нарушениями, среди которых отмечаются нарушения северо-западного, меридионального, северо-восточного и широтного простираний.

Наиболее крупными являются разломы северо-западного направления. К числу их относится Кавартский разлом, описанный В. Н. Котляром, В. Г. Грушевым и А. Л. Додиным. Разлом этот проходит в районе Кафанского медного месторождения в направлении 320° — 340° и прослеживается от реки Вохчи к р. Кашуни (Чай-зами) более чем на 20 км. Он имеет характер взброса. По плоскости разлома, падающего на северо-восток под углом 40° — 75° , породы висячего крыла были приподняты и надвинуты на породы лежащего крыла, вмещающего главное рудное поле Кафанского месторождения. При этом амплитуда смещения по вертикали превышала 200 м. От Кавартского разлома ответвляется ряд других нарушений, как-то: Саядкарский, Чинаридзорский, Шаумяновский и другие, определяющие структуры отдельных рудных полей Кафанской группы месторождений.

Того же северо-западного простирания нарушение, как указывалось, отмечено в северо-западной части Кызыл-ванкской антиклинали.

С трещинами северо-западного простирания сопряжены, частью же образовались позже, трещины северо-восточного и близширотного простирания. Крупные северо-восточные сбросы с амплитудой около 150 м отмечены А. Л. Додиным по долине р. Хотанан, в районе с. Авганна и на южном склоне Агджигаинского хребта. Более мелкие сбросы того же простирания установлены указанным исследователем в районе сс. Дайма, Долгу, Казанчи в районе Кара-чимян и хребта Кызыл-ванк. К трещинам северо-восточного простирания приурочено значительное количество даек порфиров и диабазов.

Трещины близширотного (270° — 290°) простирания, крутопадающие 80° — 90° в большинстве случаев, в рудном поле Кафанского месторождения являются рудовмещающими. К ним приурочены медные и полиметаллические жилы указанного месторождения. Меридиональные нарушения, отмеченные в рудном поле Кафана, являются, в основном, послерудными, смещающими рудные жилы. Все указанные нарушения охарактеризованы при описании Кафанской группы месторождений.

III. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ

Как видно из предыдущего изложения, входящие в состав Зангезурской области, Мегри-Сисианский и Кафанский районы резко отличаются друг от друга по геологическому строению.

Граница между ними проходит по средней части области по крупному Хуступ-Гирратахскому разлому типа надвига.

Расположенный к западу от указанного разлома Мегри-Сисианский район сложен метаморфической толщей докембрия — нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочными образованиями эоцена и олигоцена, осадочными отложениями и лавами миоцена (?) — плиоцена и постплиоцена.

Указанный мощный комплекс пород образует ряд структурных ярусов, отличающихся друг от друга различной степенью дислоцированности и метаморфизованности входящих в их состав отложений.

Нижний структурный ярус сложен интенсивно дислоцированной толщей пород докембрия-нижнего палеозоя, образующей ряд крупных, сильно сжатых, нередко опрокинутых складок близкого к меридиональному простирания. Породы регионально метаморфизованы и прорваны гранитоидными и основными интрузиями нижнепалеозойского (каледонского) цикла.

Второй структурный ярус сложен вулканогенно-осадочной толщей эоцена, дислоцированной в альпийский этап складчатости (пиринейская фаза) и прорванной крупными массивами гранитоидных интрузий; с которыми генетически связано почти все оруденение района. В современном эрозионном срезе интрузии занимают больше половины площади района.

Третий структурный ярус образуют слабо дислоцированные вулканогенно-осадочные отложения олигоцена, сохранившиеся от размыва лишь в крайней северо-западной части района.

Наконец, верхний структурный ярус сложен недислоцированной, отчетливо ингрессивной глинисто-диатомитовой толщей миоцена (?) — плиоцена и андезито-базальтовыми лавами плиоцена и постплиоцена. Породы верхнего структурного яруса, за исключением постплиоценовых лав, прорваны небольшими интрузиями (дайками, штокообразными телами) дацитов и кварцевых порфиритов.

Таким образом, в стратиграфическом разрезе пород, слагающих Мегри-Сисианскую зону, совершенно отсутствуют отложения верхнего палеозоя и всего мезозоя.

Совершенно иную картину мы наблюдаем в Кафанском районе.

Район этот сложен вулканогенными и осадочными образованиями юры, мела и палеогена. Юрские отложения, отсутствующие в Мегри-Сисианской зоне, здесь достигают огромной мощности (3—4 км). Значительную мощность (до 1,5 км) имеют и меловые отложения, палеоген же в отличие от Мегри-Сисианской зоны представлен в совершенно иной, нормально-осадочной фации.

Указываемые образования относительно слабо дислоцированы, слагают широкие пологие складки северо-западного, общекавказского простирания и прорваны небольшими интрузиями диоритов и кварцевых диоритов. Исключение составляет лишь относительно крупная интрузия гранитов, гранодиоритов и более основных пород, вскрытая в бассейне реки Цав.

Отмеченное резкое различие в геологическом строении Мегри-Сисианского и Кафанского районов Зангезурской области объясняется расположением их в пределах различных геотектонических зон Малого Кавказа: Кафанского района в пределах Сомхетско-Карабахской полого-складчатой зоны, Мегри-Сисианского в пределах складчатой зоны Армении.

Для обоснования этого вывода приведем краткую характеристику указанных зон.

Сомхетско-Карабахская пологоскладчатая зона, занимающая весь северный склон Малого Кавказа, сложена в основном вулканогенными породами нижней и средней юры, достигающими мощности до 2,5—3 км, мергельно-известняковой частью вулканогенной (турон) толщей верхнего мела, общей мощностью до 2 км и песчано-глинистыми отложениями эоцена, имеющими относительно незначительное развитие. В пределах зоны в отдельные эпохи отмечаются большие перерывы в осадконакоплении (верхняя юра, нижний мел, нижний сенон), указывающие на проявления значительных по амплитуде вертикальных колебательных движений переменного знака. Последние обусловили смену фаций и довольно резкие колебания мощностей.

С начала неогена устанавливаются геоантиклинальные условия, отличающие зону от прилегающих Аджаро-Триалетской и Куринской зон.

Одной из главных отличительных особенностей зоны является также весьма спокойная тектоника. Слои сложены в пологие широкие складки широтного и общекавказского простирания, сопровождающиеся местами разрывами небольшой (порядка нескольких десятков метров) амплитуды. В ядрах некоторых антиклиналей (Чатахской, Храмской) обнажаются интенсивно дислоцированные метаморфические сланцы кембрия-докембрия и прорывающие их граниты нижнепалеозойского возраста, перекрывающиеся на крыльях трансгрессивной вулканогенной толщей нижней юры. Породы юры в различных частях зоны, главным образом в сводовых частях антиклинальных структур прорваны интрузиями гранитоидов, для части которых доказан ниже-меловой возраст (интрузии в бассейне р. Тертер в юго-восточной части Карабахского хребта, в среднем течении р. Храмы, Кохпская интрузия Алавердского района).

Возможная принадлежность большинства интрузий описываемой зоны также к нижнемеловому возрасту обосновывается нахождением их в одной и той же тектонической зоне с интрузиями, для которых нижнемеловой возраст доказан полным минералогическим сходством интрузий и нахождением большого количества галек интрузивных пород в отложениях эоцена (район Ахбыс Кафанского района) и по данным А. Н. Соловкина в составе майкопской толщи Нафталанского района.

В целом зона представляет собой крупный антиклинорий, первоначально сформировавшийся в конце юрского периода и несмотря на неоднократные движения в меловое и нижнетретичное время, сохранивший свои основные черты. От прилегающей с юго-запада складчатой зоны Армении Сомхетско-Карабахская зона отделяется крупным разломом, по которому интенсивно дислоцированные отложения верхнего мела и эоцена зоны Армении пододвинуты под нижнеюрскую вулканогенную толщу Сомхетско-Карабахской зоны. В принадвиговой зоне несколько более интенсивно дислоцированы и юрские отложения последней.

Резюмируя, можно отметить, что в Сомхетско-Карабахской зоне с нижнего палеозоя до начала юрского времени господствовали геоантиклинальные тенденции. Юрские отложения всюду, где вскрыто их основание, лежат на интенсивно дислоцированном и метаморфизованном нижнепалеозойском и допалеозойском субстрате. Весьма важное значение в формировании этой зоны имел каледонский этап складчатости. Все последующие отложения, начиная с юры, слабо дислоцированы; образуют обычно широкие складки с пологим залеганием слоев на крыльях. В новую стадию геосинклинального погружения и накопления мощной толщи осадков зона вступает с начала юрского времени.

Резко отличным геологическим строением обладает складчатая зона Армении. Располагается она к юго-западу от Сомхетско-Карабахской зоны между крупными разломами: Муровдагским (на северо-востоке) и Даралагезским (на юго-западе), ограничивающими ее соответственно от Сомхетско-Карабахской и Нахичеванской геотектонических зон. Протягивается складчатая зона Армении полосой в 80—100 км от реки Аракс в северо-западном направлении к г. Лениакан. Сложена зона в основном отложениями верхнего мела, представленными как в вулканогенной, так и, главным образом, в карбонатной фациях мощными (мощностью до 2,5—3 км) вулканогенно-осадочными отложениями эоцена и олигоцена, продуктами вулканической деятельности плиоценового и постплиоценового времени. Последние на значительных площадях перекрывают мощным плащом более древние отложения, образуя обширные вулканические нагорья.

На отдельных участках, в ядрах крупных антиклиналей, обнажаются интенсивно дислоцированные и метаморфизованные образования кембрия-докембрия, прорванные ниже-палеозойскими интрузиями гранитоидов. Перекрывает древний комплекс пород в пределах зоны трансгрессивными отложениями различного времени: в Зангезурской области верхним девоном, в Арзаканском (бассейн р. Раздан) районе — верхним мелом, на Памбакском хребте — эоценом.

Описываемая зона, в отличие от прилегающих зон, в течение верхнего палеозоя, юры и нижнего мела обнаруживала ясно выраженные геоантиклинальные тенденции. Нигде на всем ее протяжении отложений указанного времени не установлено. Судя по характеру и мощности осадков в прилегающих зонах, отсутствие осадков верхнего палеозоя, юры и нижнего мела в пределах складчатой зоны Армении является первичным.

С начала миоцена происходит общее поднятие зоны, сопровождающееся в отдельные периоды излиянием андезитобазальтовых лав. В отличие от Сомхетско-Карабахской зоны, в пределах складчатой зоны Армении отмечается более интенсивная складчатость, охватывающая отложения до верхнего эоцена включительно и сопровождающаяся крупными разрывами. Особенно интенсивная складчатость с образованием сжатых, нередко опрокинутых складок отмечается в краевых принадлежностях частей зоны. Складки прорваны крупными массивами гранитоидных интрузий, вскрытых на больших площадях в крайней южной части зоны в Зангезурской области. Приурочены интрузии к ядрам крупных антиклиналей и вытянуты в направлении общей складчатости зоны. Относительно слабо дислоцированы отложения олигоцена, образующие широкие пологие складки; послеолигоценовые образования почти совершенно не затронуты складчатостью.

Наиболее интенсивная складчатость и обусловленное ею образование разрывов и внедрения интрузий имели место в пределах зоны в конце эоцена. Верхнеэоценовый возраст крупных разрывов типа надвигов, а также ряда интрузивных массивов датируется совершенно точно на основании трансгрессивного перекрытия их отложениями олигоцена.

Характерно, что вулканическая деятельность в течение всего кайнозоя приурочена почти исключительно к складчатой зоне Армении, проявляясь на всем ее протяжении. На большой площади развиты мощные (до 2 км) вулканогенные образования эоцена и покровы олигоценовых и постплиоценовых лав и рыхлые продукты вулканических выбросов. Интересно отметить, что и четвертичный вулканизм с хорошо сохранившимися центрами излияний (Ахманган, Южно-Гокчинский хребет, вулканы вокруг массива г. Арагац) приурочен также почти исключительно к складчатой зоне Армении.

С начала неогена зона была приподнята и являлась областью преобладающей денудации.

Таким образом, в складчатой зоне Армении геоантиклинальные тенденции, наметившиеся с конца верхнего девона, в отличие от Сомхетско-Карабахской зоны, существовали до верхнемелового времени.

Единственный выход триасовых отложений, представленных прибрежными песчано-глинистыми угленосными отложениями, имеется у западной границы зоны в районе с. Джирманис. Широкое развитие среди них слюдястых песчаников свидетельствует о размыве метаморфических сланцев докембрия-нижнего палеозоя, слагавших складчатую зону Армении.

— Погружения, начавшиеся с начала верхнемелового времени и достигающие максимума в эоцене и олигоцене (в отдельные моменты, как, например, на границе эоцена и олигоцена, сопровождавшиеся движениями обратного направления), привели к накоплению огромной мощности вулканических и осадочных образований. Интенсивная складчатость и связанное с ней внедрение интрузий имело место в конце верхнего эоцена. Генетически с этими интрузиями связано почти все оруденение зоны.

Вулканическая деятельность, неоднократно возобновлявшаяся, бурно проявилась в течение всего кайнозоя в отличие от Сомхетско-Карабахской зоны, где, как мы видели, интенсивный вулканизм имел место в течение юрского времени и частью в туроне. В обеих зонах вулканическая деятельность отчетливо совпадает с эпохами погружений.

К юго-западу от складчатой зоны Армении располагается следующая тектоническая зона, известная в литературе под названием Нахичеванской. В строении этой зоны принимают участие средне- и верхнепалеозойские, а также триасовые отложения, представленные морскими, преимущественно карбонатными осадками. До недавнего времени считали, что отложения эти представляют единую непрерывную серию от среднего девона до среднего триаса включительно. Работами последних лет, проведенными Р. А. Аракеляном [15], был установлен значительный стратиграфический перерыв между нижним карбоном и пермью (отсутствуют средний и верхний карбон). Колебательные движения, имевшие место также в юрское, меловое и палеогеновое время, обусловили трансгрессивное залегание отложений указанного времени с большими стратиграфическими перерывами. Породы палеозоя и триаса слагают ряд складок примерно общекавказского простирания, осложненных многочисленными разрывными нарушениями (сбросами, надвигами) небольшой сравнительно амплитуды.

В области развития верхнемеловых, эоценовых и олигоценых отложений (в юго-восточной и северо-восточной частях зоны) наряду со складками СЗ общекавказского простирания отмечаются складки необычного северо-восточного простирания. В целом зона в северной своей части представляет крупную антиклиналь, а в южной — соответствующую ей синклиналь, осложненные второстепенной складчатостью.

В отличие от охарактеризованных выше двух тектонических зон, Нахичеванская складчатая зона в течение палеозоя и триаса представляла прогибавшуюся геосинклиналь, испытывавшую в отдельные периоды значительные вертикальные колебания. Последними была обусловлена наблюдаемая смена фаций и фауны, а также перерыв в осадконакоплении (средний и верхний карбон). В верхнем триасе, юре и нижнем мелу преобладали геоантиклинальные тенденции. Однако в отличие от складчатой зоны Армении, здесь на отдельных участках и в отдельные периоды происходила еще седиментация морских осадков (доггер в Джульфинском ущелье, альб у с. Книшик и др.). В верхнемеловое время происходит значительный прогиб зоны, обусловивший широкую трансгрессию в ее пределы моря. Колебательные движения начала эоцена обусловили отсутствие в ряде мест (район ст. Неграм) нижнеэоценовых отло-

жений и непосредственное налегание на меловые и более древние образования отложений среднего эоцена. Интенсивная складчатость имела место как и в пределах складчатой зоны Армении, в конце эоцена, так как отложения олигоцена на всем протяжении зоны весьма слабо дислоцированы. Интрузивные породы в пределах зоны имеют относительно незначительное развитие и, по данным последних исследований [6, 11], относятся к молодым плиоценовым образованиям. В неогене и в четвертичное время в связи с общим поднятием Малого Кавказа происходит поднятие и Нахичеванской зоны, осложненное, однако, здесь продольным прогибом в среднем течении реки Аракс. Прогибание долины р. Аракс и накопление здесь мощной толщи галечников, суглинков и песков происходит и в настоящее время.

Из приведенной выше краткой характеристики геотектонических зон Малого Кавказа, охватывающих территорию Армении, описания геологического строения Зангезурской области, рассмотрения геологической карты и профилей, совершенно очевидно, что Кафанский район обладает всеми характерными чертами, присущими Сомхето-Карабахской пологоскладчатой зоне, а Мегри-Сисианской район — складчатой зоне Армении.

Полностью совпадает с указанными зонами, как увидим ниже, и характер металлогении этих районов.

В существующих схемах геотектонического районирования Малого Кавказа Зангезурская область целиком включалась в складчатую зону Армении.

Как видно из приводимой схемы, граница между Сомхето-Карабахской (правильнее ее называть теперь Сомхето-Кафанской) зоной и складчатой зоной Армении в южной части кулисообразно отклоняется на запад, охватывая вначале Карабахский район, а южнее и Кафанский район. Граница эта на значительном протяжении проходит по крупным разломам типа надвигов: на севере по Муровдагскому (Севанскому), на юге — Хуступ-Гирратахскому. Участки, расположенные между этими разломами на значительном протяжении перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями (Герюсинская туфобрекчиевая толща и др.), затрудняющими прослеживание границ между указанными зонами и установление их характера.

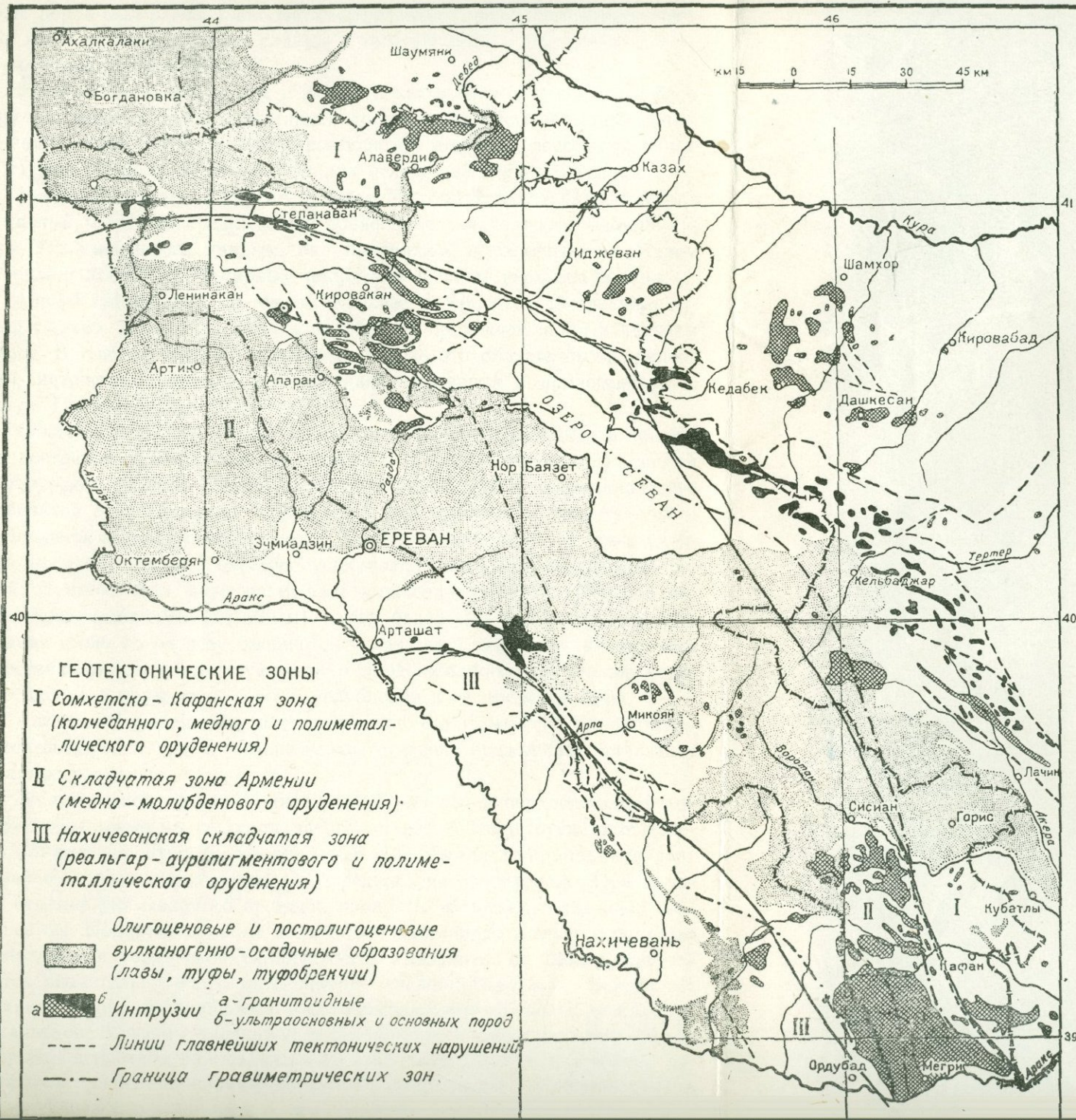
Теперь попытаемся восстановить, хотя бы в общих чертах, последовательность геологических процессов, приведших к современному сложному строению области. Совершенно очевидно, что входящие в состав Зангезурской области Мегри-Сисианский и Кафанский районы отличны не только по их современной структуре, но и по истории их развития.

Обособленное развитие указанных зон намечается уже с конца нижнего палеозоя. В нижнем палеозое Зангезур, как и весь Малый Кавказ, был областью погружения и накопления мощной толщи осадочных и вулканических образований: песчано-глинистых, частью карбонатных осадков, потоков и покровов основных лав, их туфов и туфобрекчий. Интенсивная вулканическая деятельность этого времени обусловила в пределах Зангезура резкое преобладание вулканогенных пород над нормаль-

СХЕМА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

АРМЯНСКОЙ ССР

Составил С.С.Мкртчян



ными морскими осадками. В конце нижнего палеозоя образовавшаяся до этого мощная вулканогенно-осадочная толща была интенсивно дислоцирована и прорвана интрузиями. В результате этой фазы диастрофизма, а также последующих этапов складчатости нижне-палеозойский комплекс пород был регионально метаморфизован и превращен в наблюдаемые ныне метаморфические сланцы с залегающими в них пачками мраморизованных известняков.

Проявление складчатости в конце нижнего палеозоя отчетливо фиксируется, помимо более интенсивной дислоцированности и метаморфизованности пород, также по трансгрессивному, местами (бассейн р. Шишкерт) несогласному налеганию на них отложений верхнего девона.

Учитывая то, что в других пунктах Малого Кавказа разрез девона согласный, логичнее предполагать проявление складчатости в конце силура. По имеющимся данным, она проявилась повсеместно на Малом Кавказе и привела к обширным поднятиям в конце верхнего силура.

Новые погружения на Малом Кавказе начинаются со среднего девона, однако море в Зангезурскую область проникает лишь в верхнем девоне. В течение нижнего и среднего девона эта область была приподнята, интенсивно размывалась, поставляя материал в прилегающую с запада Нахичеванскую зону.

С начала верхнего девона отчетливо выявляется различие в поведении восточной (Кафанской) и западной (Мегри-Сисианской) частей Зангезурской области. Мегри-Сисианский район, как и включающая его складчатая зона Армении, погружается, что приводит к трансгрессии в его пределы верхнедевонского моря. Последнее проникает из Нахичеванской зоны, где морской бассейн существовал уже с начала среднего девона. Наступающее море размывает нижнепалеозойский комплекс пород, образуя мощную (до 500 м) толщу базальных конгломератов. Последние выше по разрезу сменяются глинистыми сланцами, узловатыми известняками, свидетельствующими о продолжавшихся в течение верхнего девона погружениях зоны и углублении в ее пределах моря.

Кафанский район, как и включающая его Сомхетско-Карабахская геотектоническая зона, в течение верхнего девона продолжает оставаться областью размыва.

Геологической истории Зангезурской области в верхнепалеозойское и триасовое время мы не знаем, за отсутствием соответствующих отложений. По всей вероятности, вся область в это время была приподнята, размывалась и осадконакопления в ее пределах не происходило. При наличии осадков указанного времени, продукты их размыва где-либо сказались бы. Поднятие области может быть поставлено в связь с ранними проявлениями герцинской складчатости. Указанием на последнюю является значительно более интенсивная дислоцированность отложений верхнего девона, по сравнению с перекрывающими их отложениями мезо-кайнозоя. В связи с указанной складчатостью с конца верхнего девона в Мегри-Сисианском районе, как и во всей складчатой зоне Армении, намечаются геоантиклинальные тенденции, более ясно выявляющиеся в последующем в течение юры и нижнего мела. В связи с поднятиями мо-

ре уходит к западу, в Нахичеванскую зону, где констатирован совершенно постепенный переход верхнедевонских отложений в отложения нижнего карбона.

С начала юры происходят значительные изменения в структуре области и связанные с ними изменения палеогеографических условий. Вступает в стадию геосинклинального погружения вместе со всей Сомхетско-Карабахской зоной Кафанский район, где с конца нижнего палеозоя, как мы видели, преобладали геоантиклинальные тенденции. В связи с прогибанием зоны с начала юры в ее пределах вспыхивает интенсивная вулканическая деятельность, приводящая к накоплению огромной мощности (до 3—4 км) вулканических образований. В низах видимого разреза юры, вскрытого в ядре Кафанской антиклинали, развиты основные порфириты с подчиненными прослоями туфов и туфобрекчий, относящиеся к средней и, может быть, частью к нижней юре. Накопление их происходило, видимо, в водном бассейне сравнительно небольшой глубины (грубообломочный характер прослаивающих лавы осадков). Излияние лав и извержение рыхлых продуктов было частью подводным, частью же наземным (из островных вулканов), о чем свидетельствуют смешанные фации.

Верхние горизонты средней юры сложены кварцевыми порфирами, их туфами и туфобрекчиями — фацией, весьма характерной для средней юры Малого Кавказа. Образование их свидетельствует о повышении со временем кислотности магмы. Некоторыми исследователями [86] указывалось на наличие за пределами описываемой нами территории кварцевых порфиров и соответствующих им по составу рыхлых продуктов на различных горизонтах внутри среднеюрской вулканогенной толщи. В этом случае логично допустить, что излияние их знаменует конец этапа вулканической деятельности. Новая вспышка вулканизма начинается вновь с излияния основных лав. Интересно отметить, что указанный характер изменения со временем состава магмы от основных к кислым, как мы видели, отмечается и для интрузий области. В конце средней юры происходит внедрение субвулканических интрузий кварцевых порфиров и альбитофиров в виде жил и небольших штоков, прорезающих нижнюю среднеюрскую вулканогенную толщу.

В конце средней юры Кафанская зона претерпевает поднятие, однако вслед за этим в начале (?) верхней юры вновь погружается и покрывается морем. Отложения верхней юры лежат, как указывалось, трансгрессивно на среднеюрской вулканогенной толще с мощным базальным конгломератом в основании. Отсутствие углового несогласия свидетельствует о колебательном характере движений, видимо, неоднократно имевшем место в течение юры.

В связи с новыми погружениями с начала верхней юры вновь усиливается вулканическая деятельность в основном в западной части Кафанской зоны, приводящая к образованию мощной толщи порфиритов Ху-стун-Чимянского хребта. Преимущественная приуроченность лавовых излияний к этой части зоны объясняется, видимо, образованием здесь крупных разломов, служивших путями поднятия магматических масс. Одно-

временно с излияниями лав, в восточной части зоны идет накопление мощной вулканогенно-осадочной толщи, состоящей, главным образом, из продуктов вулканических выбросов: туфов, туфобрекчий с прослоями туфопесчаников и линз рифовых известняков, а также туфоконгломератов. Порфириты в этой толще имеют подчиненное значение. Широкое развитие в указываемой толще туфопесчаников, туфоконгломератов, а также на различных горизонтах не выдержанных по простиранию линз известняков, указывает на мелководность верхнеюрского моря, изобиловавшего рифовыми и вулканическими островками. Размывание последних и обусловило широкое развитие туфоконгломератов. Из наземных и подводных вулканов в море поступал разнообразный материал в виде пепла, лапиллий, отдельных обломков застывшей лавы. Островной характер верхнеюрского моря, изменение состава вулканических продуктов как во времени, так и на небольших пространствах, обусловили чрезвычайно пестрый состав верхнеюрских отложений и сложные их фациальные взаимоотношения. Конец юры ознаменовался поднятием Кафанской зоны, прекращением в ее пределах вулканической деятельности и седиментации осадков. Поднятие было обусловлено в значительной мере, видимо, складчатыми деформациями, проявившимися на границе верхней юры и нижнего мела и отчетливо фиксируемыми по резко трансгрессивному и с угловым несогласием налеганию нижнего мела (баррем) на различные горизонты верхнеюрских отложений.

В отличие от Кафанской зоны, Мегри-Сисианская в течение юры продолжала оставаться областью размыва, возможно лишь частично и на непродолжительное время покрываясь морем.

В начале мелового периода (нижний валаджин) еще продолжается вулканическая деятельность, но уже с верхнего валаджина она прекращается и вулканогенные породы сменяются мощными карбонатными отложениями, накопление которых имело место на протяжении всего неокома. Как и в юре максимум погружения в нижнемеловое время имеет место в Кафанской зоне. Море заливаает, по всей вероятности, и Мегри-Сисианскую зону. Указанием на это является отсутствие прибрежных отложений в прилегающих к этой зоне участках.

Судя по преимущественному развитию известняков и крайне незначительному распространению терригенного материала, море в неокоме было открытым, безостровным. Заключение в известняках фауна свидетельствует о неглубоководности этого моря. В конце века в Кафанской зоне устанавливается более глубоководный режим (мергели с головоногими), продолжающийся и в течение нижнего апта.

Неоднократные колебательные движения, имевшие место в конце нижнего мела и начале верхнего, привели к изменению характера осадков и к выпадению из разреза на отдельных участках (Зейва-Агаракский район) отдельных ярусов (альб, сеноман, нижний турон). С указанными движениями связана в отдельные моменты вспышка вулканической деятельности и образование вулканогенных пород, а также возможно внедрение гранитоидных интрузий Кафанской зоны. Указанием на это служит наличие галек интрузивных пород в основании эоцена у

с. Ахбыс и находка А. Н. Соловкиным галек розовых гранитов, аналогичных гранитам Цавской интрузии, в основании турона по реке Гочас.

Поднятия и регрессии конца нижнего мела и начала верхнего сменялись в верхнем туроне новыми погружениями и широкой трансгрессией моря, ликвидировавшей отдельные участки суши. Установившийся морской режим сохраняется до конца мела. Осадки указанного времени представлены песчаниками, частью мергелями с обильными остатками двустворок, гастропод и головоногих. Морское покрытие с верхнего турона, по всей вероятности, распространялось и на Мегри-Сисианскую зону, так как в непосредственно прилегающих к указываемой зоне участках сохранились осадки открытого моря (верхнемеловые известняки и мергели Ордубадского района).

С начала эоцена происходят новые изменения в структуре области, обуславливающие перестройку прежних соотношений суши и моря. Геоантиклинальные тенденции, существовавшие в Мегри-Сисианском районе с конца верхнего девона, сменяются движениями обратного порядка. Зона эта погружается и становится отныне ареной интенсивной, лишь временами затухавшей, вулканической деятельности.

В течение нижнего эоцена в пределах зоны образуется мощная (до 1,5 км) толща вулканических пород, главным образом, основных по составу порфиритов, с подчиненными слоями их туфов и туфобрекчий. Излияние лав происходило в водном бассейне из островных и подводных вулканов, о чем свидетельствует отчетливая слоистость и отсортированность материала в прослаивающих порфириты туфах, превращенных в результате метаморфизма в полосчатые роговики.

Вулканическая деятельность в течение нижнего эоцена имела место и в Нахичеванской зоне, но в более слабой форме. Наряду с вулканогенными породами здесь широко развиты и нормальные морские осадки. Интересно отметить, что в Джульфинском ущелье разрез начинается со среднего эоцена, резко трансгрессивного, а в Ордубадском районе есть и палеоцен. Таким образом, отмечается отчетливая трансгрессия моря на запад из внутренней Мегри-Сисианской части геосинклинали к периферии.

В Кафанской зоне вулканических проявлений не было. Поднятия конца нижнего мела привели к осушению этой зоны. Морской режим сохраняется здесь лишь на отдельных участках (постепенный переход меловых отложений в палеогеновые в разрезе у с. Али-Кули-Ушаги), в пределах которых образуются преимущественно прибрежные терригенные осадки.

Влияние вулканической деятельности Мегри-Сисианской зоны сказывается в присутствии в породах туфового материала.

Отчетливо отмечаются колебательные движения на границе нижнего и среднего эоцена. В конце нижнего эоцена область поднимается и освобождается от морского покрова. Однако вскоре вслед за этим с начала среднего эоцена начинаются новые погружения, приводящие к широкой трансгрессии среднеэоценового моря. В последнем отлагаются преимущественно песчано-глинистые, частью карбонатные (мергели,

известняки) осадки. Широко распространены также грубообломочные породы: туфоконгломераты и туфобрекчии.

Наличие на отдельных горизонтах среднеэоценовой толщи мощных слоев вулканогенных образований: порфиритов, их туфов и туфобрекчий, свидетельствует о вспышках в отдельные периоды вулканической деятельности. Последняя была приурочена исключительно к Мегри-Сисианской зоне. Широкое развитие в составе осадков грубозернистых песчаников, микроконгломератов, конгломератов и брекчий указывает на наличие в среднеэоценовом море значительного количества островов, за счет разрушения которых и получался терригенный материал. Накопление обломочных пород с подчиненными слоями вулканических образований продолжается, видимо, и в течение верхнего эоцена.

В конце верхнего эоцена происходят интенсивные складчатые движения, наиболее сильно проявившиеся в пределах Мегри-Сисианской зоны, как и во всей складчатой зоне Армении. В результате их складчато деформируются и прорываются крупными массивами гранитоидных интрузий вулканогенно-осадочные породы эоцена. Внедрение большинства интрузий в указываемой зоне, по всей вероятности, связаны именно с этими предолигоценными орогеническими движениями. Интрузии приурочены, главным образом, к куполам антиклинальных поднятий и вытянуты согласно складчатости в северо-западном направлении. Наблюдаемая разгнейсованность в интрузивных породах, ориентировка шлиров в северо-западном направлении, а местами и отчетливая складчатость среди гранитов (граниты Кяртского массива, Мегри-гета) свидетельствуют о продолжавшихся ориентирующих давлениях в период внедрения и остывания массивов. Наиболее крупный Ордубадо-Мегринский массив сложен последовательной серией интрузий, внедрение которых происходило в течение длительного геологического времени.

С указываемой фазой складчатости связано образование крупных разломов северо-западного направления, отчетливо перекрывающихся в соседних к северо-западу и западу районах отложениями олигоцена. В последующем, в связи с ослаблением сил сжатия и развитием радиальных стрессов, образовались северо-восточные и близкие к широтному разрывы, которые будучи приоткрытыми, послужили путями внедрения жил интрузий и рудоносных растворов. Почти все оруденение района генетически связано с внедрением верхнеэоценовых гранитоидных интрузий.

Несмотря на указанную складчатость, с начала олигоцена (?) область вновь погружается. При этом наибольшие погружения имеют место в Мегри-Сисианской зоне, в пределах которой вспыхивает вновь интенсивная вулканическая деятельность, приводящая к накоплению огромной мощности (до 1,5—2 км) эффузивных пород: основных (базальты, андезиты-базальты) и кислых (липариты) лав их туфов и туфобрекчий.

В Кафанской зоне продолжалось накопление морских терригенных осадков (песчаники Худаферина). Новые складчатые движения в конце олигоцена приводят к поднятию всей области. В миоцене она была уже

высоко приподнята и размывалась. В это время закладывались основы современной гидрографической сети. Континентальный режим сохранялся и в течение плиоцена. В пониженных частях рельефа происходит накопление мощных туфообломочных толщ (герюсинская толща) и соответствующих им по возрасту глинисто-диатомитовых отложений. Образование последних происходило в озере, возникшем в результате подпруды долины р. Воротан туфобрекчиями герюсинской толщи. Возраст последних не моложе нижнего плиоцена, поскольку в них отчетливо врезана 180 м терраса у устья р. Горис, относящаяся по возрасту, согласно сводки В. Громова, к верхнему плиоцену. Ряд озер в пониженных частях рельефа образовалось южнее в бассейне р. Мегри. В них происходило накопление песчано-глинистых угленосных отложений. Указываемые озерные отложения отчетливо ингрессивны. Они выполняют долины рек, пониженные участки рельефа, свидетельствуя о том, что ко времени их образования последний уже, в его современном виде, в основном уже был сформирован. Продолжающиеся поднятия в плиоцене, особенно интенсивные в Мегри-Сисианской зоне, приводят к образованию новых разломов и связанным с ними лавовым излияниям. Наибольшей силы вулканические процессы достигают в верхнеплиоценовое-нижнечетвертичное время, когда образуются обширные лавовые плато с насаженными на них хорошо сохранившимися центрами излияний. В верхнеплиоценовое время в Мегри-Сисианской зоне происходит внедрение небольших интрузий дацитов и жил кварцевых порфиров, с которыми возможно генетически связаны месторождения реальгара и проявления киновари.

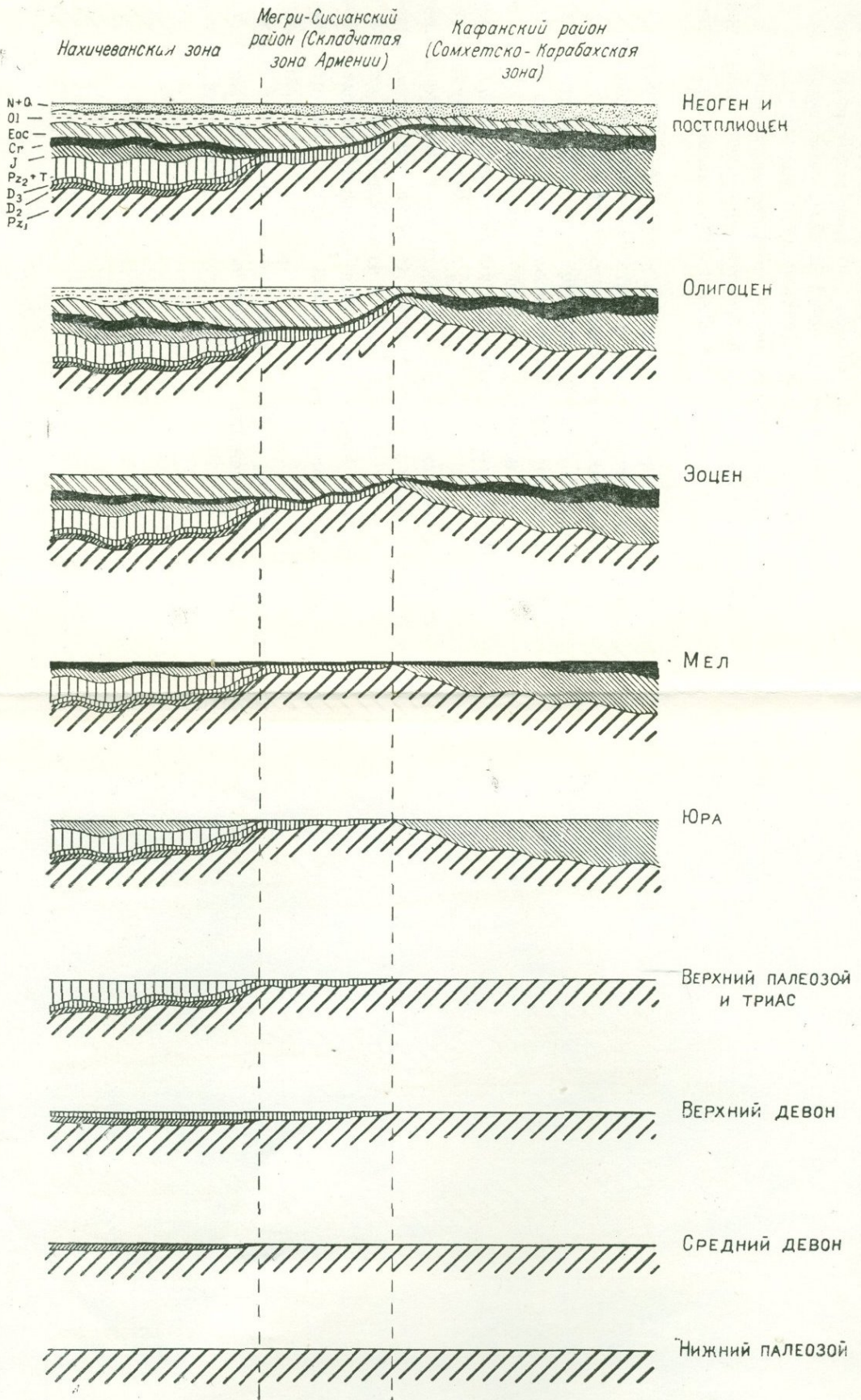
В четвертичное время происходит неоднократное сводообразное поднятие области (общее для всего Малого Кавказа) и вызванные этим соответствующие циклы эрозии, отложение террас и их размыв. Доказательством молодых поднятий области является наличие отчетливо пенепленизированных ровных водораздельных гребней и высот с глубоко врезанными в них речными долинами, на склонах которых сохранились высокие террасы. Возобновление циклов эрозии, совпадавшее с началом поднятий, сопровождалось излиянием лав, потоки которых располагаются на соответствующих террасах.

Изложенная выше история формирования Запгеzurской области, на фоне общего развития Малого Кавказа, позволяет выделить в ней следующие основные этапы:

1. Докембрий-нижний палеозой. Область находится в стадии геосинклинального погружения и накопления мощной толщи осадков и, главным образом, продуктов вулканических извержений: порфиритов, их туфов и туфобрекчий. Заканчивается этап интенсивной складчатостью, внедрением интрузий кислых и основных пород и общим поднятием области. Указываемый этап имел исключительно важное значение в истории развития области, как и всего Малого Кавказа. Именно, в конце его, вероятно, обособились наблюдаемые ныне геотектонические зоны и были созданы условия, приведшие к различному ходу их дальнейшего развития.

История развития геосинклинали Зангезурской области Армении
и прилегающих частей Азербайджанской ССР

Составил С. С. Мкртчян
ЕРЕВАН - 1953



2. **Верхний девон.** Погружения в западной (Мегри-Сисианской) части области. Трансгрессия в ее пределы моря. В конце периода — складчатость и поднятие района.

3. **Юра.** Погружения в восточной (Кафанской) части области. Интенсивная вулканическая деятельность, приведшая к накоплению мощной толщи вулканогенно-осадочных образований. Неоднократные колебательные движения переменного знака, обусловившие пестрый фациальный состав толщ. Внедрение в средней юре субвулканических интрузий альбитофиоров и кварцевых порфиров.

4. **Мел.** Общее погружение области с нижнего мела, наиболее интенсивное в пределах Кафанского района. Трансгрессия моря и накопление мощной толщи преимущественно карбонатных отложений. Колебательные движения в течение верхнемелового времени, обусловившие перерывы в осадконакоплении. Внедрение интрузий Кафанского района и образование генетически связанных с ними проявлений сульфидов меди, свинца и цинка.

5. **Эоцен.** Погружения в Мегри-Сисианской зоне, сопровождающиеся интенсивной вулканической деятельностью и накоплением мощной толщи вулканических и частью осадочных образований. В конце эпохи интенсивная складчатость и внедрение крупных массивов гранитоидных интрузий, с которыми связаны медно-молибденовые и полиметаллические месторождения района. Образование крупных разломов СЗ направления и в том числе Хуступ-Гирратахского разлома, разграничивающего различные геотектонические зоны.

6. **Олигоцен.** Погружения и интенсивная вулканическая деятельность в пределах Мегри-Сисианской зоны. В конце олигоцена складчатость и инверсия всей области, превращение ее в зону размыва.

7. **Неоген-постплиоцен.** Излияние лав, образование ингрессивных толщ. Внедрение интрузий дацитов и кварцевых порфиров. Выработка современной гидрографической сети.

На прилагаемой таблице приведены схематические разрезы, иллюстрирующие последовательное развитие области, начиная с нижнего палеозоя до неогена включительно.

IV. РУДОНОСНОСТЬ ОБЛАСТИ

Зангезурская область является одной из наиболее интересных в отношении рудоносности областей Малого Кавказа. На сравнительно небольшой ее площади сконцентрировано большое количество рудных месторождений, среди которых имеются и весьма крупные. Среди большого разнообразия полезных компонентов, входящих в состав руд, промышленное значение по содержанию в рудах и запасам имеют медь, молибден, свинец и цинк. В распределении месторождений указанных металлов отмечается определенная закономерность. Хуступ-Гирратахский разлом, разграничивающий, как было отмечено выше, Зангезурскую область на два резко различных по геологическому строению и истории развития района, является одновременно границей распределения месторождений различного по составу и характеру типа. К западу от указанного разлома в пределах Мегри-Сисианского района располагаются медно-молибденовые месторождения с широким развитием оруденения штокверкового типа, к востоку же, в Кафанском районе, медно-колчеданные и полиметаллические месторождения преимущественно жильного типа.

Резкое различие характера месторождений западной и восточной части области, различные условия их формирования и нахождения, позволяют выделить в пределах Зангезурской области два рудных района: район медно-молибденового оруденения и район колчеданного медного и полиметаллического оруденения.

Первый из этих районов полностью совпадает в своих границах с описанным выше Мегри-Сисианским районом, второй с Кафанским районом.

Ниже приводится краткое описание месторождений по каждому из выделенных районов.

А. МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕГРИ-СИСИАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Наиболее важное значение среди рудных месторождений Мегри-Сисианского района имеют медно-молибденовые месторождения. Относятся они, в основном, к прожилково-вкрапленному типу с развитием оруденения на больших площадях. Меньшее значение имеет жильный

тип оруденения, представленный мощными кварцевыми жилами, а также брекчиевидные руды в раздробленных брекчированных зонах.

Месторождения пространственно тесно связаны с интрузивными массивами, располагаясь в пределах этих массивов или в экзо-контактных их частях. Рудовмещающими породами являются как интрузивные породы отдельных фаз внедрения, так и породы кровли интрузий: вулканогенно-осадочные породы палеозоя, нижнего и частью среднего и верхнего эоцена. По времени и условиям образования среди месторождений Мегри-Сисианского района выделяются следующие генетические типы:

1. Магматические,
2. Пегматитовые,
3. Контактново-метасоматические,
4. Контактново-метасоматические с наложенным гидротермальным оруденением,
5. Гидротермальные.

Подавляющая часть месторождений относится к месторождениям гидротермального генезиса. Все остальные типы имеют незначительное распространение и, как правило, промышленных концентраций металлов не дают. Месторождения гидротермального типа, условия образования которых подробно рассматриваются ниже, отличаются однообразием морфологического типа оруденения и состава руд.

Попытки некоторых авторов расчленить месторождения по форме рудных тел нельзя считать удачной, так как на одних и тех же месторождениях можно встретить все выделяемые ими морфологические типы. Так, на Каджаране помимо прожилково-вкрапленного оруденения широко развиты мощные протяженные рудоносные кварцевые жилы, которые могут служить объектом самостоятельной разработки.

Такие же жилы установлены разведочными работами последних лет на Агаракском месторождении. И, наоборот, на месторождениях, отнесенных к жильному типу, в большинстве случаев жилы сопровождаются зоной рассеянного прожилково-вкрапленного оруденения.

Для удобства описания месторождений, последние сгруппированы по территориальному признаку их нахождения.

1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БАРГУШАТСКОГО ХРЕБТА

На северном склоне Баргушатского хребта известен ряд проявлений медно-молибденовых руд. Большая часть их находится в западной части хребта в бассейне р. Айри.

Оруденение здесь приурочено к зонам интенсивно измененных окварцованных пород, контролируемых крупным разломом северо-западного простирания. На большинстве месторождений и рудопроявлений оруденение представлено прожилками и вкрапленностью сульфидов в измененных порфиритах и интрузивных породах (Чичаглы, Ял-юрт, Пюсек, Сальварт и др.). Реже встречается жильный тип оруденения и гнездообразные скопления руд в скарновых зонах (Мичимат, Шенатат).

Среди месторождений и рудопоявлений северного склона Баргушатского хребта наиболее крупным, на данной стадии изученности, является Дастакертское месторождение, по которому в результате разведочных работ выявлены значительные запасы руд с высоким содержанием меди и молибдена. Промышленная ценность остальных месторождений, разведываемых в настоящее время Армянским геологическим управлением, пока не ясна.

а) ДАСТАКЕРТСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Дастакертское медно-молибденовое месторождение находится в Сисианском административном районе в 3-х км южнее с. Дастакерт в долине р. Кызкошты (правый приток р. Айри) на абс. высоте 2200—2400 м. Месторождение было открыто в 1945 году И. Г. Магакьяном и В. Х. Ароян и выдвинуто ими под разведку. От ближайшей железнодорожной станции и города Нахичеван месторождение отстоит в 125 км, а от районного центра с. Сисиан — в 25 км.

От месторождения до с. Сисиан проведена шоссейная дорога, связывающая месторождение с шоссейной же дорогой Сисиан — ст. Нахичеван. На базе выявленных запасов у с. Дастакерт построена и введена в эксплуатацию в 1952 г. обогатительная фабрика. Район месторождения сложен вулканогенной толщей нижнего эоцена, представленной порфиритами и прослаивающимися их туфами и туфобрекчиями. Указанные породы слагают юго-западное крыло крупной антиклинальной складки, ось которой проходит северо-восточнее месторождения у вершин Дамурлы и Кара-Кая, и прорваны массивами гранитоидных интрузий. Последние на участке месторождения представлены среднезернистыми серыми гранитами и гранодиоритами, в краевых частях переходящими в кварцевые диориты. Непосредственно на участке месторождения наиболее широко развиты интрузивные породы, среди которых местами сохранились породы кровли — порфириты и роговики нижнего эоцена. Как интрузивные, так и вулканогенно-осадочные породы прорваны многочисленными жильными породами: диорит-порфиритами и диабаз-порфиритами, образующими мощные (до 10 и более метров) протяженные дайки. Диорит-порфириты имеют главным образом северо-западное простирание, диабазовые же порфириты преимущественно северо-восточное простирание. Возрастные взаимоотношения даек указанных систем еще недостаточно выяснены.

Широко развиты на участке месторождения молодые наносные образования, достигающие значительной мощности (до 80 и более метров) на склоне левого берега р. Кызкошты. Представлены они валунно-галечными накоплениями в слабо уплотненном суглинке. По условиям образования они представляют собой делювиально-пролювиальные, аллювиальные и частью, быть может, гляциальные отложения. Интересно отметить, что в основании указанных отложений в долине р. Кызкошты, непосредственно над разрабатываемой залежью руды, находятся хорошо окатанные гальки весьма богатой молибденитовой руды.

Породы вулканогенно-осадочной толщи нижнего эоцена и прорывающие их интрузии на участке месторождения интенсивно гидротермально изменены: окварцованы, серицитизированы, каолинизированы, пересечены многочисленными прожилками кварца и карбоната, несущими сульфидную минерализацию.

Породы имеют ясно выраженную метасоматическую структуру, обусловленную развитием вторичных минералов, нередко полностью замещающих первичные. На отдельных участках интрузивные породы (участок штолен № 3, 5) настолько интенсивно изменены, что совершенно потеряли первоначальный состав и структуру и превратились в типичные вторичные кварциты и серицито-кварцевую породу. По трещинкам и в пустотах в породе отмечаются друзы мелких кристаллов кварца с розетками молибденита.

Зона измененных осветленных, окварцованных и серицитизированных пород, вмещающих оруденение Дастакерта, приурочена к лежащему боку крупного разлома, отчетливо фиксируемого в 1,5—2 км к югу от месторождения в долине р. Кызкошты. Разлом этот имеет северо-западное 310° простирание и падает на юго-запад под углом 80° . К югу от него развиты неизмененные порфириты, туфы и туфобрекчии, к северу же располагается рудное поле Дастакертского месторождения. Другой крупный разлом, так называемый Центральный, вдоль которого отмечается интенсивное изменение и рудная минерализация пород, прослеживается в северо-западном направлении (315° — 330°) вдоль долины р. Кызкошты, на протяжении 3—4 км.

Сопровождается он, как и отмеченный выше разлом, зоной раздробленных, брекчированных, перетертых местами до состояния глин измененных пород. Вдоль разлома по долине Кызкошты, у русла ручья, в ряде мест отмечаются выходы углекисло-железистых минеральных источников. Последние вскрыты также на глубине буровыми скважинами, заданными в пойме ручья.

Контролирующая роль Кызкоштинского разлома в локализации оруденения на Дастакертском месторождении сомнений не вызывает: по мере удаления от разлома степень изменения и минерализации пород ослабевает. Некоторые исследователи считают, что Кызкоштинский разлом является непосредственным продолжением Агаракского и Таштунского разломов и что Агаракское, Каджаранское и Дастакертское месторождения приурочены к одной общей зоне нарушения. Представление это, безусловно, является ошибочным, так как никаких признаков нарушений в вулканогенно-осадочной толще, слагающей район между Каджаранским и Дастакертским месторождениями (бассейн верхнего течения р. Гехи), не имеется. Здесь развита мощная толща порфиритов и перекрывающих их слабо дислоцированных туфобрекчий, не несущих каких-либо признаков изменения. Таштунский разлом прослеживается от Каджарана к северо-западу в пределы Нахичеванской АССР, скрываясь здесь под отложениями олигоцена и более молодых образований. Кызкоштинский же разлом увязывается, по всей вероятности, с Кирским разломом, представляя, таким образом, зону нарушения, параллельную

Таштунскому разлому того же северо-западного простирания. При общей приуроченности зоны измененных рудоносных пород к Кызкоштинскому разлому оруденение локализуется в структурах северо-восточного и близширотного простирания, сопряженных с этим разломом.

Это обстоятельство не было достаточно учтено предыдущими исследователями, в связи с чем разведочные работы направлялись в основном вдоль разлома и в этом же направлении без достаточного основания протягивались контуры рудоносных зон. Анализ существующего материала по разведке месторождения показывает, что рудоносные зоны с промышленным (иногда очень высоким) содержанием в рудах меди и молибдена вытягиваются в северо-восточном направлении, вдоль структур, в значительной мере использованных внедрившимися дайками диабазовых порфиритов. Последние играли существенную роль в локализации оруденения. Как правило, отмечается значительное увеличение мощности рудоносных зон в лежащем боку даек при пологом их падении и относительно небольшая их мощность при вертикальном падении даек.

Весьма характерно, что, как показало опробование, степень изменения пород и содержание в них меди и молибдена увеличивается по мере приближения к дайкам. На центральном участке месторождения (участок, вскрытый штольнями №№ 1, 2, 3, 5, 6, 7, 16), где отмечается серия сближенных даек северо-восточного простирания, рудоносные зоны сливаются, образуя одну мощную зону, в пределах которой и сосредоточены наиболее богатые руды месторождения. Мощность этой зоны доходит до 200 м. На глубину она прослежена горными выработками на 50 м, а буровыми скважинами до 200—250 м.

Вторая рудоносная зона, расположенная севернее, вскрыта штольной № 14 и относительно менее разведана. Здесь также отмечается серия даек диабазовых порфиритов северо-восточного простирания, по всей вероятности, также игравших существенную роль в формировании этой зоны. Характерно, что на участке месторождения, расположенном между указанными рудоносными зонами, где отсутствуют дайки диабазовых порфиритов оруденение практически отсутствует.

Приведенные данные дают нам основание считать дайки диабазовых порфиритов дорудными образованиями, внедрившимися в раздробленные зоны северо-восточного и близширотного простирания, которые позже послужили путями для циркуляции рудоносных растворов и отложения вдоль даек руд. В ряде случаев пологопадающие дайки экранировали оруденение.

Таким образом, в рудном поле Дастакертского месторождения с рассеянным убогим оруденением имеются обогащенные медью и молибденом зоны, которые, будучи расположены в зоне измененных пород, приуроченных, как указывалось, к северо-западному разлому, имеют северо-восточное простирание.

В этом отношении Дастакертское месторождение имеет много сходных черт с Каджаранским. На последнем, как известно, рудоносные зоны имеют также северо-восточное и близширотное простирание и образовались в структурах, сопряженных с Таштунским (Дебаклинским) разло-

мом, вдоль которых внедрились дайки порфириров, также игравшие существенную роль при рудообразовании.

Сходен и минералогический состав руд. Как и на Каджаране, главнейшими компонентами руд являются халькопирит и молибденит (помимо пирита, широко развитого в виде мелких вкрапленников в измененных породах обоях месторождений). Значительно менее распространены борнит, сфалерит, галенит, еще реже встречаются медно-висмутовые минералы, энаргит, аргентит, блеклая руда и самородное золото. Жильные минералы представлены кварцем, серицитом и кальцитом.

В пределах рудоносных зон встречается несколько типов руд, различный характер которых обусловлен структурными особенностями отдельных участков месторождения и временем минерализации.

Наиболее богатыми являются брекчиевидные руды, приуроченные к зонам дробления порфириров. Представлены они угловатыми обломками сильно измененных осветленных, окварцованных и каолинизированных порфириров, сцементированных молибденитом и халькопиритом. Величина обломков небольшая и обычно достигает нескольких сантиметров. Местами цемент (халькопирит и молибденит) преобладает над обломками порфириров (рис. 23) и руда отличается необыкновенно высоким содержанием молибдена (до 16%). Весьма характерно, что в брекчиевидных рудах при совместном нахождении халькопирита и молибденита последний обволакивает угловатые обломки измененных порфириров, а уже в этой молибденитовой рубашке располагаются скопления халькопирита. Ни в одном случае (при совместном нахождении с молибденитом) не был установлен непосредственный контакт халькопирита с обломками породы. Как правило, поверхность зерен или более крупных скоплений халькопирита отделяется от поверхности пород более или менее тонким слоем (иногда даже пленкой) молибденита.

Выделение молибденита у стенок каналов, по которым циркулировали растворы, очевидно обусловлено взаимодействием последних с породами, и в частности, по всей вероятности, охлаждающим действием поверхности пород на растворы, при котором в первую очередь выпадал молибденит.

Брекчиевидные руды приурочены, главным образом, к участкам пересечения структур северо-западного и северо-восточного простирания, где породы были наиболее интенсивно раздроблены.

На месторождении отмечен ряд пострудных нарушений, сопровождающихся глиной перетирания с включенными в ней кусками руды. В большинстве они имеют близкое к меридиональному простирание и падают круто. Местами (выработки штолен №№ 5, 7, 16) они отчетливо смещают рудоносные зоны с амплитудой смещения от нескольких метров до десятков метров.

За пределами брекчированных зон в окварцованных пиритизированных порфиритах отмечаются кварцевые прожилки с молибденитом и халькопиритом, а также вкрапленность этих минералов.

Содержание меди и молибдена в рудах этого типа обычно незначительно (молибден от сотых долей процента до 0,15%, медь от 0,2 до

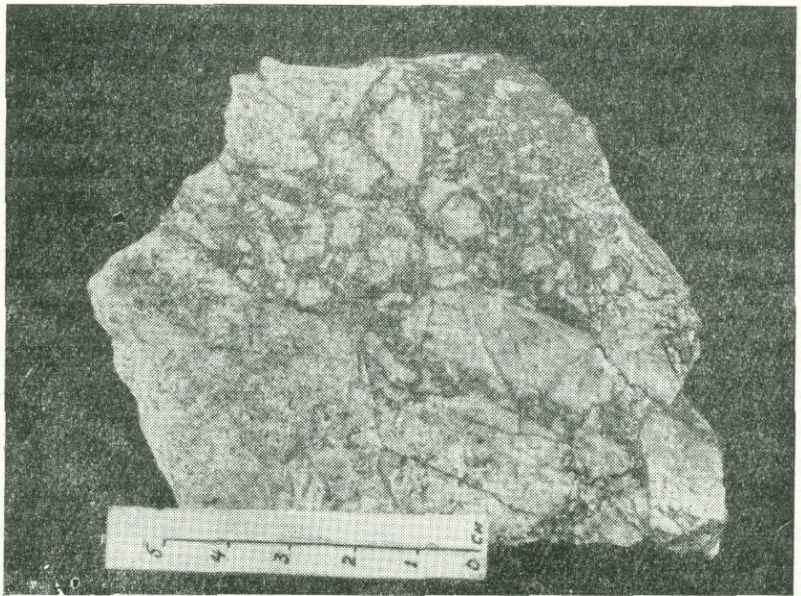


Рис. 23. Брекчиевидные руды. Дастакертское месторождение.

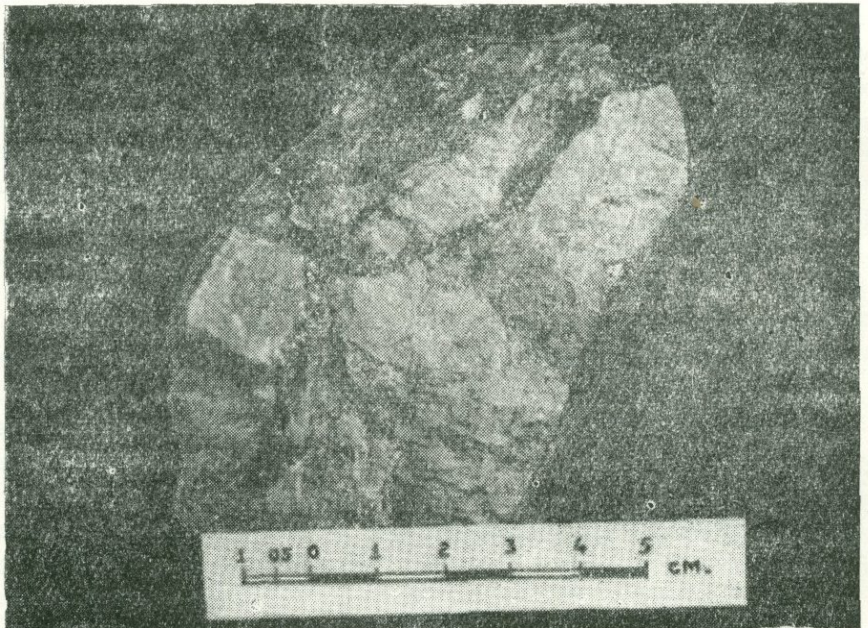


Рис. 24. Брекчиевидные руды. Дастакертское месторождение.

1%), обогащенные участки также связаны с участками относительно более раздробленных пород.

Содержание меди и молибдена в интрузивных породах обычно убогое, но в пределах рудоносных зон имеет промышленное значение. Местами же по меди высокое (зона шт. № 5) — содержание меди до 5%.

Интересный тип оруденения, резко отличный от ранее выявленных на месторождении брекчиевидных руд, вскрыт штольной № 13 в массиве гранодиоритов. Последние в зоне оруденения превращены в светлую серицит-кварцевую породу с хорошо образованными кристаллами кварца, местами образующего друзовые скопления. Оруденение представлено пиритом, халькопиритом и крупночешуйчатым молибденитом, образующим хорошо выраженные розетки; порода имеет характер типичного грейзена и весь облик руды (крупные розетки молибденита) свидетельствует об условиях образования этого типа руд в относительно более высокотемпературных условиях. Указываемая зона оруденения имеет близкое к широтному северо-восточное простирание.

На горизонте штольной № 13 зона оруденения прослежена по простиранию на 40 м, при мощности 10 м. На глубине она подсечена выработками штольной № 14, а по восстанию — штольной № 33. Таким образом, по вертикали зона оруденения прослежена выработками на 65 м, сохраняя на всем протяжении характер и интенсивность оруденения. Среднее содержание молибдена в зоне 0,2%, меди около 1%.

Изучение характера и вещественного состава отдельных типов руд, их пространственного расположения позволяет выделить ряд последовательных этапов в истории формирования Дастакертского месторождения. И. Г. Магакьян выделяет четыре последовательных этапа оруденения.

В первый, наиболее ранний, этап были изменены и пиритизированы на широкой площади вулканогенно-осадочные породы кровли интрузии в связи с выносом из магматического очага серы и летучих компонентов.

Во второй этап образовались серицито-кварцевые породы, вкрапленность и гнездообразные включения в них пирита, халькопирита и крупночешуйчатого молибденита у контакта (главным образом в эндоконтакте интрузий гранитов, гранодиоритов с порфиритами кровли). В этот этап имели место явления, сходные с процессами грейзенизации гранитов.

В третий этап, в связи с возникновением тектонических структур северо-западного направления и сопряженных с ними структур северо-восточного и близширотного простирания, образуются, главным образом в породах кровли интрузии, рудоносные зоны с брекчиевидным и прожилково-вкрапленным характером руд. В этот этап образовались наиболее важные в промышленном отношении концентрации меди и молибдена.

В последний, четвертый, этап оруденения образовались прожилки полиметаллической руды, которые встречены на различных горизонтах месторождения, отчетливо секут руды предыдущих этапов, цементируя местами их обломки.

Общие перспективные запасы Дастакертского месторождения значительны, поскольку выявленные руды с промышленным содержанием металлов продолжают ниже разведанных горизонтов и изучаемый в на-

стоящее время участок месторождения может являться лишь частью более обширного рудного поля. Подтверждением этого служит распространение зоны рудовмещающих пород как в северо-восточном направлении (верховья Дастакертского ручья, р. Мроц), так и в северо-западном направлении (участки Мурхуз, Софулу, Пюсек, Чичаглы) при сходных геологических условиях.

Рудоносная зона отчетливо прослеживается по обнажениям левого берега р. Кызкошты от центрального участка Дастакертского месторождения к северо-западу. Здесь, в пределах указываемой зоны, были отмечены (62) рудопроявления на расстоянии 0,5—1,5 км от центрального участка месторождения (участки Ял-юрт, Пюсек).

Оруденение представлено здесь кварцево-сульфидными прожилками и вкрапленностью халькопирита и молибденита и прослежено на поверхности на протяжении до 100—150 м при мощности до 20 м. Далее к западу зона измененных пород уходит под наносные образования и вновь появляется в обнажениях в долине речки Чичаглы. Здесь порфириты и их туфы прорваны небольшими штоками гранодиоритов и на значительной площади изменены и несут сульфидную минерализацию. Оруденение представлено прожилками кварца с халькопиритом, пиритом, магнетитом, гематитом и молибденитом.

Чичаглинское рудопроявление разведывалось Армянским геологическим управлением неглубокими штольнями и буровыми скважинами.

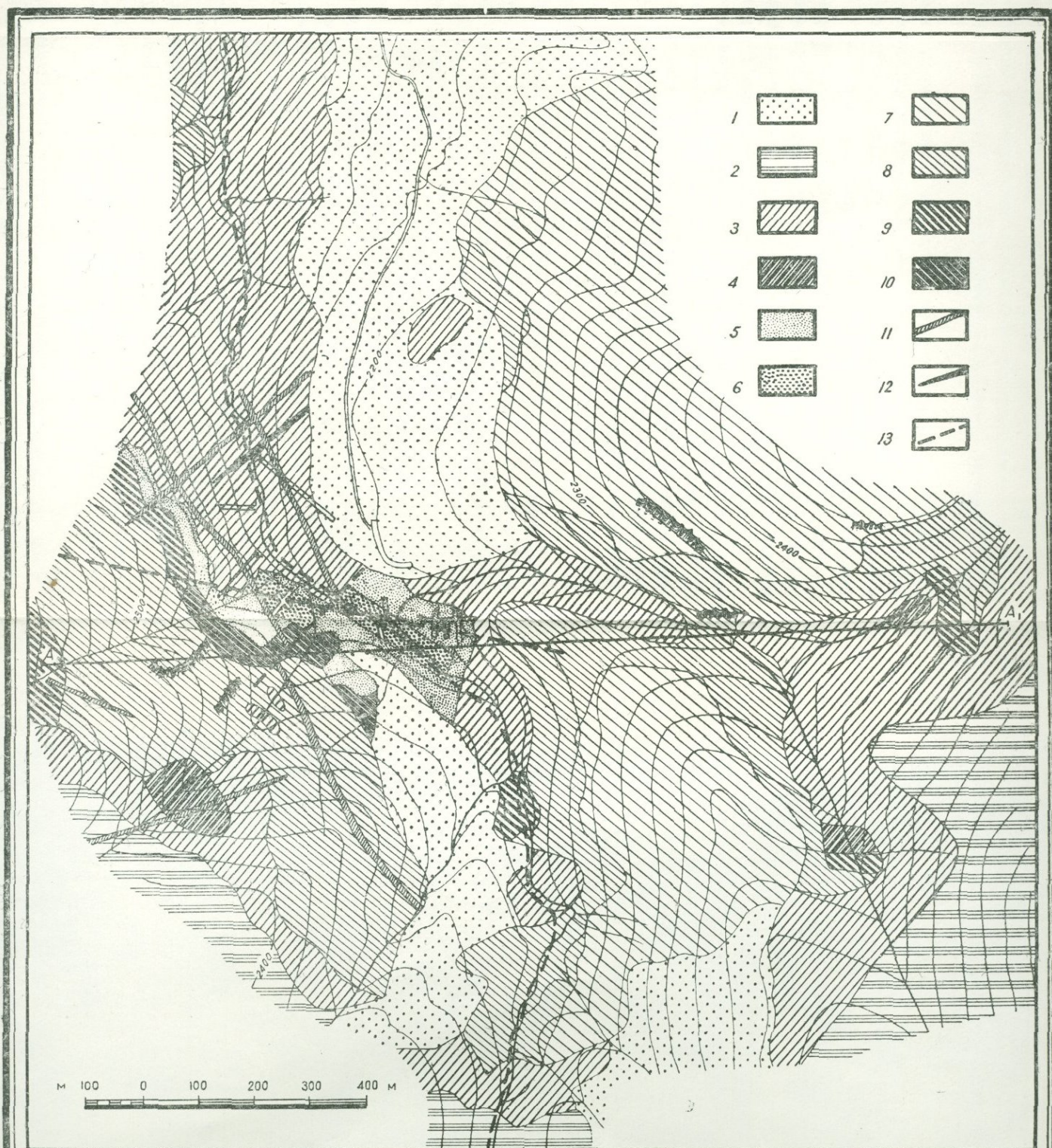
В связи с низким содержанием в рудах меди и молибдена в пределах разведанного контура месторождения, в большинстве не удовлетворяющем требованиям кондиции, разведка Чичаглинского участка была прекращена. Однако, учитывая большую площадь развития измененных рудовмещающих пород, в пределах которой могут находиться участки с промышленным содержанием металлов, работы на Чичаглинском месторождении следует продолжить. В первую очередь здесь необходимо провести детальную геолого-структурную и металлометрическую съемку, в зависимости от данных которых и направить дальнейшие разведочные работы.

Рудопроявления отмечены и за пределами зоны измененных пород среди относительно слабо измененных гранодиоритов. Оруденение на таких участках проявляется в виде прожилков, небольших гнездообразных включений и примазков по трещинам отдельностей, главным образом, халькопирита. К таким участкам относятся Мегрилинский и Пюсекский. Ввиду невыдержанности оруденения, спорадического его проявления такие участки вряд ли могут приобрести промышленный интерес.

К северо-востоку от центрального участка месторождения протягивается мощная зона измененных осветленных и пиритизированных пород. Прослеживается она в верховьях Дастакертского ручья и в долине реки Мроц (левый приток р. Шенатаг). На поверхности в заохренных породах местами отмечаются тонкие прожилки кварца с халькопиритом и молибденитом. Зона эта, безусловно, представляет интерес, так как находится на северо-восточном продолжении структур Дастакертского месторожде-

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДАСТАКЕРТСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(по Г. О. Пиджяну)



1		7	
2		8	
3		9	
4		10	
5		11	
6		12	
		13	

Разрез по линии А-А,



1. Четвертичные аллювиально-делювиальные отложения. 2. Средний эоцен. Пироксено-плагноклазовые порфиры, свежие, безрудные. 3. Средний эоцен. Пироксено-плагноклазовые порфиры, сильно окварцованные и пиритизированные. 4. Средний эоцен. Плагноклазовые порфиры со слабым медным оруденением. 5. Средний эоцен. Плагноклазовые порфиры гидротермально сильно измененные с медно-молибденовым оруденением. 6. Средний эоцен. Порфиры гидротермально измененные, брекчированные с интенсивным медно-молибденовым оруденением. 7. Миоцен. Гранодиориты и кварцевые диориты свежие, безрудные. 8. Миоцен. Гранодиориты окварцованные и пиритизированные. 9. Миоцен. Гранодиориты окварцованные со слабым медным оруденением. 10. Миоцен. Гранодиориты гидротермально измененные, трещиноватые с медно-молибденовым оруденением. 11. Дайки диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. 12. Дайки диабазовых порфиров. 13. Линии тектонических нарушений

ния, в пределах которых, как мы видели, локализуются промышленные руды.

Небольшие проявления медно-молибденового оруденения среди гранодиоритов и на контакте их с вулканогенно-осадочными породами палеозоя и нижнего эоцена отмечены в долине реки Шенатаг. Из них заслуживает упоминания Мичиматское проявление, расположенное на склоне левого берега р. Шенатаг в 5—6 км северо-западнее с. Лернашен (Шенатаг).

Оруденение приурочено к контакту гранодиоритов с полосчатыми роговиками основания нижнего эоцена. У контакта роговики и прослаивающие их известняки скарнированы и содержат вкрапленность борнита (гипогенный), халькопирита, молибденита и местами шеелита. Местами же отмечаются небольшие желвакообразные скопления халькопирита. Рудовмещающие скарнированные породы вытягиваются полосой до 1 м мощности вдоль линии контакта интрузии с роговиками и прослежены по простираанию поисково-разведочными выработками на 400—500 м. Месторождение контактово-метасоматического типа отличается крайне неравномерным характером оруденения. По характеру оруденения и по условиям образования месторождение сходно с описываемым ниже Кейфашенским месторождением в бассейне р. Гехи. Ввиду неравномерного характера оруденения, при котором лишь на небольших участках образуются промышленные концентрации меди и молибдена, месторождение мало перспективно.

Из других месторождений, известных севернее Баргушатского хребта, следует указать Барцраванское (Мазринское) месторождение полиметаллических руд и Сальвартинское месторождение мышьяковых руд.

Барцраванское месторождение расположено в 3,5 км южнее одноименного села.

В вулканогенно-осадочной толще олигоцена (?) отмечается мощная зона гидротермально-измененных пород, протягивающихся полосой от с. Шуляр к верховьям левого притока р. Салвард в северо-западном направлении. Оруденение в пределах зоны морфологически выражено жильным и прожилково-вкрапленным типами. На месторождении к настоящему времени выявлено 6 жил, три из них выходят на поверхность, были известны ранее и в прошлом (1864—1866 гг.) немного разрабатывались. Три слепые жилы вскрыты разведочными выработками, проведенными на месторождении Армянским геологическим управлением.

Жилы, выходящие на поверхность, имеют близкое к меридиональному простираание и падают на запад 255° — 270° под углом 80 — 85° .

Наиболее мощной и интересной в отношении оруденения является жила № 3. Средняя мощность ее 0,25—0,30 м, в раздувах достигает до 0,8 м.

По простираанию жила прослежена горными выработками на 80 м, на глубину на 35 м. При этом мощность жилы с глубиной увеличивается. Оруденение представлено галенитом, сфалеритом, халькопиритом, тетраэдритом, пиритом в кварце. Наиболее широко распространен гале-

нит, образующий крупные кристаллы, местами мономинеральные скопления.

Руда имеет полосчатую, брекчиевидную, местами массивную текстуру.

Содержание металлов в жиле колеблется в широких пределах: свинца от 1,3% до 48%, цинка от 0,15% до 3,87% и меди от 0,1 до 1,75%. Среднее содержание по жиле, по данным 73 бороздковых проб, составляет свинца — 4,03%, цинка 2,78% и меди — 0,18%.

Слепые жилы, вскрытые горными выработками на глубине, имеют близкое к широтному (СВ 80°) простирание и крутое (75°—80°) падение на северо-запад. Мощность жил колеблется от 0,1 до 0,3 м. По простиранию они прослежены на 30 м. Вещественный состав руд тот же, что и в первой системе жил.

Жильное оруденение сопровождается прожилково-вкрапленным, проявляющимся на значительной площади. Этот тип оруденения установлен в пределах зоны измененных пород также в 1,5 км севернее участка нахождения жильного оруденения и, по всей вероятности, является северным продолжением рудоносной зоны (участок между ними задернован, а также покрыт андезито-базальтами).

Содержание свинца в рудах прожилково-вкрапленного типа невысокое, колеблется от следов до 2,5%. По составу руд и условиям залегания Барцраванское месторождение резко отличается от описанных выше медно-молибденовых месторождений и весьма сходно с месторождениями Даралагеца (Газма, Гюмушхана, Чирахлу). Как и последние, оно представлено жилами полиметаллических руд, залегающими в порфиритах верхнего эоцена или олигоцена (?), располагаясь тем самым в вышележащем (по отношению к медно-молибденовому оруденению) структурном ярусе.

Руды имеют полосчатую, брекчиевидную, местами массивную текстуру. Рудные минералы представлены, в порядке преобладания: сфалеритом, галенитом, пиритом, блеклой рудой. По простиранию жилы прослежены горными выработками на 120 метров и на глубину буровыми скважинами на 60 метров. Среднее содержание свинца по вскрытым жилам составляет 4%, цинка 2,8%.

Сальвартинское месторождение мышьяковых руд расположено в верховьях р. Сальварт. Здесь на большой площади развита зона сильно измененных окварцованных, каолинизированных с поверхности заохренных пород верхнего эоцена, приуроченных к крупной зоне разлома северо-западного простирания.

На отдельных участках этой зоны отмечены прожилки реальгара, образующие штокверк. Мощность прожилков до 1 мм, редко достигает до 2—3 см. Небольшими разведочными работами, проведенными на месторождении, оруденение прослежено по простиранию на 80 м при мощности 1—2 м. Наряду с реальгаром в рудах постоянно присутствует пирит, реже встречается халькопирит, сфалерит, стибнит. Генетически месторождение, по всей вероятности, связано с молодыми интрузиями дацитов, прорывающими вулканогенную толщу олигоцена.

По вещественному составу руд и по стратиграфическому положению месторождение относится к низкотемпературному типу, образовавшемуся на небольшой глубине. В связи с низким содержанием в рудах мышьяка, разведочные работы на месторождении были прекращены. Однако работы в районе месторождения, учитывая мощность зоны измененных пород, следует продолжить. В первую очередь необходимо провести детальные геолого-поисковые работы с охватом всей площади развития измененных пород с целью обнаружения новых участков оруденения.

2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАСЕЙНА Р. ГЕХИ

В бассейне реки Гехи известны многочисленные проявления медно-молибденового оруденения, однако большинство из них мелкие и промышленного значения не имеют. Наиболее интересными здесь являются Гехинское медно-молибденовое месторождение и Пейган-Кейфашенское скарновое медно-молибденово-вольфрамовое месторождение, разведывавшиеся Армянским геологическим управлением и описываемые ниже. Все месторождения и проявления территориально приурочены к интрузивным массивам и располагаются в их эндо- и экзоконтактных зонах.

а) ГЕХИНСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение находится в 0,5 км к югу от с. Гехи, в ущелье ручья Арпалых. Оно было открыто и описано А. Л. Додиним в 1936 г. [35]. Расположено месторождение в эндоконтактной зоне Гехинской интрузии у контакта ее с палеозойскими известняками и метаморфическими сланцами.

Оруденение прослеживается по обоим склонам ручья Арпалых от контакта с метаморфизованными осадочными породами к югу и контролируется двумя почти параллельными зонами нарушений северо-западного простирания, круто падающими на юго-запад.

Диориты и кварцевые монзониты в зоне между указанными нарушениями гидротермально изменены: окварцованы, хлоритизированы и несут сульфидную минерализацию. Оруденение представлено серией тонких кварцевых и пегматитовых прожилков с молибденитом мощностью 1—5 см, образующих местами густую ветвящуюся сеть, и проявляется на площади около 2 кв. км. Молибденит образует крупные чешуйчатые вкрапленники и местами небольшие скопления в кварце. Реже в кварцевых прожилках встречаются зерна пирита и халькопирита.

Наибольшее количество кварцевых и пегматитовых прожилков отмечено в 200 метрах юго-западнее штольни № 1 по обоим склонам р. Арпалых.

Здесь развита густая сеть тонких (мощностью от 1 до 6 см) кварцевых и пегматитовых прожилков с молибденитом, преимущественно северо-западного 320—345° простирания, с крутым падением на юго-запад. Помимо прожилков молибденит встречается по трещинам отдельностей в виде примазков и образует мелкую неравномерно рассеянную вкрапленность в диоритах.

В рудоносной зоне местами по дну ущелья Арпалых и на склоне правого берега отмечаются участки преимущественно медного оруденения, представленные вкрапленностью и небольшими желваками халькопирита в измененных диоритах. На поверхности на этих участках, в породах по трещинам отдельностей, отмечаются налеты малахита, на которые было обращено внимание А. Л. Додиним.

Месторождение разведывалось Армянским геологическим управлением в 1949 г. Проведенные здесь наземные горные выработки и неглубокие штольни показали убогое среднее содержание меди (от 0,2% до 0,5%) и молибдена (следы до сотых долей процента) в рудах, в связи с чем дальнейшие разведочные работы на месторождении были прекращены. Однако не исключена возможность того, что на более глубоких горизонтах месторождения оруденение будет более интенсивным и равномерным. Проверить это по условиям рельефа местности можно будет лишь проходкой буровых скважин.

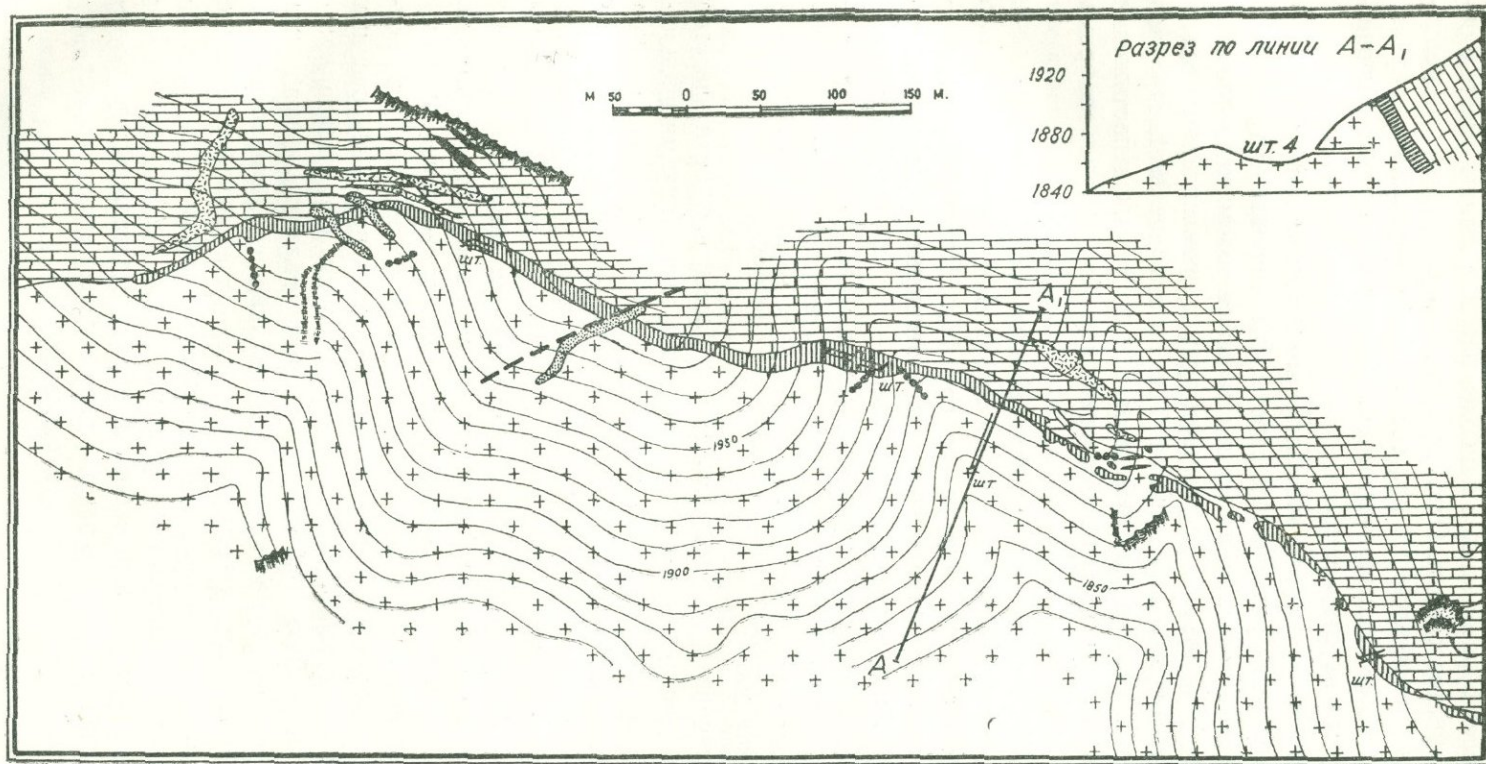
б) ПЕЙГАН-КЕЙФАШЕНСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВО-ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено на склоне левого берега р. Гехи на абс. высоте около 2000 м в 0,5—1 км к северу от сс. Кейфашен и Пейган, с которыми связано горной тропой. Приурочено оно к полосе гранатовых и гранат-пироксеновых скарнов, образовавшихся у северного контакта Гехинской интрузии с известняками верхнего девона. Полоса скарнов прослеживается по непрерывным обнажениям вдоль границы интрузии почти в широтном направлении на протяжении свыше 1 км и падает согласно падению контакта интрузии на север под углом 40° до 70°. Мощность скарнов, в зависимости от условий залегания пластов известняков к секущему контакту интрузии колеблется от 2 до 15 м. На отдельных участках среди скарнов давно еще были отмечены небольшие гнездообразные залежи медных и полиметаллических руд [43]. А. Л. Додиним в скарнах были установлены мелкие чешуйки молибденита, а нами впервые в составе руд был обнаружен шеелит. Наиболее интересные в отношении оруденения участки, в прошлом служившие объектом небольшой кустарной разработки, расположены к северо-востоку от с. Кейфашен на склоне г. Перейва-даг (Аг-кая) и к востоку от с. Пейган в местности Бюк-Гюней. На этих участках сохранились полуразвалившиеся наклонные выработки, проходившиеся по падению рудного тела.

По данным Л. К. Конюшевского [43], здесь добывалась руда с содержанием меди до 10—12% (среднее содержание меди в руде 2—4%).

На Пейганском участке руды содержат довольно много сфалерита. Анализ штучного образца руды с этого участка показал содержание цинка в 18,93%, спектральным же анализом установлено высокое содержание (до 1%) в сфалерите кобальта.

В составе руд помимо силикатов скарна, халькопирита и сфалерита отмечены магнетит, пирит и в небольшом количестве шеелит и молибде-



Геологическая карта Кейфашенского медно-молибденового месторождения (по С. И. Аванесяну)

1. Известняки верхнего девона.
2. Известняки измененные.
3. Гранатовые и гранато-пироксеновые скарны.
4. Ороговикованные породы.
5. Гранодиориты.
6. Дайки аплита и пегматита.
7. Дайки диорита.
9. Линия тектонического нарушения

нит. Чешуйки молибденита местами образуют довольно густую вкрапленность. Изучение взаимоотношения минералов в рудах показывает, что магнетит и шеелит образовались в наиболее раннюю стадию вместе с образованием силикатов скарна. Остальные же рудные минералы: молибденит, халькопирит, сфалерит и др., тесно ассоциирующие с кварцем, образовались в более позднюю гидротермальную стадию рудного процесса, наложившуюся на скарновый.

В 1949 г. Армянским геологическим управлением на месторождении проводились небольшие разведочные работы. Были пройдены три штольни глубиной от 20 до 40 м, заданные под наиболее обогащенные участки. Штольни вскрыли на отдельных участках руды с промышленным содержанием меди, молибдена и вольфрама. Так, по штольне № 1, заданной на Кейфашенском участке, на глубине от 8 м до 17 м, на протяжении 9 м были вскрыты руды со средним содержанием Mo 0,16% и вольфрама около 0,1%.

В штреке № 1, пройденном из той же штольни по простиранию рудонесной зоны на протяжении 9 м, среднее содержание молибдена составило 0,07%, меди 1,03% и вольфрама около 0,1%. Приведенные данные указывают на наличие в скарновой полосе отдельных участков, обогащенных наряду с медью редкими металлами — молибденом и вольфрамом, что дает основание считать месторождение заслуживающим дальнейшей разведки, главным образом, на глубоких горизонтах: на участках, где имело место дробление и наложение кварцево-сульфидного этапа минерализации.

Помимо описанных месторождений в бассейне р. Гехи известно большое количество рудопроявлений, представленных тонкими прожилками или одиночными, маломощными кварцевыми или пегматитовыми жилами с халькопиритом и реже видимыми чешуйчатыми зернами молибденита. К числу их относятся рудопроявления у с. Кюрут, в местности Паглеван-Гюней, у сс. Гачааты, Сухан и др. В большинстве эти проявления практического значения не имеют. Несколько больший интерес представляет рудопроявление в местности Сари-дара. Здесь по склону левого берега Хамарадагского ручья среди вулканогенной толщи эоцена прослеживается зона сильно измененных, осветленных, пиритизированных с поверхности заохренных пород, приуроченных к крупному разлому северо-западного простирания. Оруденение представлено вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита и сфалерита в сильно окварцованных участках зоны. Проводившиеся Армянским геологическим управлением небольшие поисково-разведочные работы не вышли из пределов окисленной зоны. Учитывая значительную площадь развития измененных минерализованных пород (до 3-х кв. км) необходимо продолжить разведочные работы и наряду с детальной геологической съемкой участка пройти одну штольню с целью вскрыть более глубокие горизонты ниже границы зоны окисления.

3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ВОХЧИ

В бассейне верхнего течения реки Вохчи известно большое количество проявлений медно-молибденовых и частью полиметаллических руд. Почти все они расположены в пределах Ордубадо-Мегринского массива и представлены как жильным типом оруденения, так и штокверковым в гидротермально измененных интрузивных породах и частью в вулканогенных породах кровли. Наиболее крупным месторождением в бассейне р. Вохчи и во всем Мегри-Сисианском рудном районе является Каджаранское медно-молибденовое месторождение с огромными промышленными запасами руд. Большинство остальных рудопроявлений имеет незначительные размеры, но имеются и такие, промышленная ценность которых еще недостаточно выяснена. Контролирующими структурами для большинства месторождений и рудопроявлений являются крупные северо-западные разломы и сопряженные с ними структуры северо-восточного и близширотного простирания, в пределах которых локализуется оруденение.

Ниже приводится краткое описание наиболее изученного Каджаранского месторождения и ряда перспективных участков рудопроявлений.

а) КАДЖАРАНСКОЕ (ПИРДОУДАНСКОЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено у одноименного селения между р. Вохчи и ее правым притоком, речкой Мякян, на абсолютной высоте 1900—2290 м. От районного центра и жел. дор. станции г. Кафан месторождение отстоит в 30 км и соединено с ним шоссейной дорогой, проведенной по левому берегу р. Вохчи. Другая дорога, доступная для движения автомашин, соединяет месторождение через Таштунский перевал с жел.-дор. станцией Мегри, отстоящей от месторождения в 40 км.

Район месторождения сложен восточными отрогами Зангезурского хребта и отличается высокогорным, сильно расчлененным рельефом. Рудная гора Пирдоудан, вмещающая месторождение, возвышается над расположенным севернее руслом р. Вохчи на 350—400 м, что благоприятствует открытой разработке месторождения.

Месторождение известно с давних времен как медное. Разрабатывались здесь наиболее богатые участки окисленных руд небольшими наклонными выработками, следы которых сохранились и до сего времени на месторождении. Во второй половине XIX века здесь были построены небольшие печи, переплавившие около 500 тонн медной руды. В последующем работы были прекращены из-за нерентабельности предприятия. В период с 1931 г. по 1938 г. на месторождении проводились с перерывами поисково-разведочные работы, установившие распространение оруденения на большой площади и принадлежность месторождения к типу медно-порфировых руд. С 1938 г. начались планомерные геолого-разведочные работы на месторождении, в результате которых к началу 1945 г. были выявлены крупные запасы руд с кондиционным содержанием меди и молибдена и месторождение было передано промышленности.

Построенная на месторождении крупная обогатительная фабрика в 1951 г. вступила в эксплуатацию.

В геологическом строении района месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы нижнего эоцена и прорывающие их интрузии гранитоидов. Последние слагают северную краевую часть Ордубадо-Мегринского плутона, главной своей частью располагающегося к юго-востоку от Каджарана. Вулканогенно-осадочная толща нижнего эоцена развита к северу от месторождения на Пирымсарском хребте. Состоит она главным образом из мощной толщи порфиритов с подчиненными пачками туфобрекчий и туффитов, превращенных в результате метаморфизации в роговики. Контакт указываемой толщи с прорывающими их интрузивными породами проходит по южному склону Пирымсарского хребта на склоне левого берега р. Вохчи.

К югу от линии контакта развиты интрузивные породы, принадлежащие к двум различным фазам формирования Ордубадо-Мегринского плутона.

В западной части развиты порфировидные граниты и гранодиориты третьей фазы внедрения, к востоку же монцониты, сиениты, диориты, габбро-диориты первой фазы внедрения. Между массивом порфировидных гранитов, гранодиоритов и породами монцонитовой интрузии в районе месторождения проходит тектоническое нарушение северо-западного 320° — 340° простирания, являющееся частью крупного Таштунского разлома.

Указываемое нарушение сопровождается зоной интенсивно раздробленных, перетертых каолинизированных пород, образовавшихся за счет монцонитов, мощностью от 50 м до 100—120 м. Относительно менее изменены в зоне разлома порфировидные граниты. Они в полосе шириной 10—15 м лишь несколько расслоены, сохраняя, однако, структуру породы. Зона нарушения отчетливо падает на северо-восток под углом 45° — 60° .

Месторождение приурочено к висячему боку указанного нарушения, целиком располагаясь в пределах пород монцонитовой фазы интрузии. Границы рудного поля Каджарана являются достаточно четкими лишь в северной и западной части. Северная граница проходит по линии контакта интрузивных пород с вулканогенно-осадочной толщей; последняя несет лишь слабую минерализацию и является практически безрудной.

Западной границей служит указанное выше нарушение, за которым к западу расположены порфировидные граниты и гранодиориты, несущие относительно слабую рудную минерализацию. Южная граница неопределенна, поскольку рудоносная зона протягивается вдоль разлома по долине р. Сахар к Таштунскому перевалу, проявляясь лишь отдельными участками из-под наносных образований.

К востоку от центрального участка месторождения рудоносные монцониты постепенно переходят в неизменные слабо минерализованные монцониты. Выявленная разведочными работами площадь оруденения составляет около 5 кв. км. Широко развиты в рудном поле Каджарана жильные интрузивные породы, нередко резко выступающие на поверхно-

сти, в связи с большей устойчивостью пород, в виде мощных протяженных даек. Представлены они как нерасщепленными образованиями: гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, сиенит-порфирами, диорит-порфирами, так и частью расщепленными жильными породами — лампрофирами и аплитами, образовавшимися несколько позже.

В западной части месторождения жильный комплекс имеет северо-западное простирание, в восточной же части преимущественно северо-восточное простирание. Жилы указанных направлений нормально смыкаются в центральной части месторождения, указывая на одновременность их образования. Мощность жильных пород колеблется от 1 м до 30 м. По простиранию на поверхности и по данным горных выработок они прослеживаются на сотни метров, падая круто (75° — 80°) как в северные, так и в южные румбы.

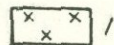
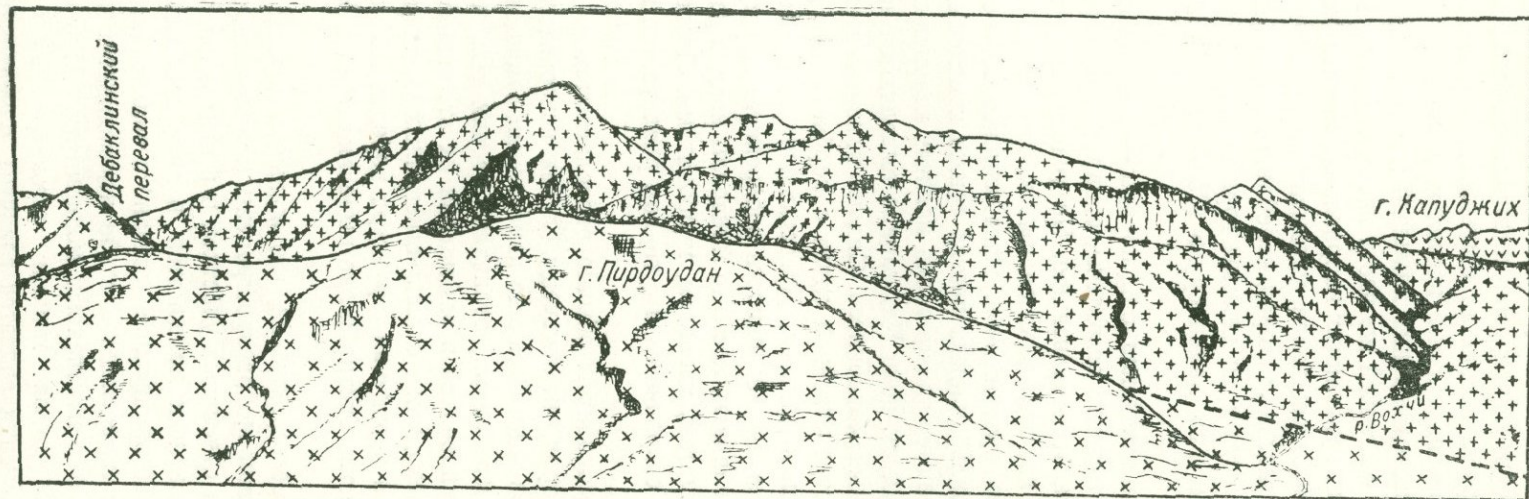
Вдоль даек порфиров вмещающие их породы — монцониты — интенсивно гидротермально изменены: осветлены, окварцованы, серицитизированы и несут сульфидную минерализацию. На участке широкого развития даечного комплекса, где эти дайки сближены, отдельные полосы сливаются, образуя мощные протяженные зоны измененных пород. Сами жильные породы в призальбандовых частях также изменены. Зоны измененных пород вытягиваются также вдоль мощных кварцевых жил.

В связи с этим в рудном поле Каджарана выделяются зоны в различной степени измененных монцонитов. Сильно измененные монцониты находятся в тесной пространственной связи с порфировыми дайками и мощными кварцеворудными жилами. Представляют они макроскопически светлую, почти белую, на поверхности заохренную породу. Первичные минералы — полевые шпаты, цветные минералы нацело разрушены и замещены кварцем, серицитом, хлоритом, карбонатами. Первоначальная структура породы редко сохраняется и с трудом различается под микроскопом.

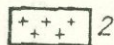
Слабо измененные монцониты обычно располагаются на некотором удалении от жильных пород, но отмечены случаи непосредственного их нахождения у зальбандов жил. С сильно измененными монцонитами они связаны постепенными переходами, отличаясь от них тем, что процесс разрушения первичных минералов и замещения их вторичными минералами не зашел столь далеко, как в сильно измененных монцонитах, в связи с чем отчетливо видна первичная структура породы. Из цветных минералов хорошо сохраняется биотит, резко выделяющийся в осветленной массе породы.

В восточной части месторождения, где жильные породы имеют незначительное развитие, широко распространены неизмененные монцониты. Они же отмечены на отдельных участках и в центральной части месторождения среди измененных монцонитов в виде небольших блоков.

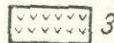
Наиболее интенсивное оруденение связано с сильно измененными монцонитами, оно менее интенсивно в слабо измененных монцонитах и практически отсутствует в неизмененных монцонитах. Морфологически оруденение представлено двумя типами: штокверковым и жильным. Штокверковый тип оруденения является главным, определяющим высо-



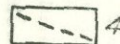
1. Монзониты.



2. Граниты, гранодиориты.



3. Порфириты.



4. Таштунский разлом.

кую промышленную ценность месторождения. Представлен он густой сетью тонких рудных прожилков и вкрапленностью рудных минералов — халькопирита, молибденита, пирита и др. в сильно и слабо измененных монцонитах. Среди прожилков преобладают кварцево-сульфидные, встречаются также чисто сульфидные, сложенные халькопиритом, молибденитом, пиритом, реже другими минералами. Преобладающая масса рудных прожилков имеет северо-восточное 60° — 90° простирание и падает под углами до 45° на север. Развита и другая система, образующие в общей совокупности густую сеть взаимопересекающихся прожилков. Мощность прожилков колеблется от долей миллиметра (нитевидные) до 1—2 см, реже больше.

В связи с большим развитием прожилков в сильно измененных монцонитах, приуроченных обычно к дайкам порфиров и мощным кварцевым жилам, в рудном поле Каджарана выделяются рудоносные зоны с повышенным, против среднего, содержанием меди и молибдена. Зоны эти имеют те же элементы залегания, что и контролирующие их структуры, по которым внедрились жильные породы.

В отношении возраста даек и их роли в процессах рудообразования высказывались различные мнения. В настоящее время можно считать установленным, что внедрение жильного комплекса интрузивных пород предшествовало оруденению. В ряде случаев при относительно пологом залегании даек ясно выявляется их экранирующая роль. В лежащем боку даек в этих случаях развиты относительно более мощные зоны интенсивно измененных и минерализованных пород. О более раннем внедрении даек порфиров свидетельствуют также факты пересечения их кварцевыми жилами, изменение даечных пород и их минерализация, правда, выраженная в слабой степени. На центральном участке месторождения, где дайки расположены близко друг от друга, полосы измененных рудоносных пород, вытянутые вдоль них, сливаются, образуя мощные зоны.

К настоящему времени на центральном участке месторождения выявлено несколько рудоносных зон близширотного — северо-западного и северо-восточного простирания с промышленным содержанием меди и молибдена. Мощность этих зон колеблется от 20 до 100 м, по простиранию и на глубину они прослеживаются на сотни метров. Наиболее мощной является рудоносная зона южной части месторождения. Она имеет, как и расположенные в пределах зоны дайки порфиров, северо-западное простирание и крутое падение на юго-восток. По простиранию зона прослежена разведочными выработками на 500 м, по падению на 200 м.

Как видно на геолого-структурной карте месторождения, рудоносные зоны достигают наибольшей мощности в местах пересечения структур различного простирания. На таких участках, тектонических узлах, породы были, естественно, наиболее интенсивно раздроблены и, следовательно, легче поддавались воздействию рудоносных растворов. За пределами рудоносных зон монцониты очень слабо изменены и несут лишь слабую, в большинстве случаев непромышленную минерализацию.

Тесная пространственная связь штокверкового оруденения с дайками порфиров и мощными кварцевыми жилами обусловлена приурочен-

ностью их к одним и тем же структурам, предопределившим пути внедрения жильных пород и вслед за ними и движения рудоносных растворов.

Второй тип оруденения — жильный — приобретает в результате разведочных работ последних лет самостоятельное промышленное значение. В пределах разведанного контура месторождения выявлен ряд кварцевых жил с медно-молибденовым оруденением. Среди них выделяются две системы:

1) жилы северо-западного 300° — 320° простирания, с падением на северо-восток под углом 45° — 60° .

2) жилы, близкие к широтному, северо-восточного 60° — 85° простирания, падающие на северо-запад 330° — 355° под углом 50° — 70° .

Преобладают жилы северо-западного простирания несколько более ранние, чем жилы второй системы. Всего на месторождении выявлено 13 жил. Почти все эти жилы слепые, не имеют выходов на поверхности и вскрыты горными выработками, в основном, на горизонте 2075 м и подсекаются в настоящее время выработками нижнего разведочного горизонта (горизонт 2025 м). Мощность жил колеблется от 0,2 м до 7 м. Отдельные жилы прослежены по простиранию на сотни метров. Так, жила № 3 разведана по простиранию выработками штолен №№ 32, 34 (горизонт 2075 м) на 300 м при мощности от 0,2 м до 0,9 м. Жила имеет северо-западное простирание, падает на северо-восток 45° — 50° под углом 45° — 65° .

Жила № 6. Наиболее мощная и хорошо разведанная жила месторождения прослежена по простиранию на горизонте 2075 м на 250 м и на горизонте 2025 м также на 250 м. Подсечена буровыми скважинами на 90 м ниже горизонта 2075 м. Жила имеет широтное простирание и падает на СЗ 355° . Мощность ее колеблется от 12 м до 7 м. Остальные жилы, вскрытые выработками, по простиранию и на глубину еще не разведаны. Оруденение в жилах представлено, главным образом, молибденитом и в меньшей мере халькопиритом. Молибденит, большей частью крупночешуйчатый, концентрируется в основном в зальбандах жил, а также образует прожилки и вкрапленность в жильной массе. Халькопирит образует отдельные, сравнительно редко рассеянные зерна.

Жила № 6 и ряд других жил на месторождении могут служить объектом самостоятельной разработки.

Резюмируя изложенные выше данные об условиях распределения оруденения на Каджаране, следует подчеркнуть, что здесь, как и на других месторождениях Мегри-Сисианского района (Агарак, Джиндара, Дастакерт), отчетливо проявляется локальная приуроченность оруденения к зонам нарушений близширотного, северо-западного и северо-восточного простираний, сопряженным с крупными ССЗ разломами.

Минералогический состав руд Каджарана весьма сходен с составом руд других месторождений района. Помимо широко распространенных халькопирита, молибденита, а также пирита, из рудных минералов в рудах присутствуют в незначительном количестве гематит, магнетит, сфалерит, галенит, энаргит, висмутин. Из нерудных минералов широко развиты кварц, карбонаты, калиевый полевой шпат, каолинит, хлорит, сери-

цит, встречаются также альбит, апатит, эпидот, турмалин, гипс. Последний, а также часть каолинита, развиты обычно в зоне окисления, имеют, по всей вероятности, вторичное происхождение.

Полевые наблюдения за взаимными пересечениями прожилков, а также микроскопическое исследование руд указывают на длительный процесс формирования месторождения, происходивший в несколько более или менее обособленных во времени этапов, в течение которых несколько менялся и состав рудоносных растворов.

В первый этап оруденения образовались пегматитовые и аплитовые жилы с крупночешуйчатым (до 2—3 см) молибденитом и реже халькопиритом.

Руды этого этапа минерализации имеют незначительное развитие в рудном поле Каджарана. Установлены они лишь на участке Давачи, в полосе, прилегающей к Таштунскому разлому.

Ко второму этапу минерализации условно могут быть отнесены кварцевые жилы с турмалином, магнетитом, халькопиритом и молибденитом. Жилы эти отмечены на различных участках месторождения, однако и они широкого развития не имеют.

В третий этап образовались мощные кварцевые жилы и многочисленные кварцевые прожилки с молибденитом, пиритом и халькопиритом. Руды этого и последующих этапов оруденения широко развиты на центральном участке месторождения.

Четвертый этап минерализации представлен также кварцевыми жилами и многочисленными кварцевыми прожилками, секущими и смещающими жилы и прожилки, образовавшиеся в предыдущий этап. Наряду с молибденитом, халькопиритом, пиритом присутствуют в незначительном количестве энаргит, сфалерит, висмутово-медные минералы и блеклая руда.

В пятый этап образовались кварцево-карбонатные жилы и прожилки, накладывающиеся на руды предыдущих этапов минерализации и содержащие из рудных минералов молибденит, халькопирит, энаргит, сфалерит, галенит, аргентит, блеклую руду.

В последний этап образовались жилы карбонатов и безрудного низкотемпературного кварца (мелкопризматического, роговикового халцедона).

Таким образом, основная масса медно-молибденового оруденения месторождения образовалась в третий и четвертый этапы минерализации.

В распределении оруденения на месторождении отчетливо проявляются элементы горизонтальной зональности. Ближе к структурам, контролирующим оруденение, развиты высокотемпературные минералы (крупночешуйчатый молибденит в друзах кварца, магнетит, иногда шеелит), сменяющиеся на некотором удалении относительно более низкотемпературными минералами (галенит и сфалерит в кварце и карбонатах). Эта зональность проявляется и в более широком плане. На участках, прилегающих к основному Таштунскому разлому (участки Мя-

кян-Су, Центральный, Давачи), развито медно-молибденовое оруденение. На северо-восточном участке месторождения, удаленном от этого разлома, оруденение преимущественно медное. Еще далее к востоку развиты месторождения полиметаллических руд (Аткиз, Пухрут).

Процессы вторичного изменения руд в верхних горизонтах месторождения развиты довольно интенсивно. В зоне окисления руды почти нацело изменены. Здесь широко развиты «лимониты», малахит, лампадит, медно-марганцовая смоляная руда, встречаются куприт, азурит, ярозит. Сравнительно редко встречаются окисленные минералы молибдена — ферри-молибдит и повеллит. Наряду с окисленными минералами нередко встречаются и первичные сульфиды.

Зона окисления проникает обычно на глубину от 30 м до 50 м, однако по тектоническим нарушениям, вдоль даек порфиров и крупных кварцевых жил, она проникает до глубины 200 и более метров. Содержание молибдена в окисленных рудах низкое, что обусловлено выщелачиванием и выносом молибдена из зоны окисления. Об этом же свидетельствует довольно высокое содержание иона MoO_4^{2-} в грунтовых водах месторождения. В связи с относительно меньшей миграционной способностью меди, быстрым выпадением из растворов, содержание ее в окисленной зоне часто выше, чем в зоне первичного сульфидного оруденения. В связи с этим отчетливо выраженной зоны вторичного сульфидного обогащения на месторождении нет. Вторичные сульфидные минералы на месторождении встречаются весьма редко и, будучи приурочены к наиболее трещиноватым участкам, имеют локальный характер. Борнит, халькозин, ковеллин, чаще всего встречаются на глубине 100—140 м, редко их можно встретить на больших глубинах в 180—200 м.

Центральный участок месторождения детально разведан горными выработками на глубину более 260 м, а буровыми скважинами оруденение прослежено на глубину 550 м (на 150 м ниже уровня р. Вохчи), при этом интенсивность оруденения не убывает. Подсчитанные к настоящему времени промышленные запасы месторождения обеспечивают работу Каджаранского комбината на весьма продолжительное время. Общие перспективные запасы месторождения огромны. Задачей дальнейшей работы является вскрытие горными выработками глубоких горизонтов месторождения и разведка его флангов с целью перевода запасов в промышленные категории. Попутно, разведочными выработками могут быть вскрыты новые мощные кварцево-рудные жилы, количество которых, как было отмечено, с глубиной увеличивается. Одновременно необходимо продолжить технологические исследования с целью разрешения проблемы извлечения молибдена из окисленных руд.

Из других месторождений бассейна р. Вохчи приведем краткое описание разведываемых в настоящее время Аткизского, Пухрутского полиметаллических месторождений, а также проявления медно-молибденовых руд на западном склоне г. Капутджух. Остальные рудопроявления еще слабо изучены.

б) АТКИЗСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Аткызское месторождение расположено на склоне левого берега р. Вохчи у одноименного села, в 3-х км к северо-востоку от Каджаранского месторождения. Месторождение известно с середины прошлого столетия. Наиболее богатые жилы разрабатывались частными предпринимателями на медь и свинец. Небольшие разведочные работы на месторождении были проведены в 1931—32 гг. И. Н. Чирковым.

Месторождение приурочено к северной краевой части монцонитовой интрузии, к контакту с прорываемой ею вулканогенной толщей нижнего эоцена. Рудовмещающие породы — монцониты, сиенито-диориты и диориты прорезаны многочисленными дайками жильных пород и на значительной площади интенсивно гидротермально изменены. Наибольшее изменение отмечается вдоль даек порфириров. Последние, как и рудоносные кварцевые жилы, имеют северо-восточное простирание и крутое падение. На площади около 1,5 кв. км выявлено до двадцати кварцеворудных жил мощностью от 0,1—0,2 м до 1—1,5 м и больше. По простиранию жилы прослеживаются среди измененных монцонитов на расстоянии от нескольких десятков метров до 200 метров. Простирание их преимущественно северо-восточное, падение крутое (50° — 80°). Жилы имеют нередко полосчатое строение.

Рудные минералы представлены, главным образом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, а также редкими чешуйками молибденита. Образуют они в жильной массе кварца, реже карбонатов, вкрапленность, прожилки и гнездообразные скопления.

Наибольший интерес представляют четыре жилы, служившие объектом разведки и частичной эксплуатации. Для одной из них И. Н. Чирковым определены следующие содержания металлов: меди — 0,79%, цинка — 3,07%, свинца — 0,92%, молибдена — 0,03—0,04%. Отсортированная из некоторых жил месторождения руда содержит меди — 2,4%, цинка — 4—5%, свинца — 1—3%.

На месторождении в настоящее время проводятся небольшие разведочные работы трестом «Свинецразведка» с целью определения благонадежности месторождения в отношении свинцового оруденения. Месторождение представляет интерес в связи с его расположением на северо-восточном фланге Каджаранского рудного поля.

в) ПУХРУТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

В верховьях речки Пухрут (правый приток р. Вохчи), в районе сс. Пухрут и Катнарар (Пирмазра), известен ряд участков проявления полиметаллического оруденения. Один из таких участков расположен в 1—1,5 км западнее с. Пухрут в верховье ручья Сари-таг (левый приток р. Пухрут). Здесь прослеживается контакт пород монцонитовой интрузии с вулканогенно-осадочной толщей нижнего эоцена. В эндоконтактовой части интрузии в монцонитах и габбро-диоритах отмечаются тектонические нарушения северо-восточного простирания, сопровождающиеся зоной раздробленных и перетертых пород. В пределах последней про-

слеживаются в том же северо-восточном направлении дайки кварц-полевошпатовых порфиров, вдоль которых породы интенсивно изменены и несут сульфидную минерализацию. Среди измененных пород по дну ручья Сари-таг обнажаются три кварцевые жилы с вкрапленностью и желваками галенита, сфалерита и пирита. В незначительном количестве в жилах отмечается и халькопирит. Жилы имеют северо-восточное простирание, падают на юго-восток под углом 60° — 75° и прослеживаются вдоль ручья на 20—30 м. Мощность жил колеблется от 0,1 м до 0,3 м. Содержание свинца в жилах колеблется от 3% до 6%, цинка 8%—10%. На глубину жилы не разведаны.

Здесь же по склону левого берега ручья Сари-таг в тех же гидротермально измененных монцонитах прослеживается ряд тонких кварцевых прожилков с полиметаллическим оруденением, имеющих то же северо-восточное простирание и падение на юго-восток под углом 55° — 60° .

Между участком Сари-таг и с. Катнарат отмечен выход мощной (мощностью до 1,5 м) кварцевой жилы, в отдельных образцах которой обнаружены зерна галенита и сфалерита. Жила имеет северо-восточное простирание и прослеживается по поверхностным обнажениям на 30—40 м.

Другой участок проявления полиметаллического оруденения расположен непосредственно у с. Катнарат. Здесь, среди интрузивных пород, прослеживается зона сильно измененных осветленных пород, имеющая, как и отмеченная выше зона, северо-восточное простирание. В указанной зоне выявлены две кварцевые жилы меридионального простирания, падающие на восток под углом 60° . Оруденение в жилах представлено галенитом, сфалеритом и пиритом. Мощность жил 0,2—0,3 м. По простиранию на поверхности они прослеживаются на 20 м.

На этих участках в настоящее время проводятся разведочные работы конторой «Армцветметразведка». Основной задачей этих работ должна явиться разведка выявленных жил на более глубоких горизонтах, где оруденение может быть более интенсивным, а также поиски новых жил.

г. КАПУТДЖИХСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение открыто в 1946 году И. Г. Магакьяном. Расположено оно в верховьях левой составляющей Капутджихского притока р. Вохчи в 10 км западнее с. Каджаран, на абсолютной высоте 3100—3200 м.

По данным И. Г. Магакьяна, участок месторождения сложен банатитами и прорывающими их порфировидными гранитами. Массив последних расположен к востоку от месторождения. На контакте с ним банатиты гидротермально изменены: окварцованы, хлоритизированы и несут сульфидную минерализацию (вкрапленность и прожилки пирита, халькопирита, реже молибденита).

Среди измененных банатитов выявлены три кварцевые жилы с вкрапленностью и небольшими скоплениями халькопирита, пирита, магнетита, а в одной из жил и молибденита. Жилы имеют северо-западное простирание и падают на юго-запад под углом 20° — 40° . Мощность жил колеблется от 0,2 м. до 0,7 м.

По простиранию жилы прослеживаются по поверхностным обнажениям на 20—25 м, а наиболее интересная в отношении оруденения жила, содержащая молибденит — на 130 м при мощности 0,5—0,7 м, а в раздувах до 1 м.

Капутджихское месторождение, расположенное между Каджаранским и Парагачайским месторождениями и сходное с ними по характеру оруденения и составу руд, безусловно, представляет интерес.

На участке месторождения необходимо провести детальные поисковые работы, с целью обнаружения новых жил, изучения и опробования зоны измененных пород, а также разведать по простиранию и на глубину выявленные жилы.

Большое количество проявлений медно-молибденового и местами полиметаллического оруденения отмечено и в самом массиве порфирировидных гранодиоритов в верховьях р. Вохчи и ее правых притоках рр. Мякян и Яглу.

Оруденение приурочено к зонам нарушения северо-западного и северо-восточного простираня, вдоль которых гранодиориты гидротермально изменены, и представлено прожилками и вкрапленностью халькопирита, борнита, гематита, магнетита, местами галенита и крупночешуйчатого молибденита. Последний обычно приурочен к развитым здесь же пегматитовым жилам.

Рудоносные зоны прослеживаются иногда на 300 и более метров (зона оруденения в районе оз. Сагкар). Указанные рудопроявления в порфирировидных гранодиоритах совершенно не изучены.

В связи с нахождением рудопроявлений в труднодоступных местах на больших абсолютных отметках (3000 м и выше) разведку их можно рекомендовать лишь во вторую очередь.

4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В БАССЕЙНЕ Р. МЕГРИ

В бассейне р. Мегри известен ряд промышленных месторождений медно-молибденовых руд и многочисленные проявления таких же руд. Все месторождения и рудопроявления расположены в пределах Ордубадо-Мегринского плутона.

Рудовмещающими являются породы монцонитовой интрузии и частью массива порфирировидных гранитов и гранодиоритов.

Наиболее крупными и вместе с тем относительно детальнее изученными месторождениями района являются Агаракское и Джиндаринское месторождения. Несомненно, перспективны месторождения Личкской группы (Шорджуридзор, Мегри-гет) и Ала-Гюней.

Краткое описание всех этих месторождений приводится ниже.

а) АГАРАКСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в южной части района на восточном склоне Зангезурского хребта на абсолютной отметке 1000—1300 м. От ближайшей железнодорожной станции Карчеван месторождение отстоит

в 10 км и соединено с нею шоссейной дорогой. К настоящему времени месторождение детально разведано на значительную глубину и передано промышленности. Наиболее полное описание месторождения приводится в работах геологов И. В. Барканова и Н. А. Фокина.

В геологическом строении месторождения участвуют почти исключительно интрузивные породы, входящие в состав Ордубадо-Мегринского плутона. Представлены они породами монцонитовой интрузии (сиенито-граниты, кварцевые монцониты) и интрузии порфиroidных гранодиоритов (гранодиорит-порфиры, гранодиориты).

Наиболее широко распространены сиенито-граниты. В пределах рудного поля они обычно в значительной степени изменены: серицитизированы, каолинизированы, интенсивно окварцованы, местами превращены во вторичные кварциты.

На западе сиенито-граниты контактируют с прорывающими их порфиroidными гранодиоритами, а на востоке связываются постепенными переходами с кварцевыми монцонитами. Прорезаны указанные породы многочисленными дайками порфировых пород (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты). Крупный шток гранодиорит-порфира залегает в центральной части рудного поля месторождения. Вытянут он в меридиональном направлении и прослеживается по простиранию на 800 м при мощности, достигающей до 200 м. Падаёт шток на запад под углом 60° — 70° в сторону интрузии порфиroidных гранодиоритов, сателитом которого он, по всей вероятности, является. Как и сиенито-граниты, гранодиорит-порфиры интенсивно изменены, в связи с чем указанные породы в поле с трудом отличаются друг от друга.

К западу от месторождения залегает крупный массив интрузии порфиroidных гранитов и гранодиоритов. Слагающие этот массив гранодиориты и граниты макроскопически представляют полнокристаллическую крупнозернистую, обычно порфиroidную породу, резко отличающуюся по своей структуре и слабой измененности от рудовмещающих пород — сиенито-гранитов и гранодиорит-порфиров.

Интрузивные породы в пределах рудного поля перекрыты на значительных площадях осадочными образованиями четвертичного времени: толщей красных брекчий, аллювиальными и делювиальными накоплениями.

На отдельных небольших участках месторождения сохранились песчано-глинистые отложения плиоцена с прослоями угля. Последние залегают на размытой поверхности интрузивных пород; интересно отметить их нахождение также на значительной глубине от поверхности (вскрыты горными выработками) среди интрузивных пород, что, несомненно, обусловлено молодыми тектоническими нарушениями.

Наиболее широко развиты красные брекчии, прослеживающиеся от обрывов Курисского плато до с. Карчеван. Состоит толща из различной величины угловатых обломков интрузивных пород, слабо уплотненных в песчано-глинистом материале кирпично-красного цвета. Мощность толщи красных брекчий доходит до 70 м. На центральном участке месторождения, в ущелье ручья Спетри, отложения эти залегают непосред-

ственно над осветленными рудоносными породами и образуют весьма эффектные отвесные обрывы.

Из тектонических нарушений в пределах рудного поля фиксируются лишь нарушения дизъюнктивного характера, которые играли существенную роль в формировании месторождения. Наиболее крупными являются тектонические нарушения близмеридионального простирания. К числу их относятся Спетринский, Агаракский разломы, а также крупнейшая зона разлома в массиве гранодиоритов, являющаяся, по всей вероятности, продолжением Таштунского разлома и также, как последний, падающая на восток под углами 60° — 70° .

Спетринский разлом (надвиг) ограничивает рудное поле с востока и отчетливо прослеживается вдоль Спетринского ущелья на протяжении около 600 м, скрываясь далее под толщей красных брекчий. Разлом сопровождается зоной брекчированных пород, вмещающих местами гнезда и желваки сульфидов и падает на юго-запад под углом 75° , выполаживаясь с глубиной.

К западу от Спетринского разлома, параллельно ему, протягиваются два других нарушения, приуроченные к контактам сиенито-гранитов с гранодиорит-порфирами. Они также падают на юго-запад.

Противоположное падение, при том же меридиональном простирании имеет разлом, расположенный в западной части месторождения между сиенито-гранитами и интрузией порфировидных гранитов и гранодиоритов. Падает он на северо-восток, навстречу Спетринскому разлому и ограничивает рудное поле с запада.

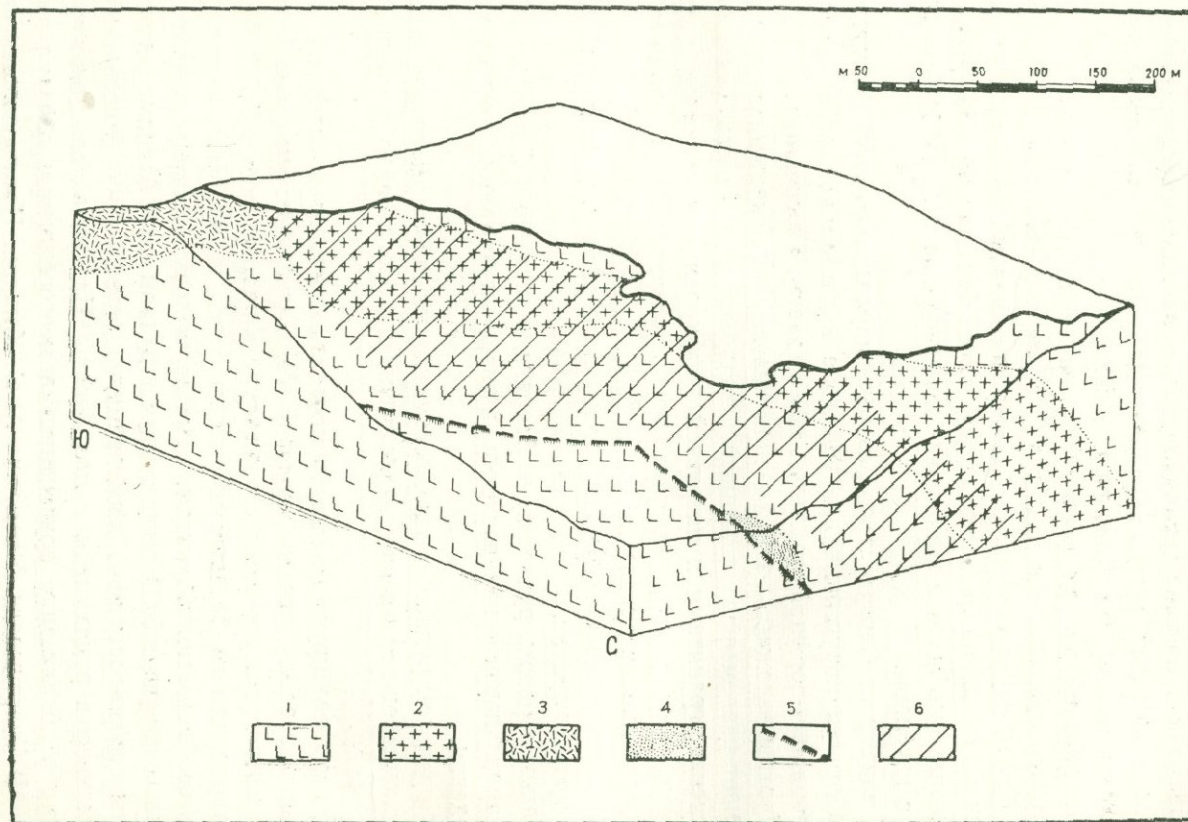
На северо-восток также падает крупный разлом, проходящий западнее, в гранодиоритах.

Таким образом, рудное поле Агарака заключено в блоке, ограниченном параллельными нарушениями, имеющими противоположные азимуты падения.

В пределах рудного поля месторождения отмечены также зоны нарушения северо-восточного и близширотного простирания, падающие на северо-запад.

К наиболее крупным нарушениям подобного рода относится «Диагональный разлом», установленный Г. М. Сластущенским. Зона разлома прослеживается через все месторождение в направлении СВ 50° . Весьма характерно, что наибольшее изменение пород и интенсивная минерализация, особенно молибденитом, отмечается вдоль указываемых северо-восточных нарушений. В связи с этим в рудном поле Агарака выделяются зоны северо-восточного простирания с относительно более высоким содержанием в рудах меди и молибдена. На роль северо-восточных структур в локализации оруденения на месторождении обратил внимание Г. М. Сластущенский и позже А. Б. Каждан. Последующие разведочные работы подтвердили это. Так, в 1950 г. Н. А. Фокиным было установлено, что северо-восточные нарушения разбивают шток гранодиорит-порфира на крупные блоки, кулисообразно сдвигая их к юго-востоку. Простирание сдвиговых трещин СВ 75° — 85° ; падение на СЗ под углами от 55° до 80° ; амплитуда смещения по этим трещинам от 25 м до

БЛОК-ДИАГРАММА ЦЕНТРАЛЬНОГО УЧАСТКА АГАРАКСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (по Н. А. Фокину)



1. Сиенито-гранит, 2. Гранодиорит-порфир, 3. Красная брекчия, 4. Песчаник, 5. Спетринский надвиг,
6. Зона промышленного оруденения,

50 м. Химические анализы многочисленных проб, отобранных с различных участков месторождения, показывают закономерное повышение содержания в рудах меди и молибдена при приближении к указанным зонам нарушений. Здесь отмечается более густая сеть кварцево-сульфидных прожилков, образовавшихся в мельчайших трещинах пород, а также более интенсивная вкрапленность в последних сульфидов.

Таким образом, и на Агаракском месторождении совершенно определенно выявляется контролирующая роль в локализации оруденения дорудных структур северо-восточного простирания.

Оруденение на Агаракском месторождении приурочено к гидротермально измененным сиенито-гранитам и гранодиорит-порфирам.

Как установлено детальными разведочными работами, с глубиной проявляется весьма отчетливое закономерное повышение содержания в рудах молибдена при одновременном снижении содержания меди.

По простиранию к северу и к югу от центрального участка месторождения отмечается снижение содержания в рудах меди и молибдена.

Руды относятся к прожилково-вкрапленному типу. Основная часть рудных минералов, представленных пиритом, халькопиритом и молибденитом, образует мелкую вкрапленность в породах. При этом размеры зерен молибденита настолько малы, что обычно обнаруживаются лишь под микроскопом. Реже встречаются более крупные зерна или чешуйки молибденита.

Помимо вкрапленности рудные минералы образуют скопления в тонких (мощностью до 2 см) прожилках кварца. В результате изучения взаимоотношения рудных минералов в забоях выработок и микроскопического исследования руд, И. Г. Магафьяном выделяются следующие этапы минерализации:

1-й этап (развит слабо) выражен небольшими линзами магнетита с примесью пирита, гематита и халькопирита;

2-й этап представлен вкрапленностью пирита, молибденита, халькопирита и борнита (иногда также арсенопирита, пирротина) в окварцованных породах;

3-й этап выражен тонкими прожилками кварца с мелкокристаллическим пиритом, мелкочешуйчатым молибденитом, халькопиритом, с небольшим участием блеклой руды, сфалерита и очень редко самородного золота.

Вторичное изменение руд выражено достаточно отчетливо. На поверхности месторождения сульфиды в значительной степени выщелочены. Зона окисления на Агаракском месторождении проникает на небольшую глубину. Значительная крутизна склонов Спетринского ущелья обуславливает быстрый сток атмосферных вод (являющихся основным агентом окисления) и интенсификацию процессов эрозии, опережающих процессы окисления и выщелачивания. В связи с этим, на поверхности, наряду с окисленными минералами, широко распространены первичные сульфиды. Наблюдаемые спорадически в подземных выработках на отдельных участках окисленные минералы приурочены к крупным трещинам, по которым вода имела доступ на глубину.

Из окисленных минералов на поверхности относительно широко развиты малахит, «лимониты», реже встречается азурит. Чрезвычайно редко встречаются на поверхности окисленные минералы молибдена. Лишь в 2—3 пунктах установлены по трещинам примазки и палеты ферри-молибдита. О незначительном содержании окисленных минералов молибдена в поверхностной зоне месторождения свидетельствуют также данные многочисленных анализов проб, отобранных из наземных горных выработок и естественных обнажений, показывающие содержание окисленного молибдена обычно не свыше тысячных долей процента.

Ясно выраженной зоны вторичного сульфидного обогащения на месторождении не имеется. Вторичные сульфиды, представленные халькозином, реже борнитом и ковеллином, макроскопически наблюдаются в редких случаях. Однако наличие их в рудах отмечено под микроскопом почти на всех горизонтах месторождения, вскрытых разведочными выработками.

С глубиной количество вторичных сульфидов меди уменьшается, а на глубине 150 м от поверхности они уже встречаются спорадически.

Главнейшими первичными рудными минералами являются халькопирит, молибденит и пирит. Значительно реже встречаются борнит, сфалерит, галенит, магнетит, пирротин, блеклая руда, арсенипирит. Из вторичных сульфидов, как уже отмечалось, присутствуют халькозин, борнит и ковеллин. Из минералов окисленной зоны главнейшими являются малахит и азурит. Меньшее распространение имеют куприт, хризоколла, самородная медь.

Кроме медных минералов в поверхностной зоне месторождения широко распространены окислы железа и изредка встречаются молибденовая охра, ярозит, смитсонит, самородная сера и гипс. Из числа жильных минералов следует отметить кварц, серицит, альбит и другие полевые шпаты, каолинит, биотит и др. Пирит и халькопирит встречаются, главным образом, в виде мельчайших вкрапленных зерен, большей частью мономинеральных, реже в виде сростков. Тонкие сульфидные прожилки с халькопиритом, пиритом и реже молибденитом играют подчиненную роль. Существенная часть молибденита связана с мельчайшими кварцевыми прожилками. Наряду с этим встречаются чисто молибденитовые прожилки и вкрапленники этого минерала в окварцованных породах.

Агаракское месторождение как по химическому, так и по минералогическому составу руд весьма сходно с Каджаранским. Наряду с медью и молибденом здесь встречаются, правда, в незначительных, не имеющих практического значения, количествах, от следов до сотых долей процента — цинк, свинец, мышьяк, кобальт, никель, висмут, золото, серебро и олово. Спектральными анализами, выполненными в лаборатории Армянского геологического управления, в рудах установлено присутствие ванадия, циркония, галлия.

Месторождение обладает крупными запасами меди и молибдена. Промышленные запасы могут быть значительно увеличены за счет разведки глубоких горизонтов и Южного участка месторождения.

б) ДЖИНДАРИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в 0,5 км южнее с. Личк на абс. высоте 1800 м, в долине небольшого ручья Джиндара, правого притока р. Мегри.

Район месторождения сложен породами монцонитовой интрузии и интрузии порфиroidных гранитов, линия контакта между которыми проходит в меридиональном направлении. В западной части месторождения среди порфиroidных гранодиоритов проходит крупная зона разлома ССЗ простирания, являющаяся южным продолжением Таштунского разлома, протягивающегося сюда с Каджаранского месторождения. В отличие от последнего, зона разлома проходит не между монцонитами и порфиroidными гранитами, а, как указывалось, в массиве порфиroidных гранитов. Зона разлома падает на северо-восток под углами 45° — 60° . С указанным разломом сопряжены трещины и зоны дробления северо-восточного и близширотного простирания. К ним приурочены многочисленные дайки гранодиорит-порфиroidов и близких к ним по составу жильных пород. К востоку от указанной выше зоны разлома порфиroidные граниты и породы монцонитовой интрузии интенсивно гидротермально изменены, окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы, местами превращены в типичные вторичные кварциты. Эти осветленные, на поверхности заохранные породы резко отличаются от свежих порфиroidных гранодиоритов, развитых к западу от разлома, и пород монцонитовой интрузии, обнажающихся восточнее месторождения. Оруденение представлено вкрапленниками и мельчайшими прожилками сульфидов, главным образом, халькопирита и пирита в гидротермально измененных порфиroidных гранитах и гранодиоритах.

Характерно, что рудоносная зона месторождения, будучи приурочена к висячему боку отмеченного разлома, протягивается в северо-восточном направлении, ограничиваясь с северо-запада дайкой гранодиорит-порфиroidа того же северо-восточного простирания.

Зона осветленных минерализованных пород прослеживается в указанном направлении от Джиндара до с. Тагамир, где хорошо вскрывается в обрыве левого берега р. Гоз-Гоз.

Интересно отметить, что в пределах зоны промышленного оруденения, в свою очередь, выделяются зоны с повышенным содержанием меди, вытянутые в северо-восточном направлении и приуроченные к зонам брекчирования и раздробления. Мощность таких обогащенных зон колеблется от 10 м до 50 м. Ряд полос гидротермально измененных пород северо-восточного простирания отмечен и ниже по ручью Джиндара среди габбро- и габбро-диоритов. Таким образом, и на Джиндаре при общей приуроченности месторождения к крупному северо-западному разлому оруденение отчетливо локализуется в сопряженных с ним структурах северо-восточного простирания.

Рудные минералы представлены главным образом пиритом, халькопиритом и борнитом, значительно реже встречаются молибденит, еще реже магнетит, галенит, блеклая руда.

Зона окисления имеет незначительное развитие и на поверхности часто встречаются первичные сульфиды. Из вторичных минералов в зоне окисления встречаются «лимониты», малахит, азурит, куприт.

В результате детальных разведок по месторождению подсчитаны значительные запасы меди промышленных категорий. Дальнейший прирост запасов может иметь место за счет разведки более глубоких горизонтов месторождения, что по условиям рельефа может быть осуществлено лишь проходкой буровых скважин, и разведки восточного фланга месторождения.



Рис. 25. Район Джиндаринского месторождения. — — — Таштунский разлом.
Джиндаринское месторождение.

Значительный интерес представляет вскрытая на месторождении разведочными выработками последних лет рудоносная зона с интенсивным молибденовым оруденением. Молибденит до этого, как указывалось, на месторождении являлся минералогической редкостью, и Джиндаринское месторождение считалось преимущественно медным, и в этом отношении оно отличалось от других медно-молибденовых месторождений района.

Обнаружение отмеченной зоны расширяет перспективы месторождения, повышает его промышленную ценность и сближает по условиям образования с другими месторождениями.

Зона с молибденовым оруденением залегает внутри измененных пород, несущих медную минерализацию, и в отношении последней является, несомненно, более поздним образованием.

По имеющимся данным, зона имеет северо-восточное простирание. Молибденит в ней проявляется в виде примазок по трещинам дробления пород, реже в виде вкрапленников и прожилков.

в) АЛА-ГЮНЕЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Ала-Гюнейское месторождение расположено в 0,5—1 км к югу от Джиндаринского, по существу представляя продолжение последнего. Зона гидротермально измененных минерализованных пород приурочена к тому же крупному разлому ССЗ простирания, протягивающемуся сюда из района Джиндаринского месторождения. Измененные, каолинизированные, окварцованные породы, несущие оруденение, приурочены к контакту интрузии порфировидных гранодиоритов с монцонитовой интрузией.

Контакт между этими интрузиями проходит в восточной части месторождения по сухому логу, впадающему слева в р. Мюльк.



Рис. 26. Месторождение Ала-Гюней.

Рудовмещающими измененными породами являются порфировидные гранодиориты, обнажающиеся широкой полосой в 0,4 км на протяжении около 1 км по южному склону водораздельного хребта, отделяющего бассейны рр. Айри и Мюльк. Отдельные небольшой мощности полосы измененных минерализованных пород отмечаются к востоку от месторождения среди пород монцонитовой интрузии. Оруденение представлено в виде вкрапленности и прожилков халькопирита и пирита. Реже встречаются видимые вкрапленники молибденита. Однако незначительные содержания молибдена в рудах отмечены во всех пробах, отобранных на месторождении.

В зоне окисления отмечается сильная заохрещенность пород и наличие по трещинкам примазков медной зелени и сини.

Проводившиеся на месторождении в 1931—32 гг. и в последующем, после значительного перерыва, в 1948—49 гг. небольшие по объему геолого-разведочные работы охватили лишь приповерхностную часть ме-

сторождения. Проведенные горные выработки (шурфы, штольни) не вышли из зоны окисления.

Пробы, отобранные на месторождении, показали относительно низкое содержание меди 0,2—0,5%, реже выше, что послужило основанием считать месторождение малоперспективным. Однако, учитывая небольшую глубину выработок, вскрывших руды, в которых минералы меди и молибдена могли быть выщелочены, такой вывод нельзя считать правильным. Необходимо принять во внимание, что руды месторождений Каджарана, Джиндары и Агарака в поверхностной части также характеризуются низким содержанием металлов. Ввиду наличия мощной зоны измененных минерализованных пород, в окисленной части которой на отдельных участках отмечены руды с промышленным содержанием меди и молибдена, Ала-Гюнейское месторождение, безусловно, представляет интерес. Здесь необходимо вскрыть более глубокие горизонты месторождения, ниже зоны окисления, где есть все основания встретить руды с промышленным содержанием меди и молибдена. При наличии таких руд и учитывая большую площадь развития зоны измененных минерализованных пород на Ала-Гюнейском месторождении могут быть вскрыты значительные запасы меди и молибдена.

г) МЮЛЬКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Аналогичные Ала-Гюнейским, измененные породы установлены у перевала в 1 км юго-западнее разв. с. Мюльк. Участок месторождения сложен монцонитами и порфиоровидными гранодиоритами, к контакту между которыми и приурочена зона минерализованных измененных пород с рудоносными кварцевыми прожилками и вкрапленностью магнетита, сульфидов меди (халькопирита, борнита) и реже молибденита.

Зона измененных рудовмещающих пород имеет северо-восточное простирание, прослеживается по простиранию с перерывами на 1 км. Характерно, что и большинство прожилков в пределах указанной зоны имеет также северо-восточное 20° — 40° простирание. Мощность рудоносной зоны около 30 м. На участке месторождения породы интрузии прорезаны большим количеством аплитовых и пегматитовых жил.

Последние также несут медное и молибденовое оруденение. Месторождение слабо разведано. Проведенные неглубокие горные выработки не вышли из зоны окисления и, естественно, не могли дать необходимый материал для суждения о перспективности месторождения. На поверхности в окисленной зоне месторождения имеются отдельные участки с высоким содержанием меди и молибдена.

д) ЛИЧКСКОЕ И МЕГРИГЕТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Личкское медно-молибденовое месторождение расположено в 0,5 км северо-западнее с. Личк по ручью Шорджур.

Участок месторождения сложен порфиоровидными гранитами, гранодиоритами и породами монцонитовой интрузии. Контакт между указываемыми интрузиями проходит вдоль долины р. Шорджур и имеет ССЗ простирание и падает на северо-восток под углом 45° — 50° . Оно сопро-

вождается зоной интенсивно перетертых раздробленных и расслоенных пород. Вдоль разлома по долине Шорджур отмечаются многочисленные небольшие выходы углекисло-железистых минеральных источников, почему ручей и получил название Шорджур (соленая вода). В верховьях ручья Шорджур имеются крупные скопления известково-железистых травертинов, отложенных циркулировавшими здесь более мощными минеральными источниками. Указываемое тектоническое нарушение, протягивающееся в северо-западном направлении по долине ручья Шорджур, является частью крупного Таштунского разлома, прослеживающегося сюда непрерывно из района Каджаранского месторождения.

К востоку от разлома, по левому берегу ручья Шорджур, развиты породы монцонитовой интрузии, представленные монцонитами, диоритами, габбро-диоритами; к западу же — порфиroidные граниты и гранодиориты.

Оруденение приурочено к порфиroidным гранитам и гранодиоритам и представлено серией кварцевых жил, с сульфидами меди и молибдена. Включающие жилы породы интенсивно изменены: окварцованы, каолинизированы и хлоритизированы. Внешне изменение проявляется в осветлении пород, в потере ими первоначальной структуры. На площади около 0,3 кв. км выявлено 20 жил мощностью от 0,05 до 0,6 м. Жилы имеют широтное простирание (270° — 280°) и падают на юг под углом 60° — 70° . Прослежены они по простиранию горными выработками на 10—20 м, отдельные же жилы — до 100 м. Рудные минералы в жилах представлены пиритом, халькопиритом, молибденитом, реже сфалеритом и магнетитом. Образуют они вкрапленность, либо же прожилки и желвакообразные скопления, концентрирующиеся в краевых частях жилы. По простиранию жилы смещаются крутопадающими пострудными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания. Амплитуда смещения жил небольшая, обычно не превышает 1 м.

Содержание меди и молибдена в жильной массе колеблется в значительных пределах: для меди от 0,1—до 1% и молибдена от 0,1% до 0,5%, доходя на отдельных участках до 3%. Вмещающие жилы гидротермально измененные порфиroidные гранитоиды также минерализованы, однако, содержание меди и молибдена в них незначительно.

Зона гидротермально измененных пород прослеживается отчетливо в массиве порфиroidных гранитов в широтном направлении к западу от месторождения Шорджур по склону левого берега р. Мегри. Пересекая последнюю в 2,5—3 км западнее с. Личк, эта зона переходит на правый берег реки, где прослеживается почти до гребня Зангезурского хребта. В пределах этой зоны И. Г. Магакьяном на склоне левого берега р. Мегри в 1 км от с. Личк было выявлено несколько кварцево-рудных жил, описанных им под названием Саак-Юртское месторождение. Жилы имеют северо-восточное близширотное простирание и падают круто на северо-запад. Мощность жил здесь доходит до 25 см. По простиранию они прослежены на 40—50 м.

В пределах той же зоны измененных пород в месте пересечения ее р. Мегри геолого-поисковой партией Армянского геологического

управления в 1948 году на обоих берегах реки обнаружена жила богатой халькопирит-молибденитовой руды и зона прожилкового оруденения. Кварцево-сульфидная жила имеет мощность 10—20 см, простирается в широтном направлении, падая на север под углом 70°. По простиранию жилы на правом берегу реки пройдена небольшая штольня. Бокковые породы жилы — порфиоровидные граниты прорезаны густой параллельной сетью тонких кварцево-сульфидных прожилков. Особенно отчетливо видна эта система прожилков в расчистке, проведенной на левом берегу реки.

Зона прожилкового оруденения, как и отдельные прожилки, имеет широтное простирание и падает на север под углом 70°.

Забой расчистки остановлен в рудной зоне. Вскрытая мощность ее свыше 2 м. Здесь же на левом берегу реки канавками под слоем наносных образований до 1,5—2 м обнаружены скопления шлаков, свидетельствующие о разработке этого участка месторождения в далеком прошлом и выплавке здесь руды. Остатки шлаков обнаружены также выше месторождения, в долине р. Мегри.

На склоне правого берега р. Мегри в пределах описываемой зоны обнаружены высыпки молочно-белого кварца с богатым молибденовым оруденением. Коренных месторождений пока обнаружить здесь не удалось.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что Шорджур-Мегригетская рудоносная зона представляет несомненный интерес. Протягивается зона на протяжении более 5 км при мощности, достигающей до 100—150 м. В пределах этой зоны должны быть проведены детальные работы как по разведке выявленных месторождений, так и с целью обнаружения новых месторождений.

Установление мощной и протяженной зоны измененных рудоносных пород внутри массива порфиоровидных гранитов и гранодиоритов позволяет несколько иначе подойти к решению вопроса об источнике медно-молибденового оруденения области. До сего времени почти все исследователи связывали оруденение генетически с внедрением интрузии порфиоровидных гранитоидов. Наличие описанной зоны свидетельствует о том, что до процессов рудообразования массив этой интрузии был сформирован и в нем, как и в породах более ранних фаз внедрения, были развиты зоны нарушения, послужившие путями для циркуляции растворов и рудоотложения.

е) ТЕЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Тейское месторождение расположено у одноименного селения. В прошлом месторождение разрабатывалось частными предпринимателями, построившими здесь небольшой кустарный завод, от которого сохранились отвалы шлаков.

Район месторождения сложен породами монцитовой интрузии и сохранившимися на отдельных участках порфиритами — останцами кровли интрузии. Как интрузивные породы, так и порфириты на участке месторождения интенсивно изменены: окварцованы, каолинизиро-

ваны и пиритизированы. Среди зоны измененных пород залегают несколько крутопадающих кварцево-рудных жил северо-восточного простирания. Мощность жил 0,1—0,2 м, доходит в раздувах до 1 м. По простиранию жилы прослежены на 45—50 м. Оруденение в жилах представлено в основном пиритом и халькопиритом, образующими в кварце желваки и рассеянные зерна. Изредка встречаются чешуйки молибденита. Содержание меди в жильной массе колеблется в значительных пределах от 0,5% до 6,5%. По падению жилы разведаны на глубину до 50 м. Две из них в начале текущего столетия были объектом разработки. Масштаб месторождения небольшой.

Перспективы месторождения могут быть расширены за счет разведки более глубоких горизонтов месторождения, а также участка, прилегающего к месторождению с юго-востока, где зона измененных пород уходит под наносные образования. При разведке месторождения должно быть обращено внимание также на вмещающие жилы, измененные породы в которых даже при небольших содержаниях меди и молибдена, учитывая значительную площадь их развития, могут содержаться значительные запасы металлов.

ж) БУГАКЯРСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИИ

Расположена в верховьях р. Бугакяр (правый приток реки Мегри) выше развалин одноименного селения. К настоящему времени установлено 5 рудоносных участков — Казандаринский, Араюртский, Салабинский, Тахлярский и Чиллиюртский.

Рудовмещающими породами являются гранодиориты и породы монцитовой интрузии. Структурные особенности района верховьев реки Бугакяр определяются наличием антиклинали, входящей в систему сложного антиклинория Мегринского района. Ось антиклинали проходит по линии — с. Мегри, с. Бугакяр, г. Ших-юрт. Рудоносные зоны имеют преимущественно СВ простирание. Наиболее крупными из них являются Казандаринское, Араюртское, Тахлярское и Салабинское, представляющие собою зоны брекчирования, смятия и интенсивного изменения пород.

Казандаринский участок, известный с 80-ых гг. прошлого столетия и расположенный в 0,2 км от развалин с. Бугакяр, приурочен к измененным порфиroidным гранодиоритам. На участке выявлено 5 кварцево-рудных жил, имеющих СВ простирание и непостоянное падение на ЮВ и СЗ. Жилы сопровождаются в призальбандовых частях измененными породами, содержащими как и жилы, вкрапленность пирита, халькопирита, борнита и в незначительных количествах молибденита. Мощность жил колеблется от 0,3 м до 1,5 м. По простиранию они прослежены на 100—200 м. Среднее содержание полезных компонентов невысокое — меди в пределах 1% и молибдена 0,01%. На отдельных же участках жил, служивших в прошлом объектом небольшой разработки, содержание меди доходит до 3—4%.

Араюртский участок, обнаруженный поисковыми работами 1948 г., расположен в 2,5 км от развалин с. Бугакяр. Участок месторождения

сложен гранодиоритами и прорезающими их дайками гранодиорит порфиров. Оруденение приурочено к гидротермально измененным гранодиоритам и относится к жильному и прожилково-вкрапленному типам. Жила, прослеженная штольней на протяжении 220 м при средней мощности 0,3 м выполнена кварцем, содержащим включения гематита, халькопирита, пирита и редко молибденита. Простираение ее СВ 40°, падение на ЮЗ под углом 65°. Вмещающие жилу мелкозернистые гранодиориты содержат вкрапленность халькопирита. Содержание меди в жильной массе от 0,5% до 3—7%, во вмещающей породе от следов до 1,2%.

Салабинский участок находится в 3,5—4,0 км к западу от с. Бугаяр. Участок сложен измененными порфировидными гранодиоритами, пересеченными многочисленными аплитовыми дайками. По типу месторождение относится к жильным. Зона измененных пород, несущая оруденение, вытянута в СВ направлении. В 1952 г. на участке выявлен ряд жил и прожилков с гематитом, халькопиритом, борнитом и редкими чешуйками молибденита. Месторождение не изучено.

Тахлярское проявление расположено в 0,5 км от Араюртского участка, приурочено к измененным гранодиоритам и представлено редкими вкрапленниками халькопирита и пирита. Проявление пока не изучено.

Чиллиюртское проявление расположено в 0,3 км от участка Салабина-юрт. Оруденение представлено прожилками и вкрапленностью халькопирита и молибденита в измененных гранодиоритах. Проявление не изучено.

Все описанные выше месторождения располагаются в правобережной части бассейна р. Мегри, территориально тяготея, как указывалось, к массиву порфировидных гранитов, либо же располагаясь в его пределах.

В правобережной части бассейна р. Мегри, где развиты исключительно породы монцонитовой фазы интрузии и частью вулканогенно-осадочные породы кровли последней, известно сравнительно небольшое количество рудных месторождений. Располагаются они среди интрузивных пород и в большинстве незначительны по размерам. Представляют интерес лишь Пирзаминское мышьяково-полиметаллическое и Калерское медно-молибденовое месторождения.

з) АЙГЕДЗОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Выявлено поисковыми работами в 1954 г. и в настоящее время разведывается Армянским геологическим управлением.

Месторождение расположено в 16 км севернее г. Мегри и состоит из трех участков: Центрального, Личкразского и Марал-заминского.

Оруденение на всех участках приурочено к интрузивным породам Ордубадо-Мегринского массива.

Центральный участок месторождения расположен на правобережье р. Мегри-гет в 600 метрах выше впадения в нее р. Бугаяр. Участок сложен гранодиоритами, тэналитами, принадлежащими к монцонитовой фазе внедрения, перекрытыми на пологих участках склонов и в долине

реки делювиальными и аллювиальными образованиями. Широко развиты на участке жильные породы, представленные в основном диорит-порфиритами. Образуют они протяженные дайки, выступающие на поверхности благодаря большей крепости пород, и прослеживающиеся на сотни метров. Мощность их колеблется от 1 м до 20 м. Простираение их меридиональное и северо-восточное, углы падения крутые до вертикальных.

Значительно реже встречаются жильные породы лампрофирового состава, а также аплитовые и пегматитовые жилы. Последние имеют обычно небольшую мощность 5—10 см, реже 0,5—1,0 м и прослеживаются по простиранию на 10—50 м.

Слагающие участки месторождения гранодиориты в значительной степени изменены, окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы. Степень изменения пород усиливается по мере приближения к дайкам жильных пород. Последние также частично изменены. Оруденение на Центральном участке месторождения представлено серией параллельных кварцево-рудных жил, секущих измененные гранодиориты.

Простираение жил СВ 50—60°, падение крутое (60—85°) на юго-восток.

По простиранию жилы прослежены разведочными выработками от 50 м до 100 м, а отдельные жилы на 200—230 м на глубину от 50 м до 100 метров. Средняя мощность их колеблется от 0,1 м до 1 метра, среднее содержание молибдена от 0,1% до 0,4%, меди от 0,1% до 0,5%.

Наиболее протяженная жила—жила № 6—прослежена по простиранию на 220 м, на глубину горными выработками на 100 м и буровой скважиной на 260 м. Мощность ее колеблется от 0,3 м до 1,2 м. Среднее содержание молибдена в ней 0,3%, меди 0,25%. Жилы обычно резко выступают в рельефе, как и жилы порфиров, в виде даек и хорошо прослеживаются по поверхности.

Вмещающие жилы гранодиориты гидротермально изменены, несут довольно интенсивную вкрапленность пирита и более редкие вкрапленники молибденита и халькопирита. Последние отмечаются также в редких кварцевых прожилках. Среднее содержание молибдена и меди в отмеченных породах — тысячные, реже сотые доли процента.

Участок Марал-зами расположен на левобережье р. Мегри против Центрального участка и по существу является его северо-восточным продолжением.

Оруденение на этом участке приурочено к зоне гидротермально измененных окварцованных, пиритизированных гранодиоритов, прослеживающейся в северо-восточном направлении на 1,2 км при мощности 350—400 м.

На поверхности породы зоны осветлены, заохрены и хорошо выделяются среди вмещающих их неизмененных гранодиоритов. Как и на Центральном участке, здесь установлены дайки диорит-порфиров того же северо-восточного простирания.

Оруденение здесь имеет штокверковый характер. Молибденит и халькопирит приурочены к тонким кварцевым прожилкам, образующим более или менее густую сеть в измененных породах. Отмечается также

их вкрапленность в последних. Рудоносными являются также кварцевые жилы, имеющие, как и на Центральном участке, северо-восточное простирание и крутое падение на юго-восток.

Содержание молибдена в зоне измененных пород обычно низкое, но в ней выделяются отдельные участки с кондиционным содержанием молибдена.

По результатам геолого-разведочных работ, проводящихся в настоящее время на месторождении, эти участки протягиваются, как и вмещающая их зона, в северо-восточном направлении и достигают мощности от 5 м до 10 м. По простиранию разведочными выработками эти, относительно обогащенные участки, прослежены до 120 м и на глубину до 70 м. Дальнейшие разведочные работы направлены на оконтуривание этих зон с целью подсчета по ним запасов.

Участок Личквас расположен в 2-х километрах западнее Центрального участка месторождения на левом берегу реки Бугаляр. Здесь в пределах того же массива гранодиоритов отмечается зона измененных, с поверхности осветленных и заохренных пород, несущих сульфидную минерализацию.

Медно-молибденовое оруденение приурочено к тонким кварцевым прожилкам, секущим в различных направлениях измененные породы и образующих местами густую сеть. Помимо этого молибденит и халькопирит образуют редкую вкрапленность. Содержание металлов в измененных породах обычно низкое, но местами в зоне на участках сгущения кварцеворудных прожилков отмечаются и более высокие содержания молибдена. Однако мощность зон с повышенным содержанием металлов незначительна — 1—2 м и они не выдержаны по простиранию.

Штокверковое оруденение, широко развитое на всех трех участках Айгедзорского месторождения, может приобрести промышленное значение при снижении кондиции на молибден.

Жильное оруденение в связи с относительно высоким содержанием молибдена может служить объектом самостоятельной разработки.

Месторождение может рассматриваться как дополнительная сырьевая база строящегося Агаракского медно-молибденового комбината.

II) ПИРЗАМИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в 1,5 км южнее разв. с. Тагамир в ущелье ручья Тагамир (левый приток р. Гоз-гоз). По склону правого берега указанного ручья в 700 м выше его устья в монцонитах прослеживается в северо-восточном направлении зона измененных осветленных, окварцованных пород. Прорезаны они кварцевыми жилами и прожилками, несущими сульфидную минерализацию. На одном участке среди измененных пород отмечено линзообразное скопление сульфидных руд, мощностью 1,5—2,5 м. Прослежено оно по простиранию на 60 м, имеет, как и вмещающая зона, юго-восточное 155° падение под углом 35° .

Оруденение представлено, главным образом, пиритом, арсенопиритом и в меньшей степени халькопиритом, пирротинном, галенитом и сфа-

леритом. Последние два минерала приурочены к более поздним по времени прожилкам, секущим скопления пирита и арсенопирита. Образуют они также небольшие гнездообразные скопления.

Содержание мышьяка, по данным отдельных штучных проб, достигает 5—10%, цинка — 2%, свинца — 0,6% и меди до 0,5%.

Месторождение заслуживает разведки. В первую очередь необходимо вскрыть горными выработками более глубокие горизонты указанного рудного тела. Попутно необходимо изучить вмещающие измененные породы в зоне первичного сульфидного оруденения.

к) КАЛЕРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение находится в 0,5 км южнее с. Калер, в логу ручья, протекающего у сельской школы. Участок месторождения сложен монцонитами, габбро-диоритами и габбро. Обнажаются они в обоих крутых берегах лога и перекрыты выше по склону наносными образованиями. Прорезаны указанные интрузивные породы пегматитовыми, аплитовыми и кварц-карбонатными жилами, в которых местами отмечается сульфидная минерализация. Наиболее интересным в отношении оруденения является участок, расположенный на правом берегу лога. Здесь у уреза воды залегают две пегматитовые жилы, падающие на северо-запад 330° под углом 30° . Мощность жил 0,2—0,3 м. По простиранию на поверхности они прослежены на 5—6 м. Указанные жилы в результате последующей их переработки низкотемпературными растворами превращены в кварц-карбонатную породу, в которой отмечаются весьма крупные, хорошо образованные кристаллы молибденита, а также скопления халькопирита и молибденита. Местами сохранились первичные минералы пегматитов — крупные кристаллы калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Размеры кристаллов молибденита доходят до 8 см в поперечнике, они имеют таблитчатую, бочонкообразную формы. Наряду с этим встречаются более мелкие чешуйчатые кристаллы гексагональной формы. В результате окисления за счет молибденита в поверхностных частях жил образуются молибдит и повеллит. Последний сохраняет кристаллографические очертания молибденита. Халькопирит и магнетит местами образуют также хорошо выраженные кристаллы. Нам представляется, что образование молибденита, халькопирита и магнетита связано с пегматитовым процессом. Широко развитые в жиле карбонаты и халцедон, среди которых в необычной ассоциации залегают крупные кристаллы молибденита, образовались позже молибденита и других рудных минералов. Это отчетливо проявляется при микроскопическом изучении образцов, отобранных из жилы. В шлифах наблюдается замещение кристаллов кварца и калиевого полевого шпата карбонатом (судя по характерной ромбоэдрической форме зерен, показателю преломления $N_g = 1,700 \pm 0,004$ доломит) и халцедоном. Последний встречается обычно в виде неправильных участков, часто полых в центре, часто окаймляет внутреннюю часть замкнутых полос карбонатов, в сферокристаллах, слагающих полосы различной ширины. Рудные зерна крупные и рассеяны жил-

ками карбонатов. Иногда карбонаты образуют на них кайму, нарушая кристаллографические очертания.

Калерское месторождение представляет большой интерес в отношении выяснения генезиса медно-молибденового оруденения. Промышленное значение его не велико, ввиду незначительной мощности и протяженности жил. Здесь желательно задать одну штольню на возможно более низком уровне с тем, чтобы подсесть жилы на более глубоких горизонтах. Одновременно необходимо провести детальные поисковые работы в районе месторождения с целью выявления новых рудоносных участков.

За пределами бассейна р. Мегри, в восточной части Мегринского административного района среди пород монзонитовой фазы интрузии известен ряд проявлений преимущественно медного оруденения. Все они незначительны по размерам и практического значения не имеют. Некоторый интерес представляют Ньюадинское медно-магнетитовое и Каларское магнетитовое месторождения.

л) НЮВАДИНСКОЕ МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Находится в 7-ми км к северо-западу от с. Ньюады, на склонах водораздельного хребта, между речками Ньюады и Ангезит. Здесь среди интрузивных пород, отвечающих по составу сиенитам, диоритам и габбро, связанных друг с другом постепенными переходами, находятся три крупных участка гранатовой породы. Последние представляют собой останцы пород кровли — известняки девона, превращенные под воздействием интрузии в гранатовые скарны. Площадь скарновых участков достигает нескольких десятков тысяч кв. метров. Скарны желтовато-бурого цвета, плотные, в главной массе состоят из известково-железистого граната и в меньшем количестве пироксена, кальцита и кварца. На отдельных участках скарны включают в себе отдельные гнезда богатой халькопиритовой руды диаметром до 1 метра и небольшие штокообразные тела магнетита. Магнетит местами (рудник Дамир-даш) образует тонкие прослойки, придавая скарновой породе полосчатую текстуру. На поверхности медное оруденение проявляется в виде налетов медной зелени. Оруденение на руднике Дамир-даш представлено несколькими вытянутыми штокообразными телами магнетит-гранатовой породы с вкрапленностью пирита и халькопирита. Содержание меди в руде колеблется от 0,6% до 1,6%.

На месторождении в прошлом столетии (в 60-ых годах) производилась кустарная добыча руды. Работы были сосредоточены на двух участках, на руднике Амин-Мамед-Каге и в расположенном от него в 0,8 км к востоку руднике Дамир-даш. На руднике Амин-Мамед-Каге сохранился полуразрушенный карьер, имеющий в длину 33—35 м, ширину 5—6 м и глубину 20—25 м. На стенках карьера сохранились остатки гнезд окисленной руды. На руднике Дамир-даш сохранились две старинные полуразвалившиеся наклонки, пройденные по падению магнетито-гранатовой породы.

Добытая руда плавилась в небольших кустарных печах, от которых сохранился большой отвал шлаков на речках Ангезит и Ньюады.

В связи с небольшими размерами гнезд медно-колчеданных руд и разбросанностью их среди скарнов, Ньюадинское месторождение, как медное, большого интереса не представляет. Однако наличие в скарнах шеелита, молибденита, установленных нами еще в 1939 г., обнаружение в 1946 г. геологом А. М. Арутюняном интенсивной вкрапленности молибденита в интрузивных породах свидетельствуют о необходимости более детального изучения Ньюадинского месторождения и прилегающих к нему участков.

м) КАЛАКАРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Месторождение находится в верховьях ручья Гяров, в 18 км севернее с. Алидара, с которым соединено выючной тропой. По составу руд и условиям образования описываемое месторождение резко отличается от всех других месторождений Мегри-Сисианского района.

Месторождение, по-видимому, немного разрабатывалось в древности, о чем свидетельствуют сохранившиеся здесь шлаки. Однако никаких сведений ни о времени разработки, ни о размерах добычи не имеется.

Участок месторождения сложен сиенито-диоритами, в которых выделяются крупные шлировые выделения более основных пород, отвечающих по составу габбро и пироксениту.

В указанных породах на склонах гг. Калакар и Пальчихлу отмечаются прожилки, вкрапленность и шлировые выделения магнетита и титаномагнетита. При этом интересно отметить, что магнетитовое оруденение в сопровождении апатита приурочено к сиенито-диоритам, а титаномагнетитовое — к габбро и пироксенитам. Мощность рудоносной зоны достигает до 180 м. Она прослеживается в юго-восточном направлении на протяжении 1,5 км.

Генетически месторождение, в отличие от всех других месторождений Мегри-Сисианского района, относится к магматическому (гистеромагматическому) типу. Судить о перспективах месторождения трудно, поскольку никаких разведочных работ на нем не проводилось. Здесь необходимо провести, в первую очередь, магнитометрическую съемку, с охватом более широкой площади, в зависимости от результатов которой заложить разведочные выработки.

В прилегающих к Мегри-Сисианскому району с запада Нахичеванской АССР и с юга Иранском Карадаге развиты месторождения с совершенно сходным типом оруденения.

5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЗАНГЕЗУРСКОГО ХРЕБТА

На западном склоне Зангезурского хребта в пределах Нахичеванской АССР известен ряд месторождений и проявлений медно-молибденовых руд. Все они территориально приурочены к западной краевой части Ордубадо-Мегринского плутона и располагаются в экзо- и эндоконтактовых его зонах.

Как и месторождения восточного склона хребта (Каджаран, Джиндара и др.), оруденение приурочено к гидротермально измененным интрузивным и вулканогенно-осадочным породам и контролируется зонами нарушений северо-западного и северо-восточного простираний и в ряде случаев дайками жильных пород (лампрофиров и др.).

Главнейшие рудные минералы: пирит, халькопирит и молибденит приурочены к кварцевым жилам, прожилкам и образуют мелкую вкрапленность в измененных породах. Помимо отмеченных минералов в составе руд, как и в рудах Мегри-Сисианского района, отмечаются при микроскопическом исследовании в ничтожном количестве вольфрамит, тетраэдрит, теннантит, борнит, галенит, сфалерит, арсенопирит, изредка теллуриды золота и серебра.

К месторождениям западного склона Зангезурского хребта относятся Парагачайское, Маданидзорское, Урумыское, Капланчайское, Кызыл-Чанглы и ряд более мелких проявлений.

Наиболее крупным среди указанных месторождений и вместе с тем относительно более изученным является Парагачайское месторождение, приуроченное к краевой части банатитовой интрузии. Здесь среди мощной и протяженной зоны измененных интрузивных пород установлено большое количество (до 40) рудоносных жил северо-западного $290\text{--}330^\circ$ простирания, падающих на юго-запад под углом $60\text{--}70^\circ$. Из них жилы, так называемые «Главная» и «Новая», являются объектом эксплуатации. Жилы эти имеют близширотное $280\text{--}290^\circ$ простирание и прослежены по простиранию на несколько сот метров при мощности от 0,1 м до 3 м. Оруденение в жилах представлено в основном молибденитом, халькопиритом и пиритом. Характерно, что на всем протяжении «Главная» жила располагается в лежащем боку лампрофировой дайки, имеющей те же, что и жила, элементы залегания.

К юго-западу от Парагачайского месторождения, в 2-х км от него, расположено Маданидзорское месторождение, в пределах которого установлено около 20 кварцеворудных жил в измененных породах банатитовой интрузии. В отличие от Парагачая, жилы имеют северо-восточное ($45\text{--}80^\circ$) простирание и падают круто ($60\text{--}90^\circ$) на юго-восток. Мощность жил в среднем 0,2—0,3 м (от 0,1 м до 0,7 м). По простиранию они прослеживаются на 400—500 м. Содержание молибдена и меди в жильной массе неравномерное, колеблется для молибдена от следов до 1% и для меди от десятых долей процента до 5% и выше.

В 4 км южнее Маданидзорского месторождения, у с. Урумыс, среди роговиков у контакта с интрузией прослеживается зона гидротермально измененных пород, в которых отмечены жилы и прожилки кварца с молибденитом и пиритом. Мощность жил колеблется от 0,02 м до 0,1 м, по простиранию они прослеживаются на 15—25 м.

Ознакомление с существующим материалом по месторождениям западного склона Зангезурского хребта убеждает в том, что работы здесь были направлены в основном на поиски и разведку кварцеворудных жил. Вмещающим эти жилы измененным породам, несущим рассеянное медно-молибденовое оруденение, не уделялось достаточного внимания. Развитие

на указанных месторождениях мощных зон измененных пород, не уступающих по размерам рудоносным зонам восточного склона хребта, наличие в них прожилково-вкрапленного оруденения, указывает на возможность нахождения в них крупных запасов меди и молибдена даже при низком содержании их в рудах. В этом отношении необходимо учесть опыт изучения Каджаранского месторождения (с которым во многом сходны месторождения западного склона Зангезурского хребта), где в поверхностной окисленной зоне месторождения содержание молибдена было очень низкое (следы — 0,01%), что нередко ставило под сомнение правильность начатых на месторождении разведочных работ. В настоящее время при наличии на Каджаранском месторождении мощных кварцево-рудных жил (значительно более мощных, чем на месторождениях западного склона Зангезурского хребта) основным, определяющим высокую промышленную ценность месторождения является прожилково-вкрапленное оруденение при невысоком среднем содержании в рудах меди и молибдена.

При дальнейшем изучении месторождений западного склона, необходимо одновременно с разведкой кварцево-рудных жил проводить систематическое изучение и опробование вмещающих жилы гидротермально измененных рудоносных пород.

К югу от Мегри-Сисианского района на правобережье бассейна р. Аракс в Иранском Карадаге известно большое количество проявлений медных руд, большая часть которых в прошлом разрабатывалась. В составе руд за последние годы открыты молибден и вольфрам.

Месторождения здесь генетически связаны с интрузиями гранитоидов, массив которых является непосредственным южным продолжением Ордубадо-Мегринского плутона. Интрузии внедрились в толщу известняков палеозоя (по-видимому, аналоги верхнедевонской глинисто-карбонатной толщи Мегри-Сисианского района), которые в приконтактной зоне превратились в разнообразные по составу скарны, несущие сульфидную минерализацию.

Наиболее значительным месторождением скарнового типа в Карадагском рудном районе является Сюнгин, расположенное в центральной части Карадага на высоте около 1900 м. Рудоносная зона в скарновых породах прослежена по простиранию на 800 м при мощности от 25 м до 70 м. Главные рудные минералы пирит и халькопирит образуют прожилки, вкрапленность, а также гнездообразные скопления. В рудах работы последних лет установлен ранее неизвестный в них молибденит. Содержание меди колеблется от 0,1% до 3,7%, составляя в среднем 1—2%. Данных о количественном содержании в рудах молибдена не имеется. Общие запасы меди в Сюнгине в 1945 году оценивались в 20 тыс. тонн.

Представляет интерес Гуланское (Гуланчайское) месторождение, весьма сходное, судя по описаниям, с месторождениями западного склона Зангезурского хребта (Парагачай, Маданидзор и др.). Месторождение расположено в северной части Карадага в 6—8 км к югу от реки Аракс (Советско-Иранская граница) и представлено серией кварцевых жил,

залегающих в интрузии гранитоидов и содержащих из рудных минералов халькопирит, молибденит и вульфенит.

Судя по имеющимся описаниям рудных месторождений Карадага, в пределах последнего развиты на значительных площадях также зоны гидротермально измененных минерализованных пород, контролируемых, видимо, как и в Мегри-Сисианском районе, нарушениями северо-западного, северо-восточного и близширотного простираний. Одна из таких зон измененных пород приурочена к южному продолжению Агаракского разлома, пересекающего реку Аракс у ст. Карчеван и отчетливо наблюдается с левого берега реки Аракс.

Иранский Карадаг, расположенный на южном продолжении Мегри-Сисианского района и имеющий сходное с ним геологическое строение, по всей вероятности, обладает такими же крупными месторождениями прожилково-вкрапленных руд, на которые еще не обращено внимание.

6. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕГРИ-СИСИАНСКОГО РАЙОНА

Как видно из приведенного выше краткого описания рудных месторождений района, последние относятся к различным генетическим типам: магматическому, пегматитовому, скарновому и гидротермальному, различных глубин и температур образования.

При этих условиях естественно было бы ожидать значительное же качественное разнообразие состава руд. Однако, как показало детальное изучение руд отдельных месторождений, минералогический состав их характеризуется большим однообразием. В рудах каждого из отмеченных типов месторождений, за исключением редкого и нехарактерного для района магматического типа (Калакар, Пальчихлу) и реальгар-аурипигментового месторождения Сальварды (связанного, по всей вероятности, с плиоценовыми интрузиями) участвует один и тот же комплекс рудных минералов. Меняются лишь их количественные соотношения.

Это дает основание относить руды района к единому семейству, названному И. Г. Магакьяном медно-молибденовым по элементам, определяющим промышленную ценность руд. Содержание меди и молибдена в рудах, за некоторым исключением (брекчиевидные руды Дастакерта, кварцеворудные жилы Каджарана) невысокое, но запасы их огромные в связи с развитием оруденения на больших площадях и значительным его распространением на глубину.

В составе руд в зоне первичного сульфидного оруденения почти всех месторождений района установлены в различных количествах следующие рудные минералы: молибденит, халькопирит, борнит, пирит, сфалерит, галенит, энаргит, блеклая руда, магнетит, гематит, пирротин, арсенипирит, висмутин, самородное золото. Местами в рудах, главным образом, скарнового типа, отмечается присутствие шеелита. Из нерудных (жильных) минералов широко развиты кварц, карбонаты. Боковые породы, вмещающие штокверковое и жильное оруденение, интенсивно серицитизированы, окварцованы и каолинизированы.

Ниже приводится описание минералов и на основании имеющихся материалов указываются отличительные особенности их проявления на отдельных месторождениях.

Молибденит—является весьма характерным минералом, встречаясь в большем или меньшем количестве в рудах почти всех месторождений района. Наблюдается как в виде сплошных крупных выделений, состоящих из листоватых или чешуйчатых агрегатов (рис. 27, 28) размерами от 0,01 до 1,5 мм, так и в виде единичных, весьма крупных вытянутых пластинок (рис. 29 30).

В рудах пегматитовых месторождений (Давачи, Калер, Сагкар, Мюльк) образует крупные таблитчатые кристаллы. Особенно крупных размеров они достигают на Калерском месторождении, где призматические и таблитчатые кристаллы молибденита имеют до 8 см в поперечнике.

В рудах эндоконтактной зоны Дастакертского месторождения развиты высокотемпературные разности молибденита, представленные хорошо выраженными розетками от 1—2 мм до 1 см в друзах кристаллов кварца, в нацело серицитизированных и окварцованных гранодиоритах.

Выделения молибденита обычно приурочены к системе тонких прожилков кварца или мощных кварцевых жил (рис. 32), или же образуют скопления во вмещающей породе. Для зерен молибденита весьма характерно наличие пластинчатых двойников (рис. 33), часто обнаруживающих изогнутость (рис. 34, 35) и волнистое угасание, являющиеся, несомненно, следствием позднейших деформаций. Молибденит постоянно ассоциирует с халькопиритом, реже борнитом, пиритом и др. минералами. Он нередко образует скопления среди полей халькопирита (рис. 29, 30), находясь в тесном срастании с ним (рис. 27, 28, 30).

Для руд Дастакерта и Агарака характерным явлением следует считать образование оторочки молибденита по границе халькопирита с вмещающей породой (рис. 36), причем нередко молибденит также окружает обломки пород или кварца со всех сторон.

Весьма характерны взаимоотношения молибденита с пиритом.

В рудах Дастакерта и Каджарана резко выражена обособленность скоплений молибденита от пирита (рис. № 56) и лишь в редких случаях наблюдаются неправильной формы единичные выделения молибденита среди раздробленного пирита.

Что же касается руд Агарака, то здесь молибденит образует срастания с пиритом и нередко окаймляет зерна пирита, образуя вокруг них оторочки, аналогичные оторочкам молибденита вокруг зерен халькопирита в рудах Дастакерта и Каджарана. Иногда пластинки молибденита секут зерна пирита, проникая по трещинкам дробления или развиваются между зернами.

Довольно часто среди молибденита содержатся единичные неправильной формы выделения кварца (рис. 28, 33, 38). Иногда же молибденит сечется кварцем (Каджаран), проникающим между пластинок молибденита, что показывает на существование более поздней генерации кварца.

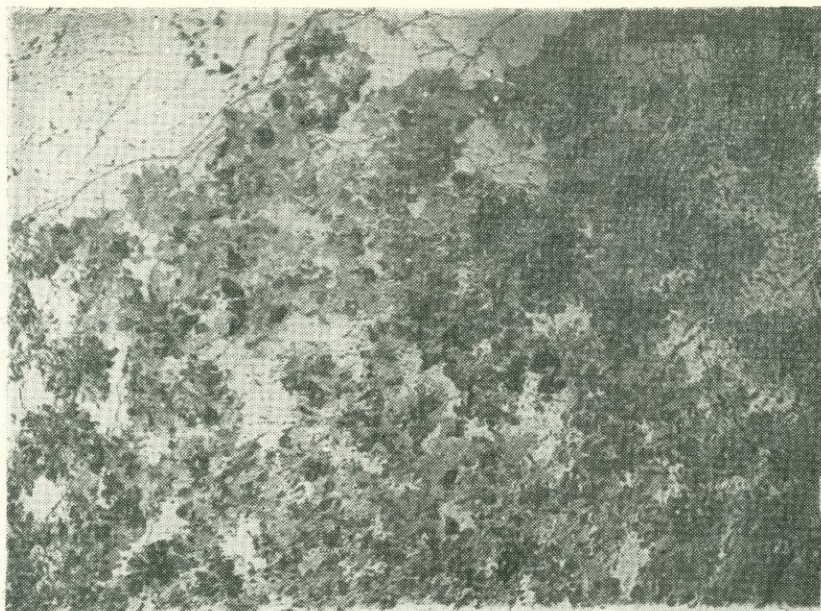


Рис. 27. Тесное сростание молибденита (серое) и халькопирита (белое).
Темное в правой части—нерудные с молибденитом, шл. 109, х 4.
М-ние Дастакерт.

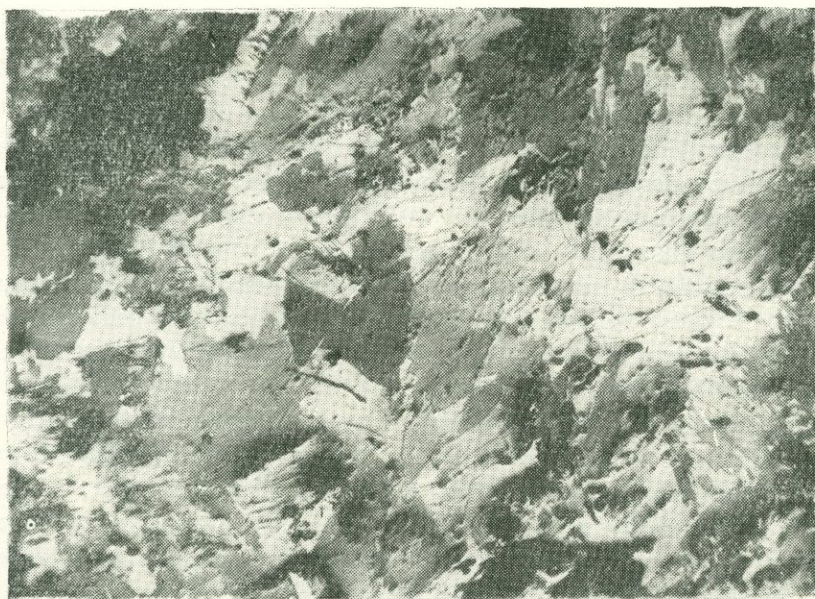


Рис. 28. Агрегат разноориентированных пластинчатых зерен молибденита (серое разных оттенков) в тесном сростании с халькопиритом (светло-серый). Черное—кварц (слева вверху). Снято при одном поляризаторе, шл. 101, х 85. М-ние Дастакерт.

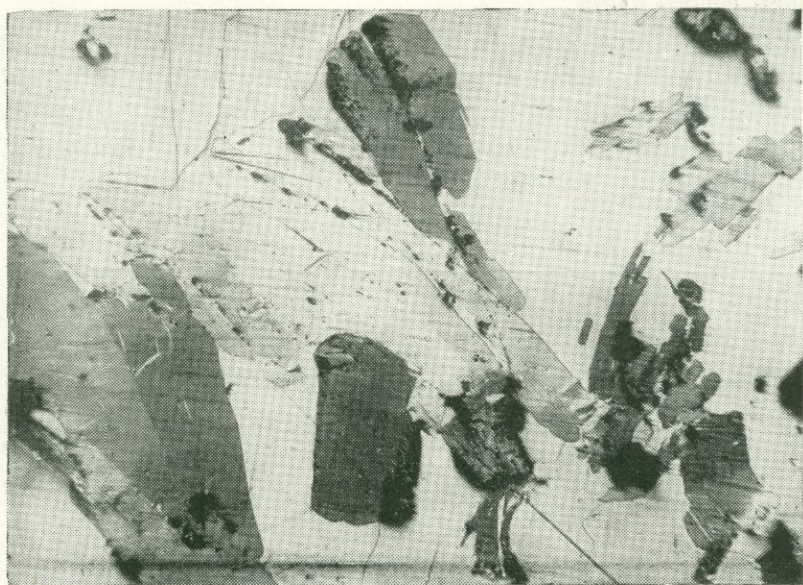


Рис. 29. Относительно крупные пластинки молибденита (светло- и темно-серые) среди халькопирита (белое), шл. 102, х 85. М-ние Дастакерт.

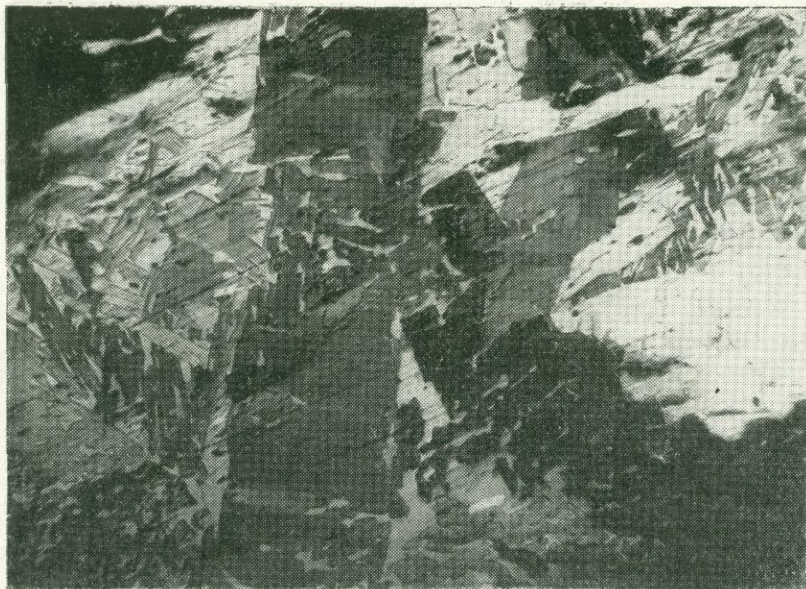


Рис. 30. Тонкое проращение крупных и мелких пластинок молибденита (темное) халькопиритом (белое), шл. 118, х 85. М-ние Дастакерт.

Для руд Агарака чрезвычайно характерна ассоциация молибденита с кварцем серого цвета.

В кварцевых прожилках и жилах молибденит обычно концентрируется в зальбандах, где пластинчатые зерна его растут перпендикулярно к зальбандам, проникая между кварцевыми зернами и по трещинкам в них. Реже он образует скопления размером до 4,5 мм среди кварца и друзы кристаллов размером до 1 мм.

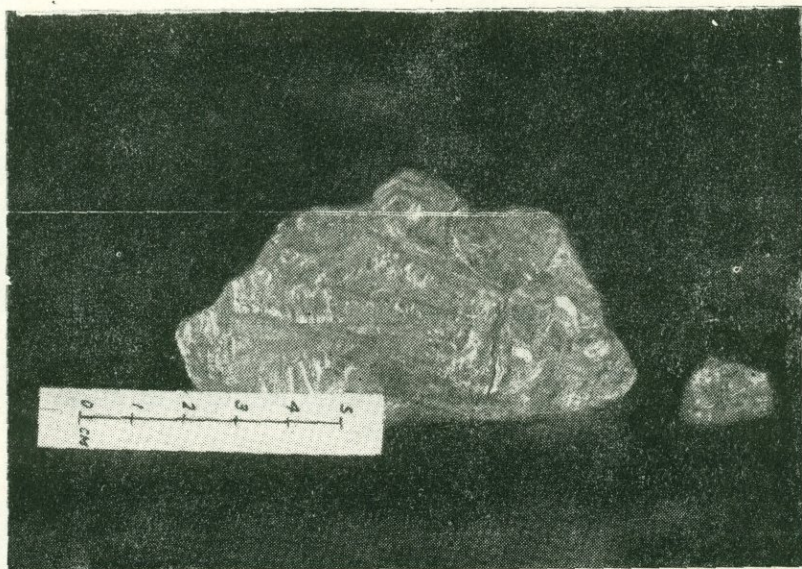


Рис. 31. Кристаллы молибденита. Калерское месторождение.

Молибденит прослеживается на большую глубину, встречаясь на наиболее низких горизонтах разведываемых месторождений. При этом содержание его с глубиной выдерживается, на некоторых же месторождениях (Каджаран, Агарак) повышается.

В зоне окисления молибденит переходит в молибдит или повеллит, однако обычно редко сохраняющиеся, вследствие разрушения их и размыва поверхностными и грунтовыми водами. На некоторых же месторождениях (Каджаран, Калер) хорошо сохранились псевдоморфозы повеллита по молибдениту.

Халькопирит — является одним из наиболее распространенных минералов в рудах описываемого семейства. Приурочен, как и молибденит, к многочисленным тонким кварцевым прожилкам и одиночным мощным кварцевым жилам, а также образует в большей степени, чем молибденит, вкрапленность в измененных вмещающих породах.

Под микроскопом обычно наблюдается как в виде крупных скоплений неправильной формы, размерами до нескольких см, так и в виде отдельных зерен размерами 0,02—0,5 мм, мелкой вкрапленности (рис. 39) и тонких, порою ветвистых прожилков во вмещающей породе.

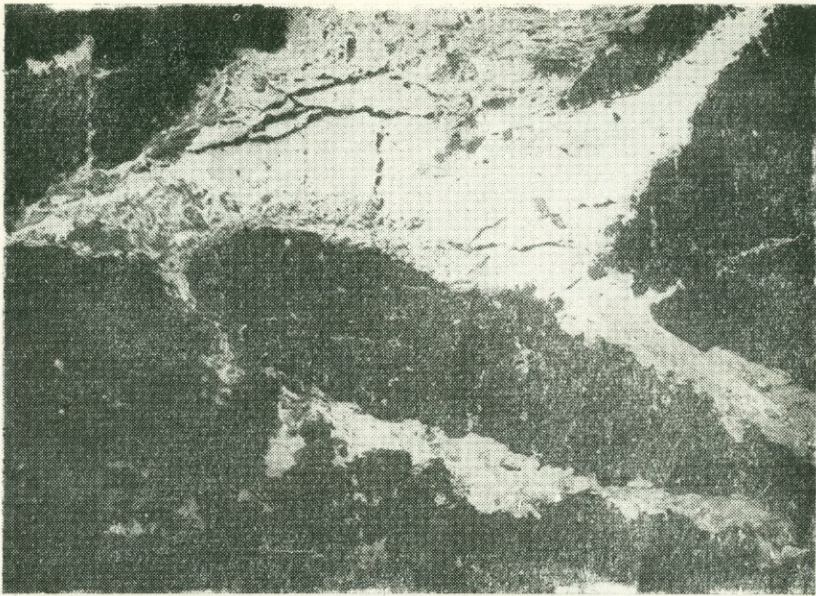


Рис. 32. Прожилковидные выделения халькопирит-борнитового и молибденитового состава в нерудной массе. Характерна приуроченность молибденита (светло-серое) к границе выделения халькопирита-борнита с вмещающей породой, шл. 100, х 40. М-ние Дастакерт.

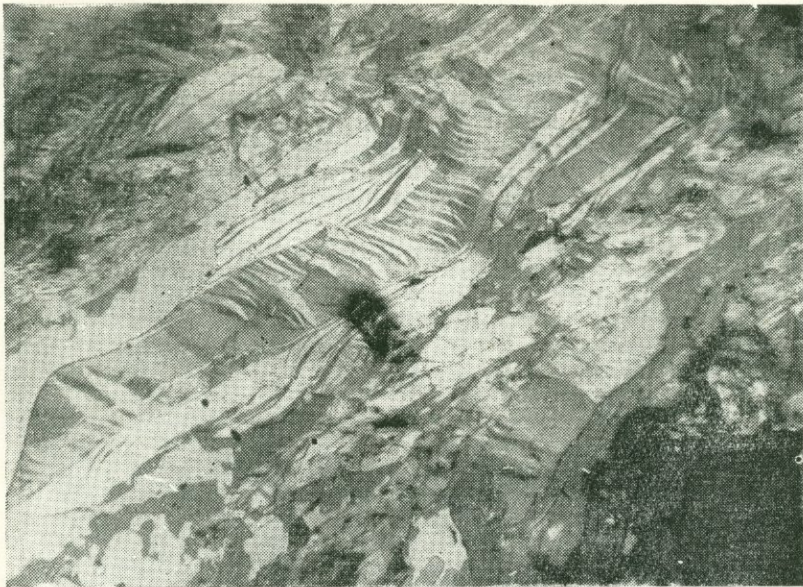


Рис. 33. Вытянутые пластинчатые сдвойникованные выделения молибденита (серое разных оттенков) и прожилковидные скопления халькопирита (белое) с борнитом (темно-серое в левой части внизу) между пластинчатыми агрегатами молибденита, шл. 100, х 85.

М-ние Дастакерт.



Рис. 34. Агрегат деформированных пластинчатых зерен молибденита (белое и серое разных оттенков) среди кварца (черное). шл. 60, х 85, при одном поляризаторе. М-ние Каджаран.

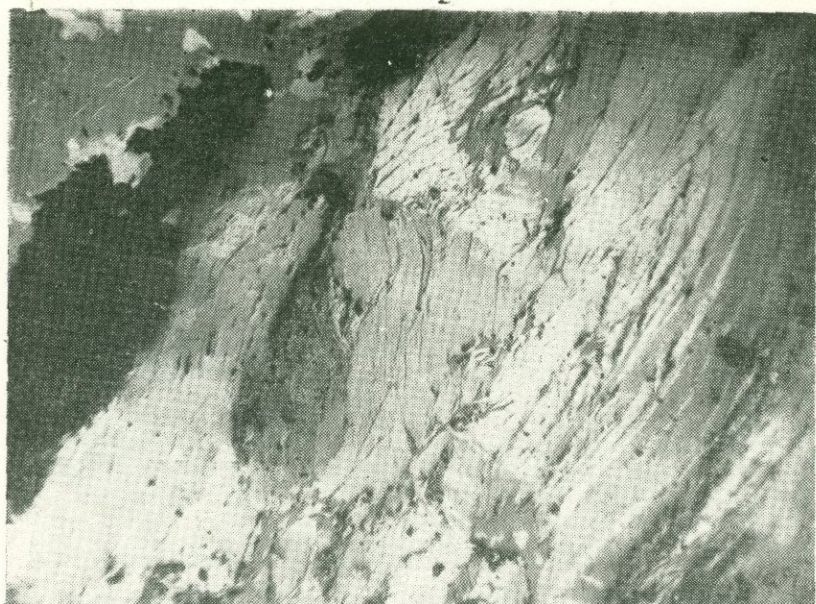


Рис. 35. Агрегат относительно крупночешуйчатого молибденита с изогнутыми пластинчатыми двойниками. Слева вверху кварц (черное), и борнит (темно-серое) с халькопиритом (белое), шл. 100, х 85. М-ние Дастакерт.

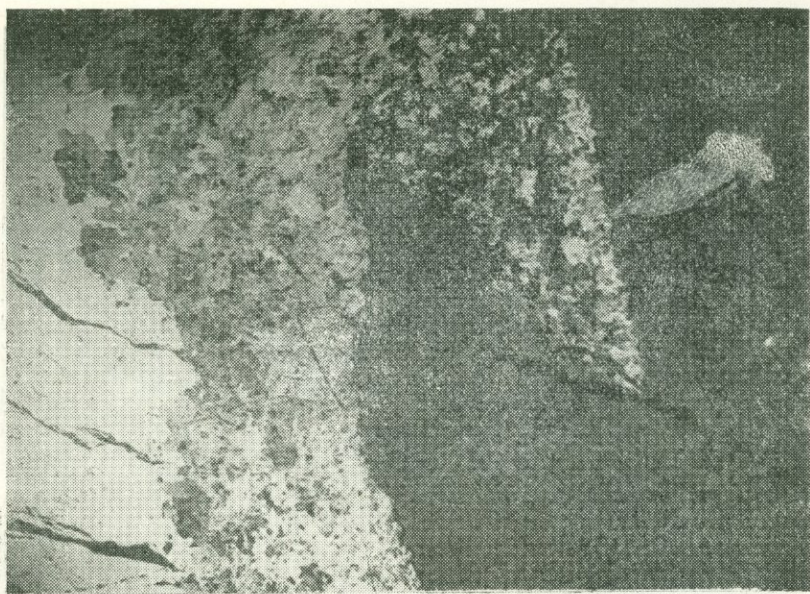


Рис. 36. Оторочка мелкочешуйчатого агрегата молибденита (серое разных оттенков) по границе с вмещающей породой (темное). Слева по краю снимка—халькопирит (белый, гладкий), шл. 107, х 4.
М-ние Дастакерт.

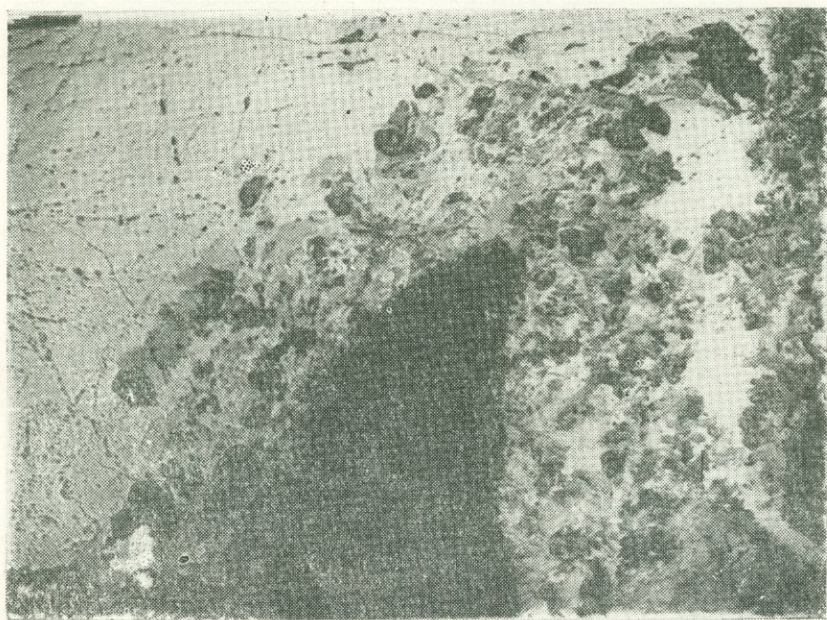


Рис. 37. Оторочка агрегата молибденита (серое) вокруг обломка вмещающей породы (черное) сменяется сплошным полем халькопирита (белое), шл. 112, х 4. М-ние Дастакерт.



Рис. 38. Мелкие выделения халькопирита среди пластинчатого агрегата молибденита. Черное—кварц (слева), шл. 118, х 85. М-ние Каджаран.

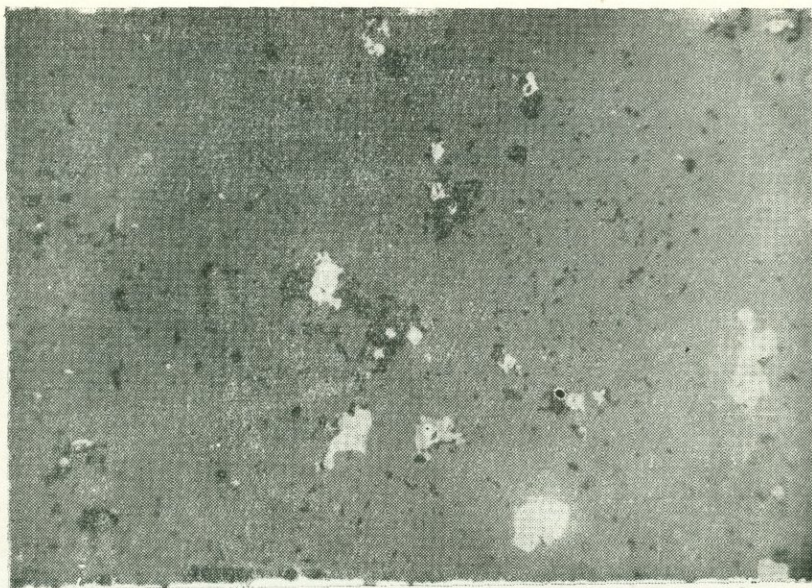


Рис. 39. Мелкая вкрапленность сульфидов—пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит (светлые зерна) —в нерудной массе, шл. 25, х 40. М-ние Д с и е р

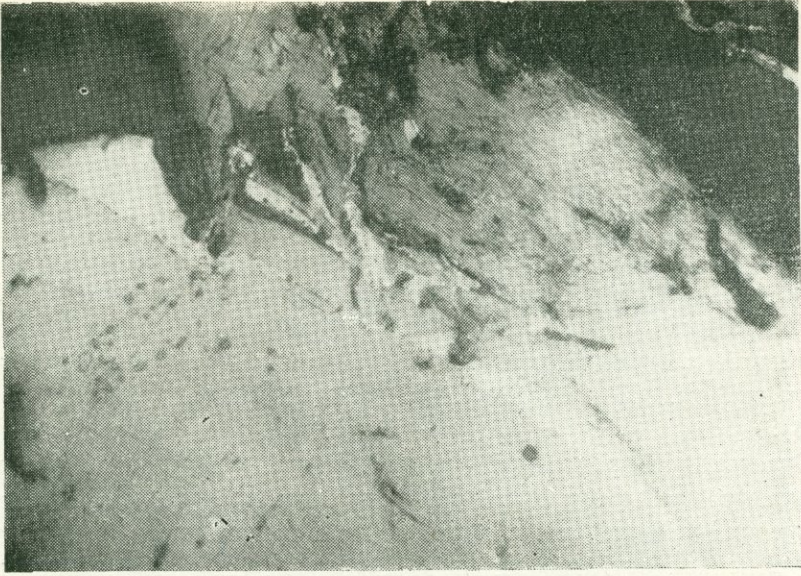


Рис. 40. Удлиненные, прожилковидные выделения халькопирита (белое), располагающиеся по границам пластинчатых зерен молибденита (светло-серое), и по спайности его, шл. 43, х 65. М-ние Каджаран.

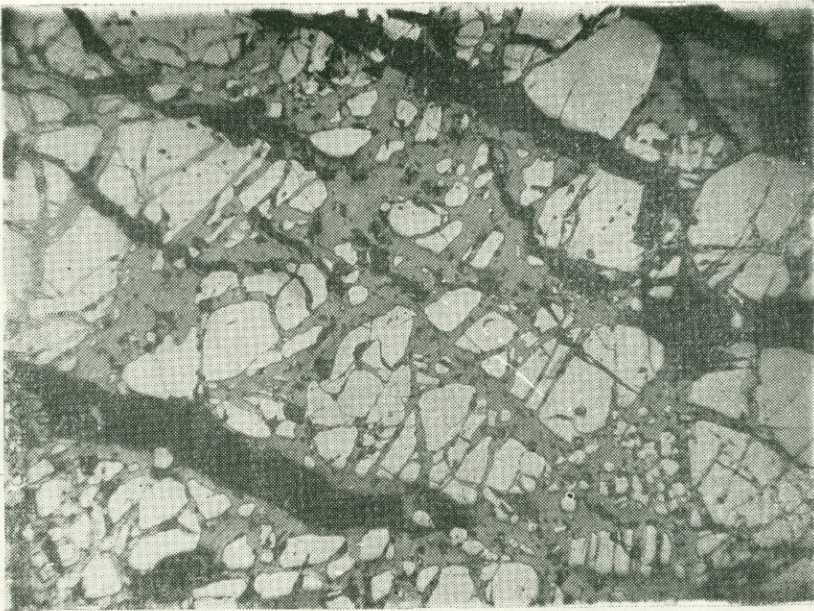


Рис. 41. Остатки от замещения пирита (белое) халькопиритом (серое). Черное—частью кварц, частью пустоты, шл. 636, х 85. М-ние Каджаран.

Сплошные участки халькопирита обычно обладают крупнозернистой структурой. В ряде случаев участки халькопиритовых выделений, также как и молибденитовые, подвержены позднему динамическим воздействиям, о чем свидетельствует наличие полосок халькопирита мелкозернистой структуры среди крупнозернистого агрегата или же наличие двойников давления, а также перекристаллизация основной массы в тонкозернистый агрегат, что особенно хорошо выражено в рудах Дастакерта. Будучи по времени образования более поздним, чем молибденит, халькопирит развивается по молибдениту, порою окаймляя его со всех сторон (рис. 40), что хорошо выражено в рудах Каджарана и Дастакерта. Проникая в молибденит, как в направлении спайности, так и вдоль кристаллографических очертаний, халькопирит образует при этом прожилки (рис. 33) и мелкие неправильной формы включения (рис. 30, 38).

Отдельные неправильной формы выделения халькопирита выполняют также трещины и пустоты в окварцованной породе, разъедая при этом нерудные минералы с образованием субграфической, графической и эмульсионной структур замещения, которые хорошо выражены на Агаракском месторождении.

В участках между скоплениями зерен молибденита халькопирит образует выделения, подчиненные в основном формам молибденита и кварца.

Обычно же для халькопирита характерна тесная ассоциация с пиритом, в который он проникает по мельчайшим трещинкам (рис. 41).

В рудах Агарака он нередко встречается в сростании с вкрапленностью пирита, окружая и корродируя зерна последнего. Ассоциируя со сфалеритом, халькопирит постоянно наблюдается в нем в форме тонкой эмульсионной вкрапленности (рис. 58).

Иногда халькопирит сечет в форме сети тонких прожилков зерна сфалерита (рис. 42) или же окаймляет их тонкой каемкой.

В ряде случаев в рудах Каджарана халькопирит наблюдается в тесном сростании с галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, иногда магнетитом и редко энаргитом. В некоторых случаях халькопирит наблюдается в ассоциации с карбонатом, прожилки которого порою секут зерна халькопирита. Местами в рудах Каджарана отмечена весьма характерная брекчиевая микротекстура, образованная благодаря тому, что халькопирит цементирует раздробленную кварц-карбонатную массу (рис. 43). В рудах Дастакерта, содержащих борнит, наблюдаются тесные сростания борнита с халькопиритом (рис. 44). При этом борнит обычно ксеноморфен по отношению к халькопириту. Нередко халькопиритовые выделения изометричной и слабо округленной формы бывают окружены борнитом. В некоторых случаях границы между обоими минералами очень неровные (рис. 45).

Весьма своеобразные мирмекитоподобные сростания халькопирита с борнитом (рис. 46), возможно, обусловлены замещением халькопирита борнитом. Содержание халькопирита в рудах колеблется в широких пределах, чем обусловлено и колебание содержания меди.

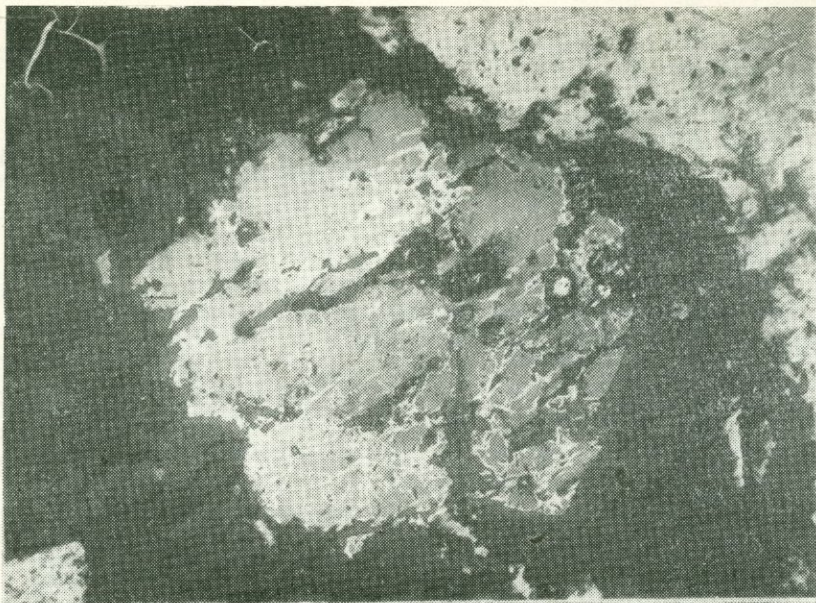


Рис. 42. Выделение сфалерита (серое в центре, среди нерудных) с сетью тонких жилок халькопирита (белое) и почти незаметной очень тонкой «эмульсией» халькопирита. Справа,верху—халькопигит (светло-серое), шл. 64, x 85. М-ние Каджаран.

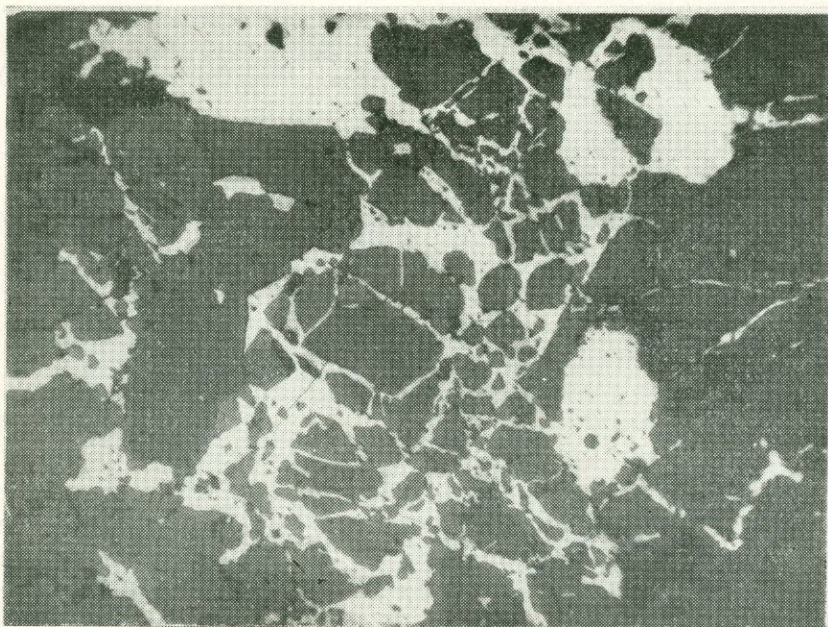


Рис. 43. Цементация халькопиритом (белое) обломков раздробленной кварц-карбонатной породы (темное) с признаками замещения последней. Брекчиевидная микротекстура, шл. 30, x 85. М-ние Каджаран.

В прожилково-вкрапленных рудах, являющихся главным промышленным типом, среднее содержание меди колеблется от 0,5 до 1% (Каджаран, Агарак, Джиндара). На отдельных участках в богатых брекчиевидных рудах, образовавшихся в зонах дробления породы, содержание меди достигает до 5% и выше (Дастакерт).

Борнит — довольно часто встречается в рудах Каджарана, Агарака, Дастакерта, Джиндары и, как показывают микроскопические исследования, в большинстве имеет гипогенное происхождение. Обычно уступает в количественном отношении халькопириту, но на отдельных участках преобладает над ним. Наблюдается в виде прожилков и мелкой вкрапленности во вмещающей породе (рис. 47, 48). Часто образует крупные выделения неправильной формы, в тесном сростании с халькопиритом (рис. 49). Изучение взаимоотношения борнита с халькопиритом указывает в одних случаях на почти одновременное выделение обоих минералов, в других же на более раннее или позднее образование борнита. В рудах Агаракского, Дастакертского месторождений в ряде случаев наблюдалось разъедание полей борнита халькопиритом. В других же, выделяясь в промежутках между зернами халькопирита и замещая его, борнит образует жилкообразные выделения (рис. 45, 49) и иногда дает тонкое миремкитоподобное прорастание с халькопиритом (рис. 46).

Борнит вместе с халькопиритом выполняет участки между сростками или скоплениями молибденита, нередко проникая с халькопиритом в молибденит по спайности или трещинкам. В борните иногда встречаются скопления или отдельные включения блеклой руды, очень редко самородного золота, сфалерита, пирита.

Располагаясь среди кварца, борнит как бы цементирует его зерна. В участках, где наряду с кварцем присутствует тонкопластинчатый слюдястый минерал, борнит проникает между его чешуйками (рис. 50).

Взаимоотношения борнита с халькозином указывают на более позднее образование халькозина. Последний проникает в борнит по тонким неправильным трещинкам (рис. 50, 51, 52).

Относительно широко развит борнит в рудах Дастакертского месторождения, где он является характерным минералом как сплошных борнит-молибденитовых, так и вкрапленных халькопирит-борнит-молибденитовых руд.

Пирит является наиболее распространенным минералом, преобладая в большинстве случаев (Агарак, Ала-Гюней, Джиндара и др.) в количественном отношении над другими рудными минералами. Формы проявления его довольно разнообразны. Образует он обычно более или менее густую вкрапленность и отдельные скопления в гидротермально измененных породах, в кварцевых жилах и прожилках. Размеры зерен колеблются от долей мм до 1 см и более. По времени выделения в вмещающих породах и кварцево-сульфидных прожилках и жилах, несущих медно-молибденовое оруденение, пирит является наиболее ранним минералом. Однако на месторождениях отмечается обычно ряд генераций пирита и, в частности, выделение его в последние этапы рудного процесса (кварц-карбонатные, халцедоново-карбонатные жилы с пиритом). В

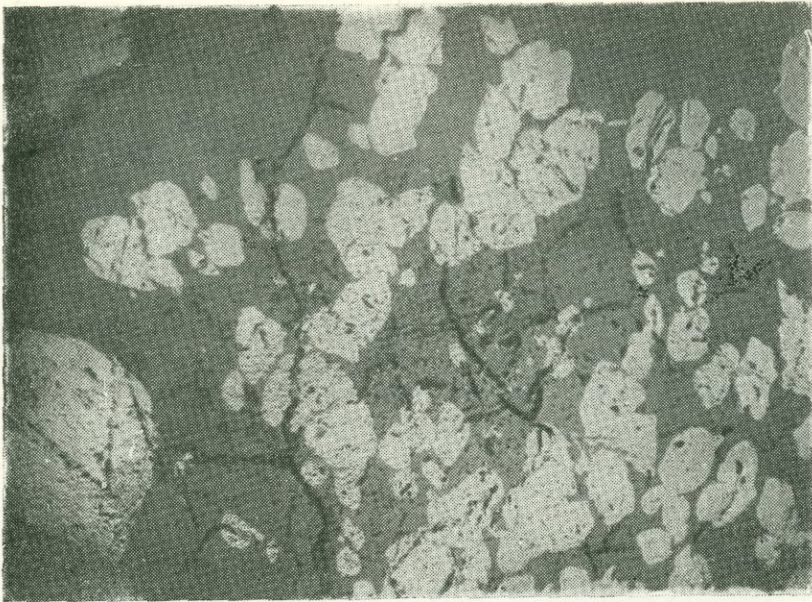


Рис. 44. Выделения халькопирита (белое) среди борнита (темно-серое),
шл. 110, х 40. М-ние Дастакерт.

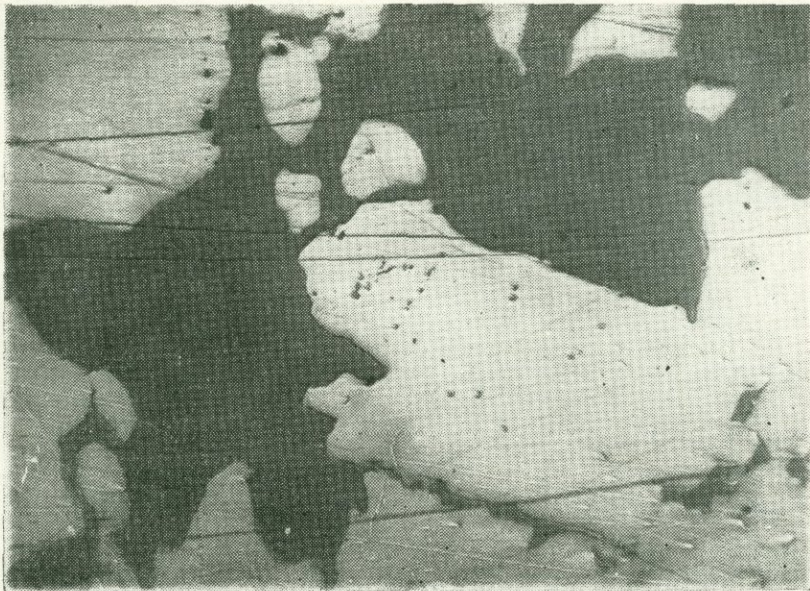


Рис. 45. Срастание борнита (темное) с халькопиритом (светлое).
шл. 115, х 40. М-ние Дастакерт.

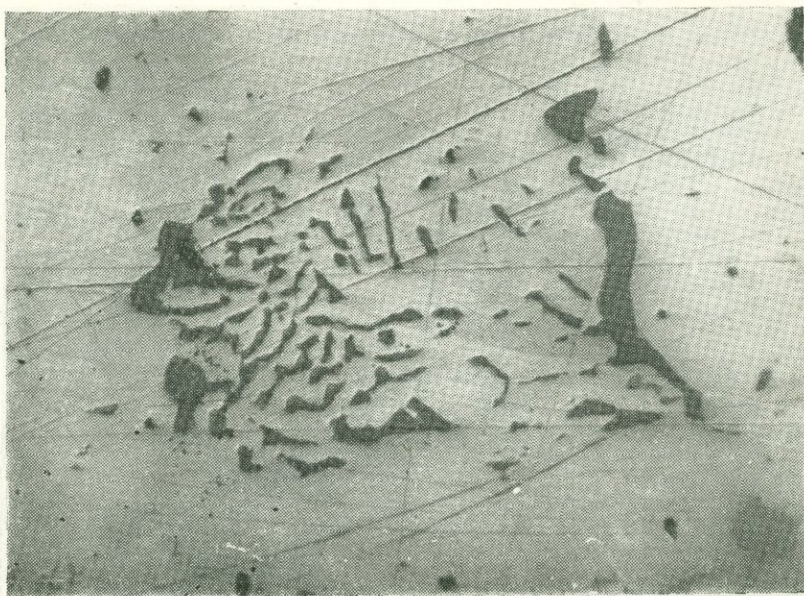


Рис. 46. Тонкое мирмекитоподобное прорастание борнита (темное) с халькопиритом (белое), шл. 115, х 85. М-ние Дастакерт.

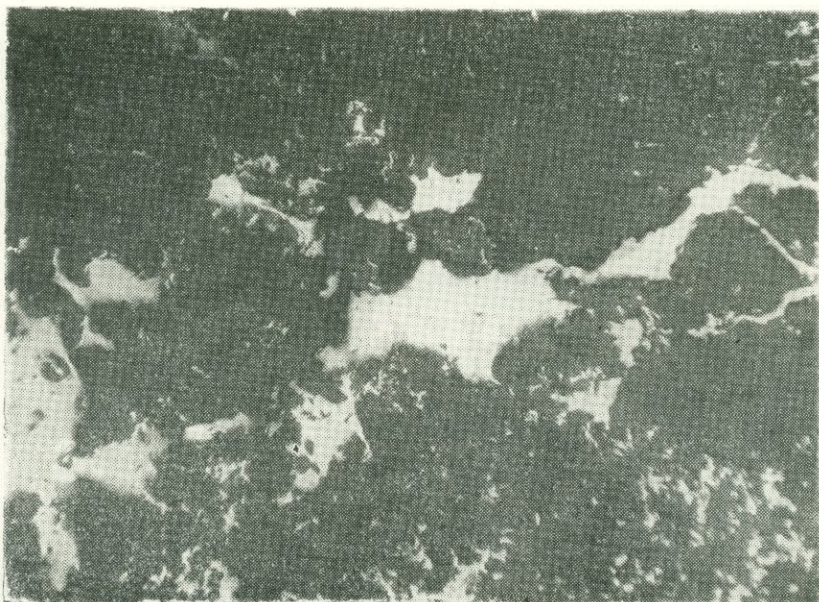


Рис. 47. Прожилки и вкрапленность борнита с халькозином (светлое) во вмещающей породе, шл. 105, х 47. М-ние Дастакерт.

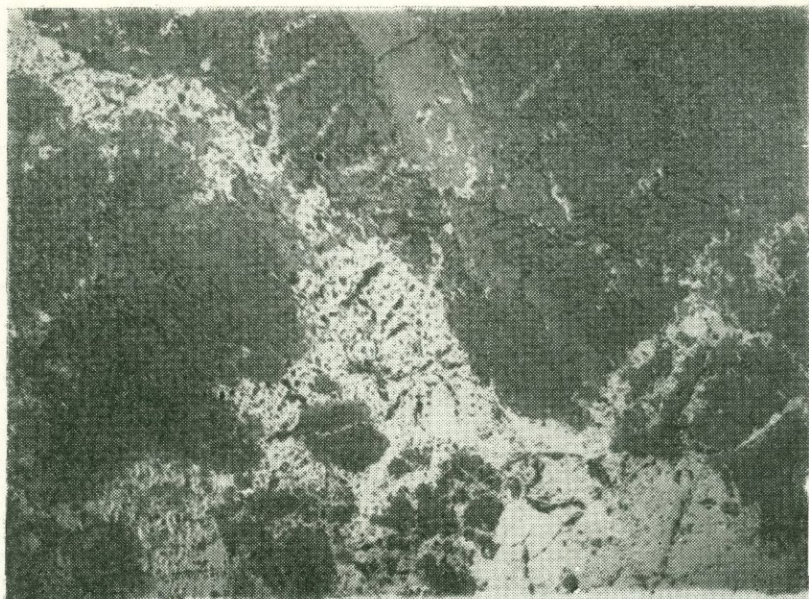


Рис. 48. Сеть неправильных прожилков борнита (светлое) во вмещающей породе, шл. 106, х 40. М-ние Дастакерт.



Рис. 49. Срастание борнита (темно-серое) с халькопиритом (белое). Борнит выделяется в промежутках между зерен халькопирита, образуя жилкообразные выделения, шл. 110, х 40. М-ние Дастакерт.



Рис. 50. Срастание борнита (серое) с пластинчатым нерудным минералом (черное). Борнит замещается халькозином (белое) в форме жилок и каемок, шл. 105, х 165. М-ние Дастакерт.



Рис. 51. Срастание борнита (серое) с халькозином (белое) с признаками замещения, шл. 105, х 165. М-ние Дастакерт.

сильно раздробленных трещиноватых участках крупнозернистого пирита наблюдаются прожилки халькопирита, сфалерита, блеклой руды и кварца (рис. 53) со следами частичного замещения (рис. 41).

Помимо прожилков кварц и халькопирит образуют нередко каемки вокруг эвгедральных зерен пирита, находясь, как и молибденит, в тесном сростании с ним.

Халькопирит и молибденит обычно разъедают и секут зерна пирита, между тем как взаимоотношения пирита с кварцем более сложны: в одних случаях он заполняет трещины дробления в кварце, в других, как указывалось, сам сечется прожилками кварца.

В ряде случаев в рудах Каджаранского месторождения, в пирите наблюдаются пойкилитовые включения нерудных минералов, а также халькопирита, магнетита и др. (рис. 54). Это свидетельствует о том, что пирит, вероятно, частично образовался метасоматическим путем. Во вкрапленных рудах Каджарана пирит встречен в виде своеобразной оторочки идиоморфных зерен на сфалерите (рис. 55), что свидетельствует о наличии пирита более поздней генерации, чем сфалерит. Для руд Каджарана характерна резкая обособленность агрегатов пирита от молибденита (рис. 56). На других же месторождениях (Агарак, Парага), наоборот, отмечается тесная ассоциация пирита с молибденитом.

Характерно почти полное отсутствие пирита в богатых медно-молибденовых рудах Дастакертского месторождения, в то время как пирит широко развит во вмещающих гидротермально измененных породах этого месторождения.

Сфалерит встречается в незначительных количествах в рудах почти всех месторождений. Представлен он мельчайшими зернами размерами от 0,0001 мм до 0,015 мм, которые образуют рассеянную вкрапленность неправильных и изометричных зерен в халькопирите. На Каджаранском месторождении сфалерит образует на отдельных участках скопления размером до 1 см и отдельные более мелкие выделения размером от 0,01 до 2—3 мм в окварцованной породе или среди кварцево-карбонатной массы. Характерно наличие тонкой эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите со следами структур распада, которые иногда наблюдаются в рудах Каджарана и Агарака. Зерна или выделения сфалерита иногда секутся тонкими прожилками кварца и галенита (рис. 58). Иногда наблюдается развитие сети жилок халькопирита в сфалерите (рис. 42). Часто мелкие зерна сфалерита размером 0,01—0,02 мм рассеяны среди галенита.

Весьма своеобразные отношения наблюдаются в единичных шлифах у сфалерита с пиритом. Последний, как-бы обрастает крупные выделения сфалерита, образуя вокруг них оторочки из идиоморфных зерен (рис. 55).

В одном из шлифов (шлиф № 66) из руд Каджаранского месторождения наблюдались участки брекчированного сфалерита среди карбоната. Последний как-бы цементирует обломки сфалерита (рис. 59), что свидетельствует об имевших место динамических воздействиях после отложения сфалерита и более позднем отложении одной из генераций кар-

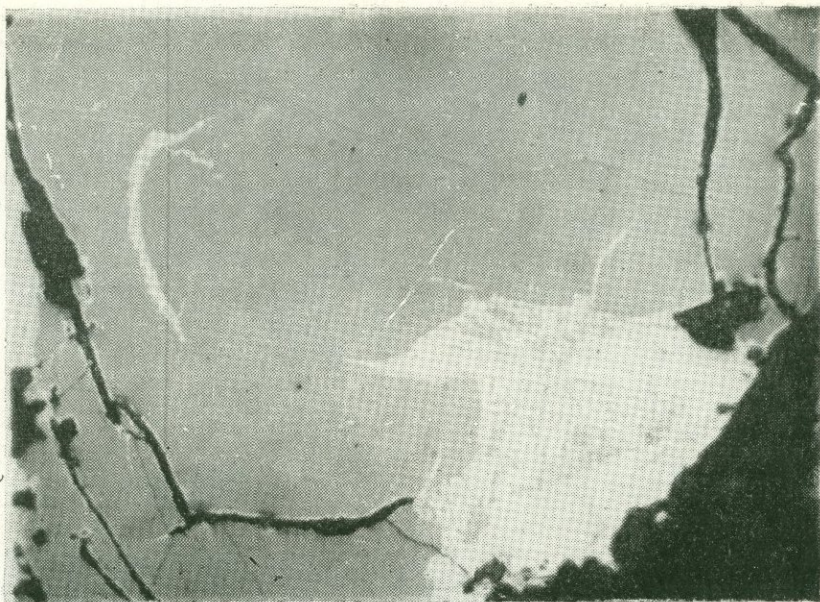


Рис. 52. Борнит (серое) с участком тонкого мирмекитоподобного сращения халькозина (белое) с борнитом (справа внизу), черное—нерудные шл. 105, x 165. М-ние Дастакерт.

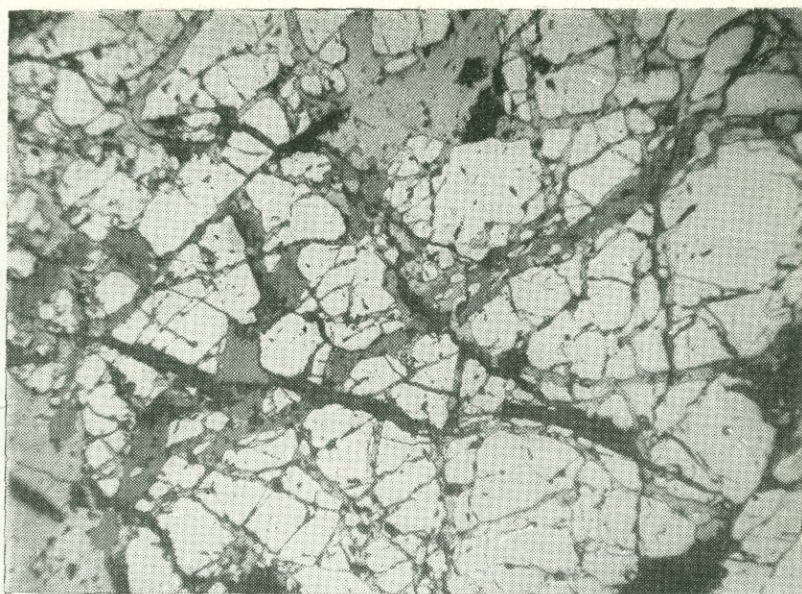


Рис. 53. Агрегат пирита (белое), рассеченный сетью тонких прожилков халькопирита (светло-серый), сфалерита (темно-серый) и кварца (черный), шл. 636, x 85. М-ние Каджаран.

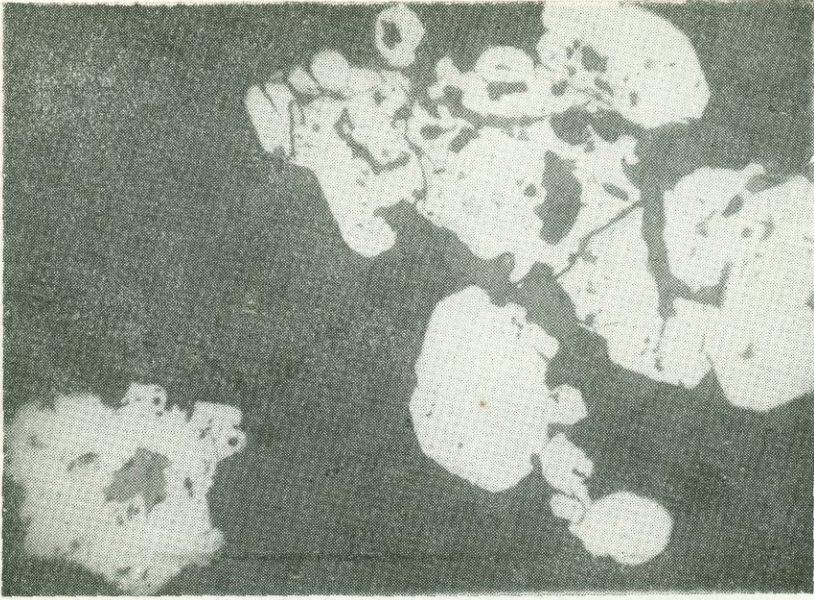


Рис. 54. Агрегат зерен пирита (белое) с пойкилитовыми включениями халькопирита, магнетита (серое) и нерудных (темное) во вмещающей породе, шл. 60б, х 85. М-ние Каджаран.

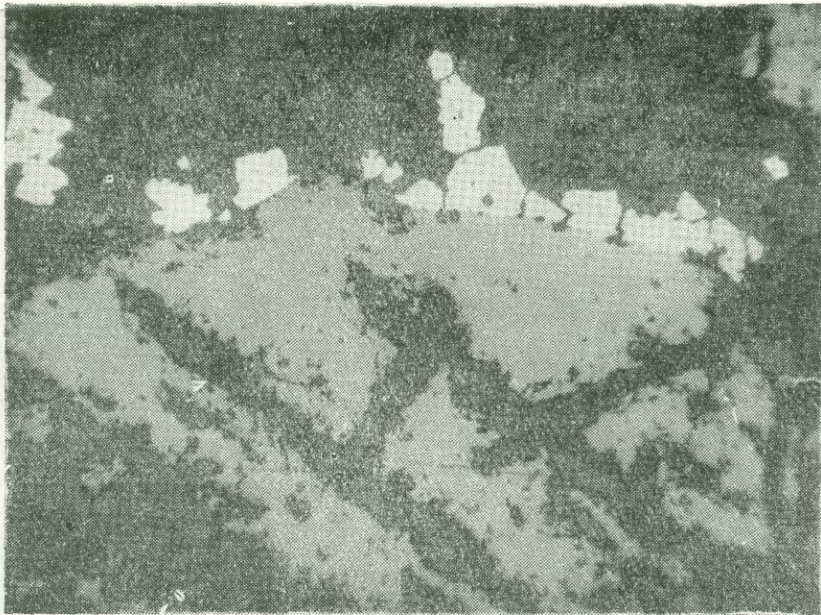


Рис. 55. На выделении сфалерита (светло-серое) с трещинками, заполненными минералами (черное) нарастает оторочка идиоморфных зерен пирита (белое) по границе с нерудной массой (темное), шл. 66, х 85. М-ние Каджаран.

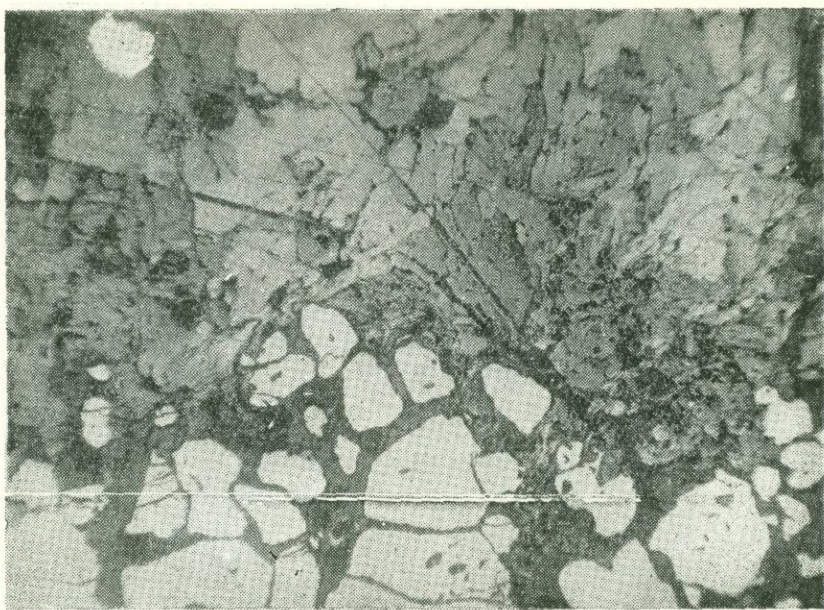


Рис. 56. Граница агрегата молибденита (вверху серое разных оттенков) и трещиноватого пирита (белое) с кварцем (темное). Снято при одном поляризаторе, шл. 17, х 40. М-ние Каджаран.

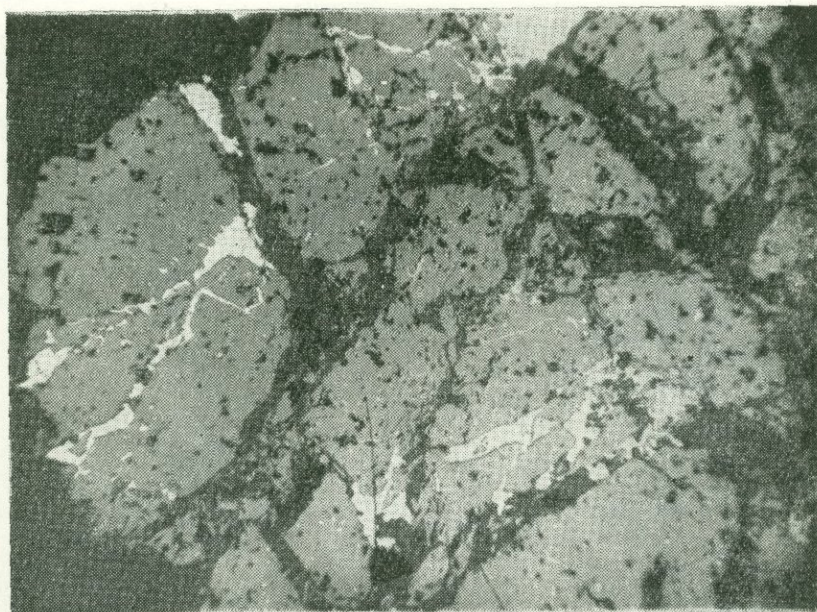


Рис. 57. Выделение сфалерита (серое), рассеченное неправильными прожилками галенита (белое) и кварца (черное) частично выделившимися совместно, шл. 62, х 85. М-ние Каджаран.



Рис. 58. Выделение сульфидов, состоящее из халькопирита (белое), сфалерита (серое) с эмульсией халькопирита и жилок блеклой руды (светло-серое), секущих халькопирит и сфалерит. Кварц (черное) сечет сульфиды, частично совместно с блеклой рудой, шл. 25, х 325.
М-ние Каджаран.

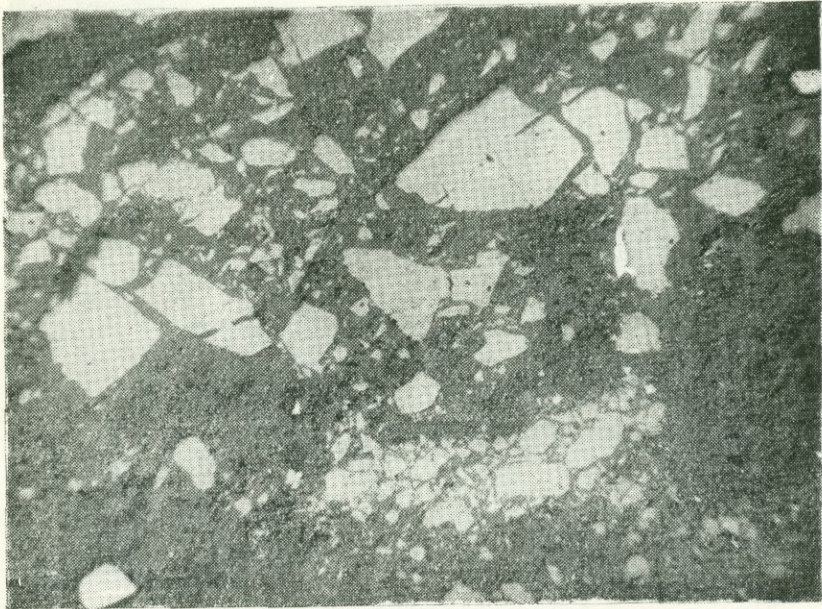


Рис. 59. Обломки сфалерита (светло-серое) в карбонатной массе (темно-серое)—типичная брекчиевая микротекстура, шл. 66, х 85.
М-ние Каджаран.



Рис. 60. Выделения сфалерита (темное) среди борнита (серое). Белое— халькопирит, шл. 115, х 40. М-ние Дастакерт.

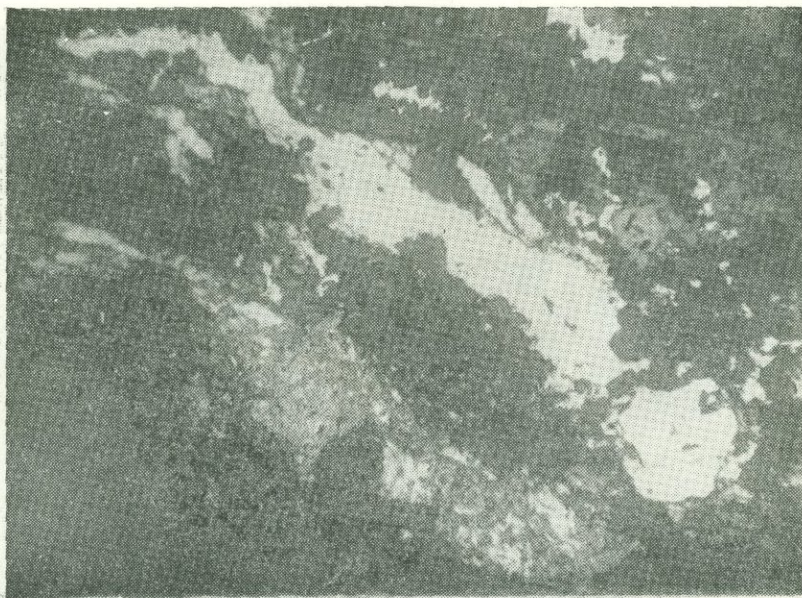


Рис. 61. Полосчато-вытянутые обособленные выделения молибденита (серое) в нижней части и галенита (белое, в верхней части) среди вмещающей нерудной массы, шл. 62, х 85. М-ние Каджаран.

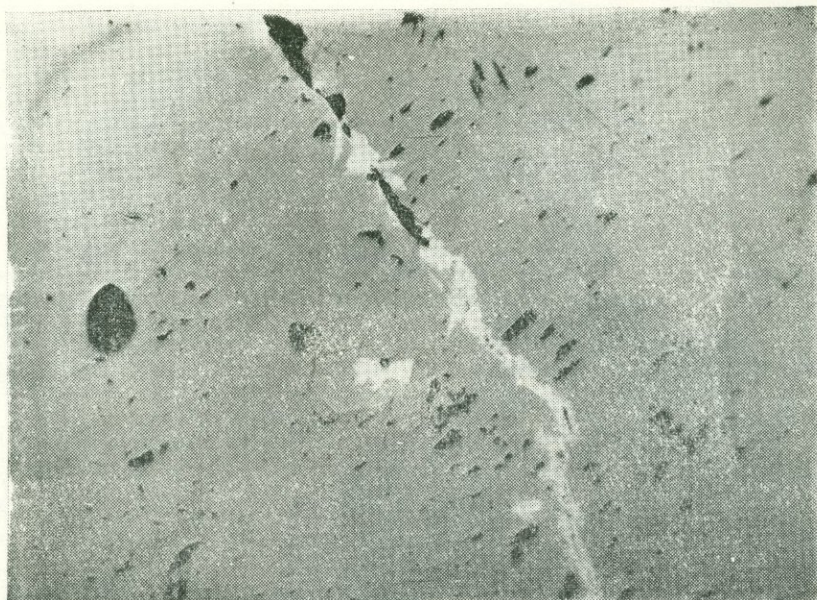


Рис. 62. Идиоморфное зерно сфалерита (в центре, серое) с включением галенита (белое) среди борнита. Борнит сетется тонкой жилкой халькозина (светлое), шл. 110, х 165. М-ние Дастакерт.

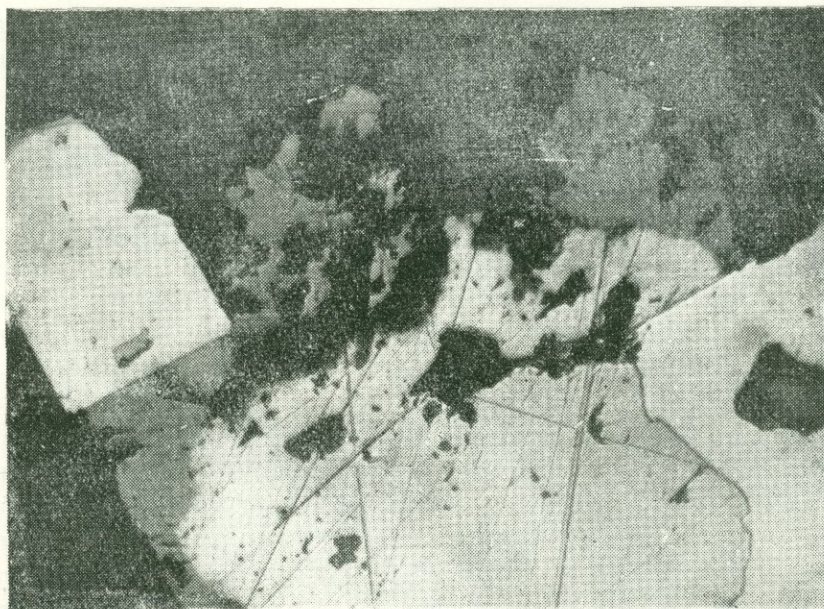


Рис. 63. Выделенне галенита (светло-серое), окруженное оторочкой энаргита (темно-серое) и идиоморфными зернами пирита (белое). Черное—нерудные, шл. 66, х 325. М-ние Каджаран.

боната. Наличие раздробленности сфалерита и образование сети тонких жилок галенита и кварца в выделениях сфалерита, наряду со своеобразными вытянутыми формами выделений галенита и сфалерита в некоторых шлифах вкрапленных руд (рис. 57, 61), по-видимому, следует объяснить также пострудными деформациями и явлениями частичной перегруппировки вещества. Вполне возможно, что первоначально сфалерит и галенит отлагались одновременно и находились в иных формах сростаний.

Галенит — присутствует, как и сфалерит, в небольшом количестве в рудах почти всех месторождений в виде мелких включений, или в виде прожилков, образовавшихся в более поздних трещинках и накладывающихся на медно-молибденовое оруденение. Обычно тесно ассоциирует с сфалеритом. Относительно больше развит в рудах Каджарана, значительно реже встречается в рудах Агарака и Дастакерта.

Галенит наблюдается в виде зерен и скоплений неправильной или удлиненной формы размером до 2,5 мм и более мелких выделений (0,1—0,2 мм), отлагающихся в пустотах и промежутках между зернами кварца, пирита и сфалерита, или в виде неправильных жилок, как-бы цементируя трещиноватые выделения (рис. 57), а также мелкой вкрапленности во вмещающей породе.

В галените наблюдаются тонкие прожилки и скопления идиоморфных зерен кварца, иногда неправильные выделения сфалерита, халькопирита, пирита и карбоната.

Характерна ассоциация галенита с блеклой рудой и энаргитом, который образует оторочки вокруг выделений галенита (рис. 63). В некоторых участках галенит находится в сростании с пиритом, как-бы разъедая его и образуя в нем включения (рис. 64). Тонкие прожилки галенита часто секут сфалерит, проникая в него наряду с кварцем, отчасти вместе с халькопиритом по трещинкам. Мелкие выделения галенита в виде единичных зерен встречаются иногда в молибдените. Сплошные вытянутые участки галенита во вкрапленной руде (шл. 62) обладают граубластической структурой. В ряде случаев выделения галенита имеют явную структуру перекристаллизации. Широко развит галенит на месторождениях, располагающихся в периферических частях рудных полей медно-молибденовых месторождений (Аткиз, Пухрут), где он является одним из главнейших минералов, определяющих промышленную ценность руды.

Магнетит — довольно обычный минерал, встречающийся в том или ином количестве в рудах всех месторождений. Обычно он является аксессуаром в первоначальном составе рудовмещающих пород, но нередко значительные скопления магнетита отмечаются в кварцевых жилах, в скарновых рудах и пегматитовых жилах, где образования его связаны с начальными этапами рудного процесса. Представлен хорошо образованными кристаллами размером от 0,5—1 до 5 мм. При совместном нахождении с пиритом, борнитом, халькопиритом и молибденитом эти сульфиды разъедают кристаллы магнетита или же секут их тонкими прожилками. Относительно широко развит магнетит в скарновых рудах

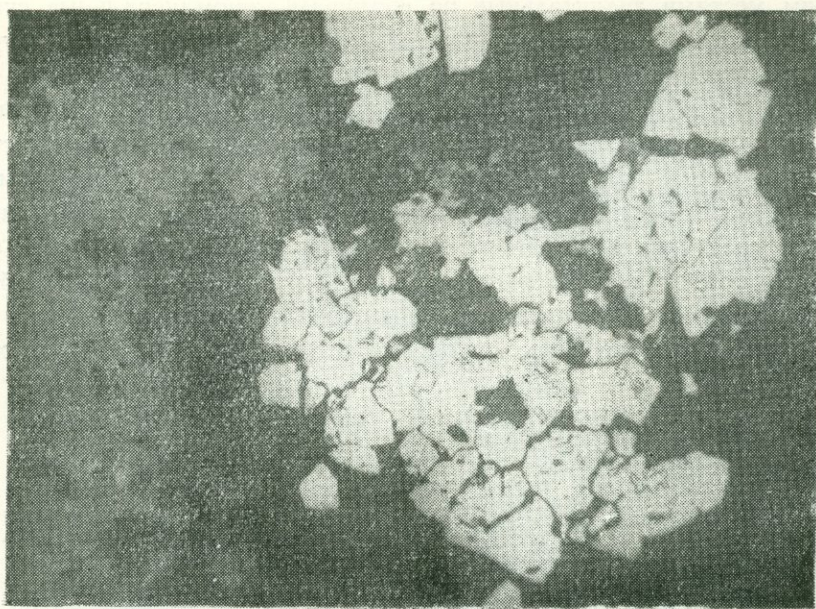


Рис. 64. Скопление зерен пирита (белое) с включениями и неправильными выделениями галенита (светло-серый) среди нерудных (черное). Слева—сфалерит (темно-серый), шл. 66, х 85. М-ние Каджаран.

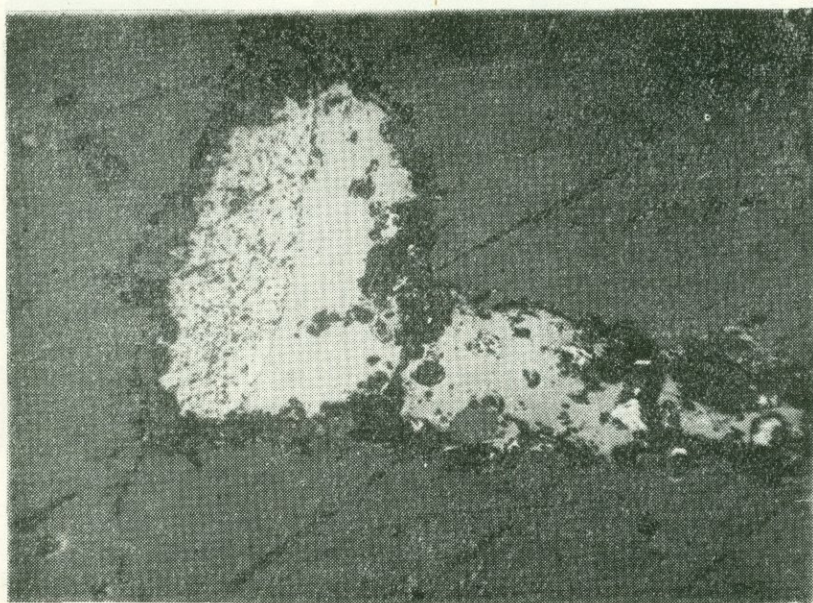


Рис. 65. Зерна магнетита (светло-серое) в сростании с гематитом (белое слева) среди нерудной массы, содержащей тонкие жилки кальцита, шл. 606, х 85. М-ние Каджаран.

(Кейфашен, Ньюады), где он является преобладающим минералом, образующим местами значительные по размерам мономинеральные скопления. Отчетливо видно в этих рудах наложение на магнетитовое оруденение более позднего сульфидного.

В прожилково-вкрапленных рудах магнетит встречается в незначительных количествах. В штокверковых рудах Каджаранского месторождения он присутствует в форме единичных мелких зерен размером 0,05—0,5 мм в кварце или среди кварца с кальцитом, где он иногда образует сростания с гематитом (рис. 65) и халькопиритом (рис. 66).

В рудах Агаракского месторождения магнетит отмечается обычно как аксессуарный минерал рудовмещающих сиенито-гранитов.

Гематит — нередко встречается в кварцево-рудных жилах и в

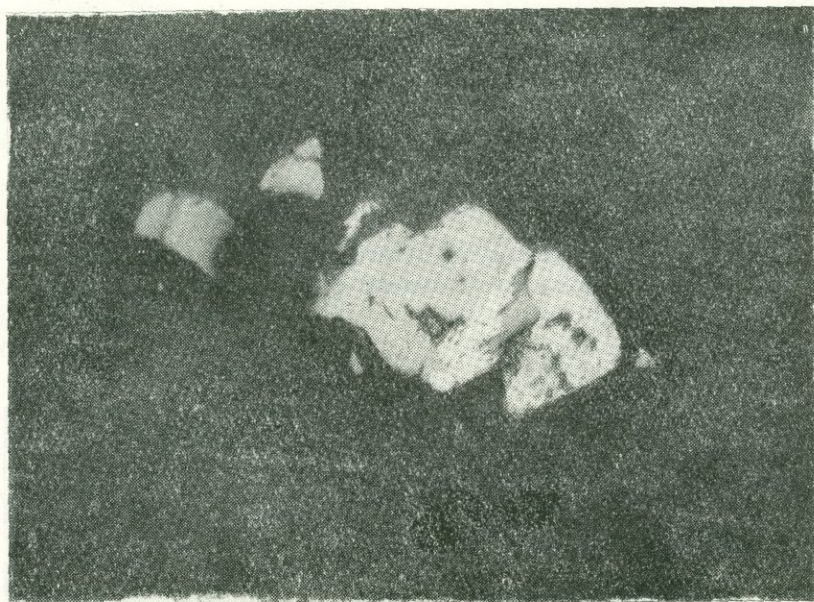


Рис. 66. Сростание магнетита (серое) с гематитом (белое) и халькопиритом (светло-серое справа), шл. 43, х 325. М-ние Каджаран.

гнездобразных скоплениях сульфидов (Агарак), где выделяется в виде неправильных зерен, образующих дендритовые и радиально-лучистые скопления. Реже гематит выделяется в виде округлых таблитчатых зерен размером 0,01 мм, зажатых среди зерен пирита (Агарак, Каджаран).

Гематит встречается в ассоциации с мелкозернистым пиритом, который он, вероятно, метасоматически замещает. В прожилково-вкрапленных рудах гематит присутствует в ничтожных количествах.

Энаргит. Установлен в небольшом количестве. Присутствие его отмечено в прожилково-вкрапленных рудах Каджарана, в тесной ассоциации с халькопиритом, в виде очень мелких зерен или скоплений; отчасти в жилках, в ассоциации с кварцем и карбонатом (рис. 67).

В рудах Даствакерта он отмечен только в одном шлифе (шл. 106), где встречен в виде единичных выделений размером 0,01 мм в ассоциа-

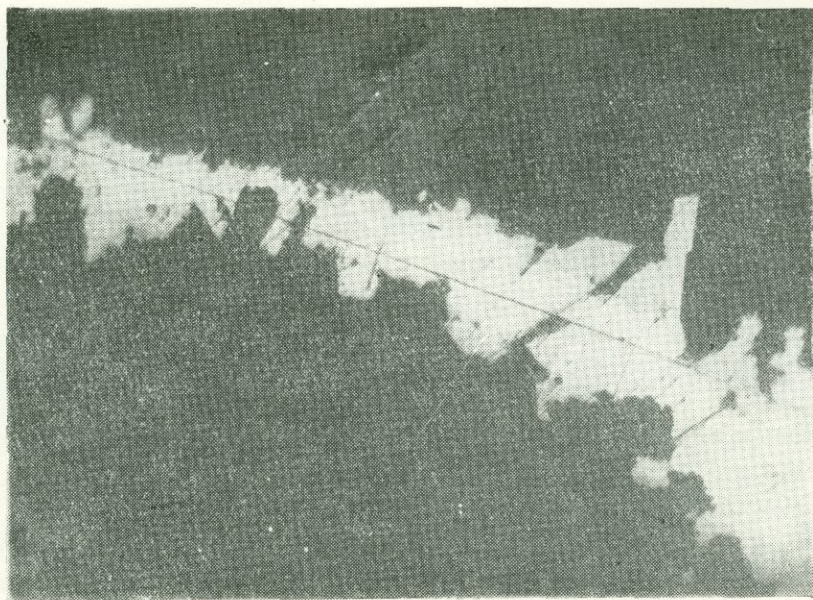


Рис. 67. Нарастание оторочек энаргита (светло-серое) на прожилке халькопирита (белое) среди кварца (черное). Энаргит характеризуется идиоморфными очертаниями зерен, шл. 60а, х 325. М-ние Каджаран.

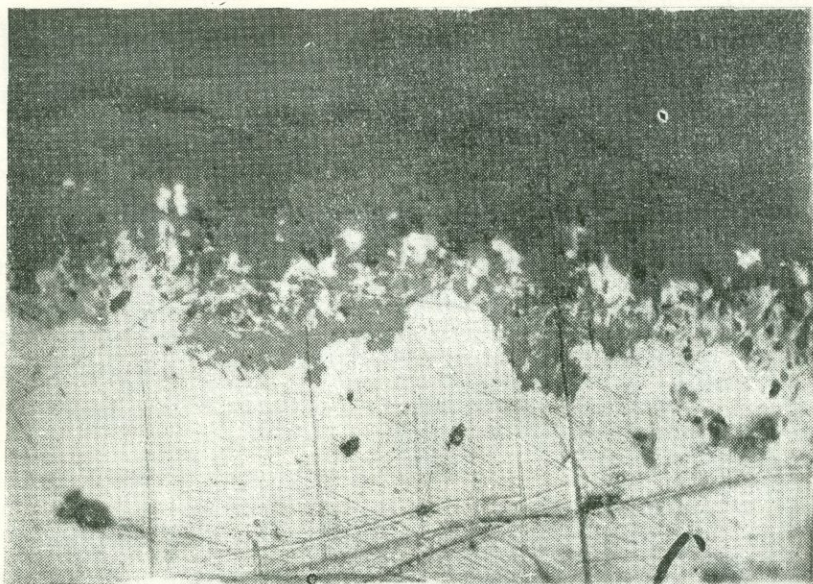


Рис. 68. Граница выделения халькопирита (нижняя часть, светлое-серое) с кварцем (темное сверху). С периферии халькопирит заменяется борнитом (темно-серое), на котором как бы нарастают идиоморфные зерна энаргита (светлые), заключенные в карбонате (темно-серое), шл. 60а, х 325. М-ние Каджаран.

ции с блеклой рудой и галенитом среди борнита. В рудах Агарака энаргит не отмечен.

Является характерным, что энаргит развивается, главным образом, по периферии выделений халькопирита, как бы нарастая на нем непосредственно (рис. 67), или на оторочке, состоящей из борнита (рис. 68). Аналогичные же оторочки он образует иногда вокруг зерен галенита (рис. 63) и пирита.

Каемки энаргита обычно имеют ровную границу с халькопиритом и зазубренную с кварцем. При этом энаргит частью обладает собственным идиоморфизмом, частью выполняет промежутки между идиоморфными зернами кварца, слагающего стенки друзовых пустот, выполненных халькопиритом (рис. 68). Иногда энаргит образует среди нерудных, или среди халькопирита тонкие жилки и выделения, состоящие из отдельных идиоморфных сдвойникованных зерен размером 0,06 мм.

Жилки кварца, иногда карбоната с энаргитом секут зерна пирита, халькопирита, галенита.

С блеклой рудой энаргит образует сростки.

Все взаимоотношения энаргита с другими сульфидами говорят о более позднем его образовании в сравнении с халькопиритом.

Блеклая руда — пользуется широким распространением в кварцево-сульфидных прожилках Агаракского месторождения. В незначительных количествах встречается в рудах Дастакерта и Каджарана. Обычно наблюдается в виде мелких, неправильной формы выделений, размером 0,01—0,05 мм в халькопирите (рис. 69), а также в борните (Дастакерт), кварце (Агарак) и в галените, сфалерите, пирите (Каджаран).

Иногда эти выделения неправильной формы слагают цепочки в тонких трещинках халькопирита и борнита, что явно говорит за более позднее выделение блеклой руды. Часто образует тонкие жилки мощностью 0,01 мм, расположенные среди крупных участков халькопирита и борнита и пересеченные более поздними мелкими трещинками. В рудах Каджарана она тесно ассоциирует с энаргитом, образуя вместе с ним тонкие прожилки, секущие в отдельных случаях зерна галенита, халькопирита, сфалерита (рис. 58). Иногда, как и энаргит, образует тонкие каемки вокруг выделений халькопирита, который она обычно замещает с образованием субграфической и зональной структур, хорошо выраженных в рудах Агаракского месторождения. В свою очередь блеклая руда замещается борнитом супергенного происхождения.

На Агаракском месторождении блеклая руда встречается в парагенезисе с халькопиритом, сфалеритом и молибденитом и представлена обычно мельчайшими выделениями в сотые и тысячные доли см.

Шеелит. Отмечен в небольшом количестве в рудах Каджаранского месторождения. Относительно чаще встречается в скарновых рудах (Кейфашен, Ньюады), где он рассеян неравномерно среди силикатов скарнов. Размеры зерен шеелита 0,1—0,5 мм и реже до 1 мм. Образование шеелита имело место одновременно с образованием силикатов скарна и явно до образования сульфидных минералов. Содержание WO_3

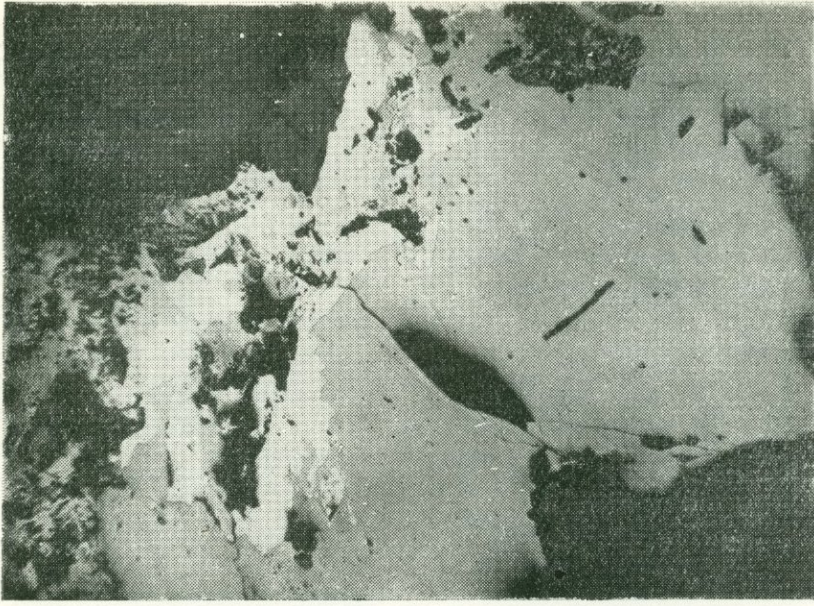


Рис. 69. Неглавильное выделение блеклой руды (белое) среди борнита (светло-серое). Черное—нерудные и ямки от выкрашивания, шл. 103, х 85. М-ние Дастакерт.

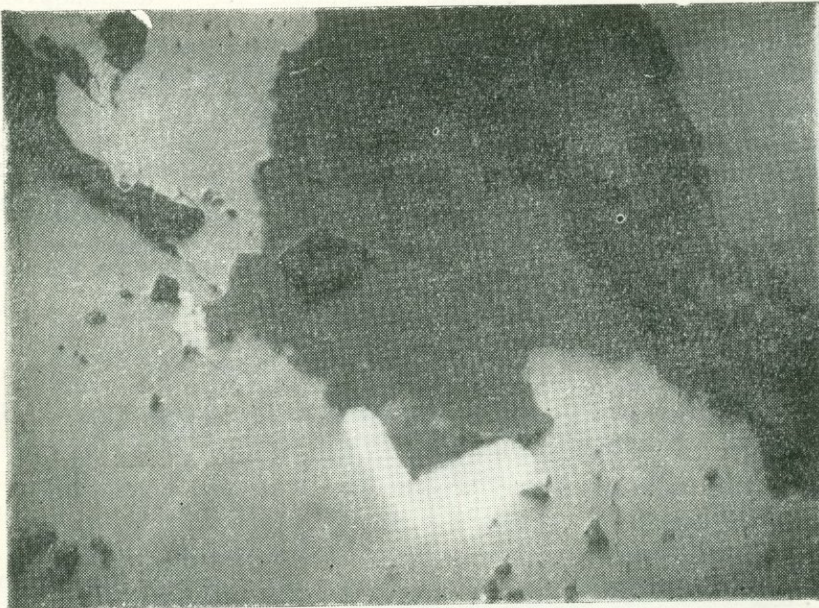


Рис. 70. Выделение самородного золота (белое) по границе борнита (серое) с карбонатом (темное), шл. 106, х 325. М-ние Дастакерт.

в рудах не превышает 0,1% и лишь в редких случаях на отдельных участках доходит до 0,3%.

Самородное золото. Встречено в одном шлифе из Дастакертского месторождения в форме тонкого прожилка (рис. 70, 71) и мелких зернышек размером 0,004—0,05 мм в борните.

В ничтожных количествах установлено в образцах руд Агаракского месторождения из шт. № 7, где оно образует мельчайшую эмульсию в халькопирите.

Висмутит — установлен всего лишь в двух шлифах Дастакертского месторождения (шл. 107, 111) в виде единичных, мелких, размерами 0,01—0,05 мм, неправильной формы выделений в халькопирите. По времени образования, вероятно, близок к последнему.

Арсенопирит — встречен в незначительных количествах в рудах Агаракского месторождения в виде мелких (0,01—0,05 мм) зерен эвгедральной формы в халькопирите. Сравнительно чаще он встречается в полиметаллических рудах Пирзаминского месторождения, где он является одним из главнейших рудных минералов.

Широко развит арсенопирит совместно с реальгаром в рудах Сальвартинского месторождения. Однако по составу руд, по условиям нахождения, месторождение это отличается от медно-молибденовых месторождений района и, по всей вероятности, как уже отмечалось, генетически связано с молодыми (плиоценовыми) интрузиями дацитов.

Аргентит — в ничтожном количестве в виде мелких включений в галените установлен в рудах Каджарана и Дастакерта.

Все описанные выше рудные минералы тесно ассоциируются с кварцем.

Кварц — является наиболее распространенным нерудным минералом подавляющего большинства рудных месторождений района. Слагает он мощные протяженные жилы, многочисленные прожилки, несущие сульфидное оруденение и широко развит в боковых измененных породах. Отмечается несколько генераций кварца: к наиболее ранней генерации относится крупнокристаллический кварц молочно-белого цвета, слагающий мощные кварцевые жилы с магнетитом, халькопиритом и молибденитом. Кварц последующих генераций слагает многочисленные кварцево-сульфидные прожилки, с которыми связана основная масса медно-молибденового оруденения.

Последняя генерация представлена безрудным кварцем, халцедоном, который обычно тесно ассоциирует с карбонатом.

Карбонат — представлен кальцитом, сидеритом, анкеритом, в виде жил и прожилков сечет измененные рудовмещающие породы и кварцево-сульфидные жилы и прожилки.

В некоторых кварцевых жилах (Аткиз) встречены крупные (до 1—2 см) игольчатые кристаллы турмалина в ассоциации с магнетитом.

Изменение боковых пород выражается помимо окварцевания в их серицитизации, хлоритизации, пиритизации (последняя развивается, главным образом, за счет разложения темноцветных минералов), а местами (Дастакерт) довольно интенсивно выраженной грейзенизации.



Рис. 71. Прожилковидное выделение самородного золота (белое) в борните (темно-серое) среди блеклой руды (серое). Среди блеклой руды и борнита заметны мелкие выделения халькопирита (светло-серое).
Черное—нерудные, шл. 106, х 325. М-ние Дастакерт.



Рис. 72. Скопления пластинок молибденита (темно-серое разных оттенков) и мелких зерен висмутина? (белое) среди халькопирита (светло-серый), шл. 107, х 165. М-ние Дастакерт.

Микроскопическое изучение руд в сочетании с данными полевых наблюдений позволяют наметить следующий порядок выделения минералов при рудообразовании в наиболее распространенном и промышленно важном прожилково-вкрапленном типе оруденения.

1. В процессе изменения вмещающих пород происходит интенсивное их окварцевание, серицитизация, хлоритизация, возникает густая вкрапленность пирита, образование которого в значительной мере связано с разрушением темноцветных компонентов.

2. При последующем развитии процесса происходит отложение молибденита и кварца с образованием различной мощности прожилков и рассеянного оруденения.

3. Продолжающийся процесс рудоотложения сопровождается подвижками и выделением из рудных растворов халькопирита и борнита. Одновременно, по-видимому, обособляются также в ничтожных количествах висмутин, сфалерит, пирит, галенит.

4. Подвижки, имевшие место в дальнейшем, привели к дроблению кварца и к деформации молибденита и халькопирита, проявляющейся в двойниковании молибденита и частичной перекристаллизации халькопирита. Создаются дополнительные пути для движения растворов и, возможно, в это время отлагаются блеклая руда, самородное золото, а также энаргит.

В отдельных участках отлагается в тонких трещинках карбонат.

5. Процессы вторичных изменений приводят к отложению халькозина и ковеллина по трещинкам или по границе зерен борнита, а также к замещению борнита халькозином.

Можно предполагать, что рудоносные растворы отличались непостоянством соотношений меди и железа, чем можно объяснить различные количественные соотношения борнита и халькопирита.

В. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В пределах Кафанского рудного района известен ряд месторождений и проявлений медных и полиметаллических руд. Все они приурочены к вулканогенно-осадочным отложениям средней, либо верхней юры, при этом наиболее интересные в промышленном отношении месторождения находятся в среднеюрской вулканогенно-осадочной толще. Оруденение представлено кварцево-рудными жилами, прожилками и вкрапленностью сульфидов в интенсивно гидротермально измененных породах.

Наиболее значительным месторождением описываемого района является Кафанское (Зангезурское), с давних времен находящееся в эксплуатации. Перспективны также месторождения в прилегающих участках, находящиеся, как и Кафанское, в среднеюрской вулканогенно-осадочной толще. Все остальные месторождения и рудопроявления, отмеченные, главным образом, в верхнеюрской толще, незначительны по размерам и промышленного значения не имеют.

1. КАФАНСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Группа месторождений медных и полиметаллических руд, объединяемая под общим названием Кафанской, расположена на расстоянии от 0,5 км до 5—6 км от гор. Кафан на левобережье р. Вохчи на абсолютных отметках 800—1500 м.

В указанную группу месторождений входит как собственно Кафанское (Катар-Кавартское) месторождение, так и прилегающие к нему Арчадзорское, Халаджское, Шаумяновское и др. месторождения и проявления, расположенные все по существу в пределах одного рудного поля.

Наиболее полное описание месторождения имеется в работах В. Н. Котляра, Ю. А. Арапова, а также в отчетах С. С. Ванюшина и Б. С. Вартапетяна по результатам геолого-разведочных работ. Подробное описание месторождения по состоянию его изученности к началу текущего столетия имеется в работе А. Эрн (102). Работа эта не утратила своего значения и в настоящее время, так как в ней приведены ценные сведения по старым недоступным рудникам.

В настоящей работе мы приводим лишь основные данные, характеризующие месторождение, отсылая интересующихся более подробными сведениями о нем к трудам указанных выше исследователей.

В геологическом строении района месторождения принимают участие породы средней юры, представленные порфиритами, кварцевыми порфирами, их туфами и туфобрекчиями, а также трансгрессивно перекрывающие их вулканогенно-осадочные отложения верхней юры (туфо-конгломераты, туфобрекчии, порфириты).

Указанные породы слагают северо-восточное крыло крупной Кафанской антиклинали, ось которой проходит к западу от месторождения в северо-западном (310—330°) направлении от р. Вохчи через вершину г. Саядкар к верховьям р. Халадж и падают всюду полого под углами 5—20° на северо-восток. Среднеюрская вулканогенно-осадочная толща прорезана многочисленными дайками кварцевых порфиров, альбитофиров и более основных по составу жильных пород, представляющих, по всей вероятности, корни излияния эффузивов этой толщи. Дайки эти нередко выступают на поверхности, прослеживаясь на сотни метров. Они же вскрыты на глубине горными выработками.

Рудовмещающими являются породы средней юры, в основном, кварцевые порфиры. Вдоль крупных разломов северо-западного простирания и сопряженных с ними нарушений северо-восточного и широтного направлений, породы эти подверглись интенсивному гидротермальному изменению, выразившемуся в их окварцевании, серицитизации, хлоритизации и пиритизации. Эти осветленные, на поверхности заохренные, породы резко выделяются среди темных зеленовато-серых неизмененных пород и проявляются на значительной площади (до 20 кв. км.). Перекрывающие их породы верхней юры почти совершенно не изменены.

Основными структурами, контролирующими локализацию оруденения в пределах Кафанского рудного поля, является упомянутая выше Кафанская антиклиналь, к присводовой части которой на северо-восточ-

ном крыле приурочено все оруденение, а также развитые здесь многочисленные дорудные разломы северо-западного ($310-330^\circ$) и северо-восточного ($20-60^\circ$) простирания. К нарушениям северо-западного простирания, имеющим характер надвигов и обычно сопровождающимся мощной зоной перетертых пород, относятся Восточно-Саядкарский, Мецмагаринский, Кавартский, Чинар-Дарасинский и др. К нарушениям северо-восточного направления относятся Башгюхский, Пехринский, Кавартский разломы, представляющие собой трещины растяжения. Рудовмещающие структуры имеют, в подавляющем большинстве, широтное или близкое к нему простирание и заключены в блоках, ограниченных указанными выше нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания.

В пределах указанной выше площади развития интенсивно измененных и минерализованных пород располагаются месторождения как медных, так и полиметаллических руд. При этом отмечается замечательная пространственная их обособленность. В северной и северо-восточной части рудного поля находятся месторождения медно-колчеданных руд с крайне незначительной ролью свинца, цинка и др. металлов; в юго-восточной же части располагаются преимущественно месторождения полиметаллических руд с относительно небольшим содержанием меди.

Наиболее интенсивное медное оруденение проявляется на участке, расположенном между г. Кафан и вершинами гг. Саядкар и Каварткар, в полосе протяжением и 4—4,5 км и шириной 1,0—2,5 км. На указанном участке расположены как ныне действующие рудники (рудники №№ 1—2, 6, 7—10 и Хрда), так и большое количество (до 40) старых рудников (Сюник, Арфик, Старый Хрда, Мец-Магара, Гюней, Беюк, Дагдаган, Лазаревские рудники, Парсадановские рудники, Куртамяк и др.). Оруденение морфологически представлено двумя типами — жильным и прожилково-вкрапленным (штокверковым).

До недавнего времени Кафанское месторождение описывалось в литературе, как классически выраженный уникальный, по содержанию меди в рудах, тип жильного месторождения. Однако в результате геолого-разведочных работ, проведенных на месторождении за последние 7—8 лет, большое значение приобрел штокверковый, прожилково-вкрапленный тип оруденения. В настоящее время около 70% запасов руд, числящихся по месторождению, и 50% годовой добычи приходится на долю прожилково-вкрапленных руд. Тем не менее, жильный тип оруденения является весьма характерным для месторождения. Этот тип оруденения представлен серией сближенных широтного и близширотного ($280-300^\circ$) простирания кварцево-рудных жил, средней мощностью от 0,12 м до 0,25 м, достигающей в раздувах до 1 м, а в отдельных местах до 3—4 м (жила № 29 гор.—160 м). Оруденение в кварцевых жилах представлено халькопиритом и пиритом, редко встречаются борнит, галенит, сфалерит, блеклая руда и энаргит.

По простиранию жилы прослеживаются обычно на 100—120 м, реже до 250 м (жилы Хаджи и Пехре), на глубину же на 120—160 м и, реже, до 200—250 м. Падение их крутое — $70-90^\circ$ на север. Зальбанды жил четкие, они резко разграничиваются от вмещающих пород. Среднее

содержание меди в жильной массе колеблется от 8—12% до 18—26%. Содержание же меди в рядовой руде колеблется, в зависимости от мощности жил, от 1,0% до 4,5%.

Всего в пределах рудного поля Кафанского месторождения, на площади в 4 кв. км выявлено и в значительной мере разработано свыше 250 жил. Большинство жил слепые, вскрыты на различных горизонтах эксплуатационными выработками. Характерным для месторождения является наличие так называемых «материнских» жил, выполаживающихся с глубиной (угол падения до 25—35°). Жилы эти имеют сравнительно большую мощность, от них на различных горизонтах отделяются крутопадающие жилы, служащие объектом самостоятельной разработки. К числу такого рода «материнских» жил относится, например, жила № 29 рудника № 6, вскрытая горными выработками на 7 горизонтах.

Второй тип оруденения — прожилково-вкрапленный, установлен на различных участках месторождения. Рудовмещающими породами являются те же измененные породы средней юры, в которых залегают кварцево-рудные жилы. Указанный тип оруденения локально приурочен к крупным разломам северо-западного и северо-восточного простирания, располагаясь непосредственно вдоль шва разлома, либо же на небольшом удалении от него (в 15—40 м) в зоне дробления пород.

Морфологически участки прожилково-вкрапленного оруденения представляют собой штокообразные или линзообразные залежи, в которых оруденение представлено сетью кварцевых прожилков с халькопиритом и пиритом и вкрапленностью этих сульфидов во вмещающих породах. Местами отмечаются различной величины гнездообразные скопления кварца с халькопиритом и пиритом.

Из выявленных к настоящему времени на месторождении участков прожилково-вкрапленного оруденения, наибольшее промышленное значение имеет зона оруденения рудника № 7—10. Указанная зона приурочена к лежащему боку крупного Восточного-Саядкарского разлома, прослеживающегося в северо-западном 320° направлении по восточному склону Саядкарского хребта и падающего на северо-восток под углом 50—60°. В соответствии с указанным падением рудное тело штокверка имеет восточное склонение. Разлом сопровождается зоной рассланцованных и перетертых пород мощностью до 15 м. Непосредственно в лежащем боку его залегает мощная (до 100 м) гипсоносная толща, представленная скоплениями гипса и ангидрита, за которыми следует зона оруденения. Последняя представляет собою штокообразное тело неправильных очертаний, вытянутое в широтном (275°) направлении и падающее на север под углом 70—80°. По простиранию рудное тело прослеживается на 200—220 м, на глубину же на 380—450 м при мощности 10—15 м. Оруденение представлено сетью кварцево-сульфидных и сульфидных прожилков, среди которых преобладают прожилки близширотного (250—260°) простирания, а также вкрапленностью пирита и халькопирита. Местами в зоне оруденения отмечаются линзообразные скопления халькопирита массивной текстуры мощностью 1,0—1,5 м, прослеживаю-

щиеся по падению на 25—35 м, и имеющие аналогичные всей системе прожилков падение и простирание.

В ряде случаев отмечено ответвление от рудного тела штокверка в виде апофиз во вмещающие породы кварцево-сульфидных жил, чем отчетливо устанавливается взаимосвязь прожилково-вкрапленного и жильного типов оруденения.

Характерно, что в западной части зоны прожилково-вкрапленного оруденения залегает мощная (мощ. 25—30 м) дайка кварцевого порфира, имеющая, как и Восточно-Саядкарский разлом, северо-западное $325\text{—}330^\circ$ простирание и падающая также на северо-восток под углом 60° . Дайка эта отчетливо прослеживается на поверхности по склону Саядкарского хребта, и подсечена на различных горизонтах горными выработками при тех же элементах залегания.

Распределение оруденения в пределах рудного тела штокверка крайне неравномерное, и обусловлено, прежде всего, степенью дорудной трещиноватости пород, различно проявившемуся на отдельных участках. Содержание меди в целом по штокверку колеблется от 0,4% до 4,0—7,0%.

Наблюдается закономерное повышение содержания меди от периферии к центру рудного тела. При этом эта закономерность выдерживается и по вертикали на всех разведанных горизонтах.

Горными и буровыми скважинами прожилково-вкрапленное оруденение шт. № 7—10 прослежено на значительную глубину. С учетом старых разработок (Лазаревские рудники) разведанная высота рудного столба определяется в 420—450 м. При этом минералогический состав руд и среднее содержание в них меди на всем протяжении по вертикали остается без изменения. Текстура руд преобладающе брекчиевидная, в линзах же и гнездах массивная. В составе руд развиты преимущественно халькопирит и пирит, причем последний, по сравнению с жильным типом оруденения, присутствует в большем количестве, составляя 30—50% от общего количества сульфидов. Остальные рудные минералы присутствуют в незначительных, не имеющих промышленного значения, количествах. Жильный и прожилково-вкрапленный типы оруденения на Кафанском месторождении прослежены на глубину до 500 м без существенного изменения характера и интенсивности минерализации. Капитальная штольня, пройденная с левого берега р. Вохчи у г. Кафан, на наиболее низкой возможной отметке, под действующие и старые законсервированные рудники, на протяжении 4300 м подсекала как рудные жилы, вскрытые на верхних горизонтах, так и ряд богатых, мощных слепых рудных жил. Последние продолжают на глубину ниже горизонта указанной штольни. Существовавшие ранее представления о глубокой эродированности южной части месторождений (участок Куртамяк, район Капитальной штольни) и в связи с этим малой ее перспективности, являются несостоятельными. Совершенно очевидно, что медное оруденение как жильное, так и прожилково-вкрапленное продолжается на глубину ниже уреза р. Вохчи, при этом рудные жилы по вертикали кулисообразно замещают друг друга. Это в значительной мере

расширяет перспективы месторождения. Шире представляются нам перспективы месторождения и по площади развития оруденения, проявления которого на отдельных участках рассматривались как изолированные, не связанные друг с другом.

Такое представление обусловлено слабой изученностью геологического строения участков, прилегающих к основному месторождению. При большой детальности исследований площади самого месторождения и детальной изученности его на глубину, прилегающие к нему периферические участки весьма слабо изучены.

Зона гидротермально измененных пород средней юры, вмещающая медное оруденение, прослеживается к северо-западу от рудного поля Кафанского месторождения, проявляясь из-под туфоконгломератов верхней юры у сс. Хлатаг, Арчадзор и Норашиеник. Участки эти расположены на северном продолжении Кавартского и Мецмагаринского разломов, контролирующего оруденение Кафанского месторождения. Среди измененных пород у указанных сел отмечены выходы кварцево-рудных жил мощностью 0,1—0,5 м, в раздувах до 1,5 м, прослеживаемые по простиранию на десятки метров. Простирание жил, как и на Кафанском месторождении, широтное, и только на Арчадзорском участке имеются жилы северо-западного простирания. Содержание меди в жильной массе доходит до 10%. Наиболее мощные жилы на Хлатагском и Норашиеникском участках разведывались в дореволюционное время и позже, в 1933—38 гг. небольшими штольнями. Разведка была прекращена в связи с преобладанием в жилах пирита. Однако, более глубокие горизонты месторождения остались совершенно неизученными.

К юго-востоку от Кафанского медного месторождения, на расстоянии 2—6 км от г. Кафана, в пределах той же зоны измененных пород средней юры, находится ряд месторождений и проявлений полиметаллических руд. Оруденение проявляется на площади около 10 кв. км между р. Вохчи и левым ее притоком р. Халадж, на абсолютных отметках 800—1100 м.

Среди известных здесь участков оруденения (Барабатумский, Шаумяновский, Чинар, Халадж, Куш-Магара, Тежадин, Джангир и Мунджухлу) наибольший промышленный интерес представляет участок рудника им. Шаумяна, разработка которого началась еще в конце прошлого столетия. Разрабатывался также частично Барабатумский участок. Остальные месторождения и проявления, располагающиеся, в основном, в периферических частях рудного поля рудника им. Шаумяна, слабо разведаны.

Как и на Кафанском медном месторождении, оруденение контролируется крупными разломами северо-западного 310—340° простирания.

К числу их относятся разломы Кавартский, Чинардарасинский, Барабатум-Халаджский, Юго-Западный Шаумяновский, Северо-Западный Шаумяновский. Падают они на северо-восток под углом 50—80° и в большинстве имеют характер взбросов.

Рудовмещающие структуры, заключенные в блоках между указанными нарушениями, имеют как и на Кафанском месторождении, в по-

давляющем большинстве, широтное или близкое к нему простирание. Морфологически оруденение представлено трещинными жилами широтного простирания, падающими на север под углом 45—90°. Помимо жил за последние годы установлены участки прожилково-вкрапленного оруденения с относительно невысоким содержанием металлов. Жилы и прожилки состоят в основном из кварца. Рудные минералы в жилах представлены в порядке преобладания сфалеритом, халькопиритом, галени- том и теннантитом. Руды содержат в значительном количестве золото, серебро и кадмий, извлекаемые при плавке медных и цинковых концен- тратов.

На руднике им. Шаумяна выявлено горными и буровыми работами 23 жилы с полиметаллическим оруденением. Из указанного количества жил, промышленное значение имели восемь жил: №№ 1, 2, 3, 4, 5 юж- ная, № 1—северная, жилы Депутат и Слепая, служившие объектом раз- работки, и в значительной мере уже выработанные. Мощность этих жил колеблется от 0,20 м до 0,65 м, доходя в раздувах до 1—1,5 м. По прости- ранию жилы прослежены от 100 м до 200 м, на глубину же от 30 до 160 м.

Среднее содержание металлов в жильной массе колеблется для цин- ка от 10% до 22%, меди от 1,5% до 6,2%, свинца от 0,5% до 4,2%.

Ряд проявлений полиметаллических руд в пределах той же зоны из- мененных вулканогенных пород средней юры расположен в прилегаю- щих к Шаумяновскому руднику участках на расстоянии от 0,5 км до 3-х км от последнего. К числу их относятся участки: Чинарский, распо- ложенный между Шаумяновским и старым Барабатумским рудниками, Кушмагара, находящийся в 0,5 км к западу от Шаумяновского рудника, Тежадин Магара в 0,9 км восточнее этого рудника, Халадж в 1,5 км к се- веру от Шаумяновского рудника, Джангир в 0,9 км юго-восточнее, Мун- джухлу в 1 км к югу от Шаумяновского рудника.

Характер оруденения тот же, что и на руднике им. Шаумяна. Квар- цевые жилы с полиметаллическим оруденением имеют преимущественно широтное простирание и падение на север.

Жилы эти частично разведаны горными выработками и на глубину буровыми скважинами.

Приведенные данные свидетельствуют о проявлении полиметалличе- ского оруденения на широкой площади и необходимости детального изу- чения всей этой площади. Проводившиеся одновременно и в небольшом объеме на отдельных участках геолого-разведочные работы, без деталь- ного изучения геологического строения района и выяснения закономер- ностей распределения оруденения, не давали должного эффекта. Район, безусловно, является перспективным в отношении полиметаллического и, в частности, свинцового оруденения. Здесь необходимо провести систе- матические геолого-разведочные работы и, в первую очередь, детальную геолого-структурную съемку в сопровождении геофизических работ. В зависимости от результатов этих работ на наиболее интересных участках необходимо провести горные выработки и буровые скважины.

За пределами Кафанской группы месторождений, в границах того же рудного района, известен ряд проявлений медных и частью полиме-

таллических руд, расположенных в отличие от кафанской группы месторождений среди верхнеюрской вулканогенной толщи. К числу их относятся проявления медных руд у сс. Шикахох, Хдранц, Нижний Хотонан, Верхний Хотонан, Сваранц, Татев, Караундж, проявления полиметаллических руд у с. Барцраван (Эрицатумб) и железных руд севернее с. Шишкерт в верховьях одноименного ручья. Все эти проявления территориально тяготеют к интрузиям гранитоидов (Барцраванская группа интрузий, Цавская интрузия), с которыми они, по-видимому, генетически тесно связаны. Представляют они собой маломощные жилы, прожилки или редкую вкрапленность сульфидов в измененных породах, в большинстве незначительны по размерам и промышленного значения не имеют. Относительно больший интерес среди них имеют проявления у сс. Шикахох и Барцраван. Здесь зоны гидротермально измененных пород достигают значительных размеров (Шикахох 10 кв. км, Барцраван около 1 кв. км) и содержат мощные кварцевые (Шикахох) и гипсовые (Барцраван) жилы. Буровые работы, проведенные в небольшом объеме на Шикахохской зоне Армянским геологическим управлением, промышленного медного оруденения не обнаружили. Неблагонадежные данные получены в результате проходки поверхностных горных выработок и на Барцраванской зоне. Однако, учитывая значительные размеры зон, возможность нахождения в их пределах на глубине промышленных залежей медных и полиметаллических руд, следует провести здесь геофизические работы, в зависимости от результатов которых направить дальнейшие разведочные работы.

Вместе с геофизическими работами необходимо провести детальную геолого-литологическую съемку зон измененных пород, с целью выделения участков различной степени измененности и минерализованности пород, выяснения закономерности в их залегании. Интересно обратить внимание также на условия залегания кварцевых жил и других жильных пород и на их взаимоотношения на указанных участках.

2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАФАНСКОГО РАЙОНА

Руды месторождений Кафанского района существенно отличаются по характеру и составу от руд месторождений Мегри-Сисианского района.

Нигде здесь в составе руд не были отмечены минералы молибдена, сами же руды, нередко, имеют колломорфную структуру, полностью отсутствующую в рудах Мегри-Сисианского района.

Наиболее детально изучены руды Кафанской группы месторождений, в составе которых, в результате исследований В. Н. Котляра, Ю. А. Арапова, Н. М. Прокопенко и наших работ установлены следующие первичные рудные минералы в порядке преобладания: пирит, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, теннантит, энаргит. Изредка в полиметаллических рудах встречаются алтаит, тетрадимит, самородное золото.

Все указанные выше рудные минералы тесно ассоциируются с кварцем. Из других, нерудных, минералов в составе руд отмечены в значи-

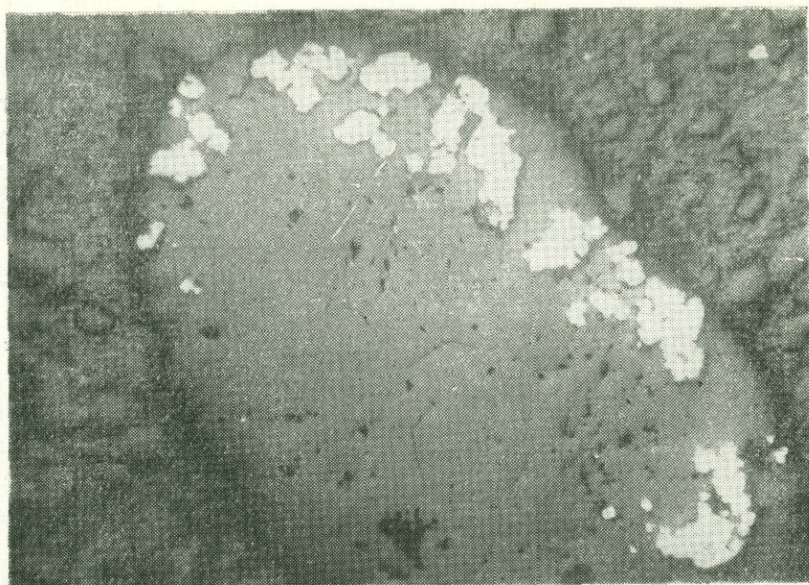


Рис. 73. Медкозрнистый пирит (белое) в кварце (серое) среди кварц-серицит (?)—хлоритовой вмещающей породы, шл. 468, ув. 48.

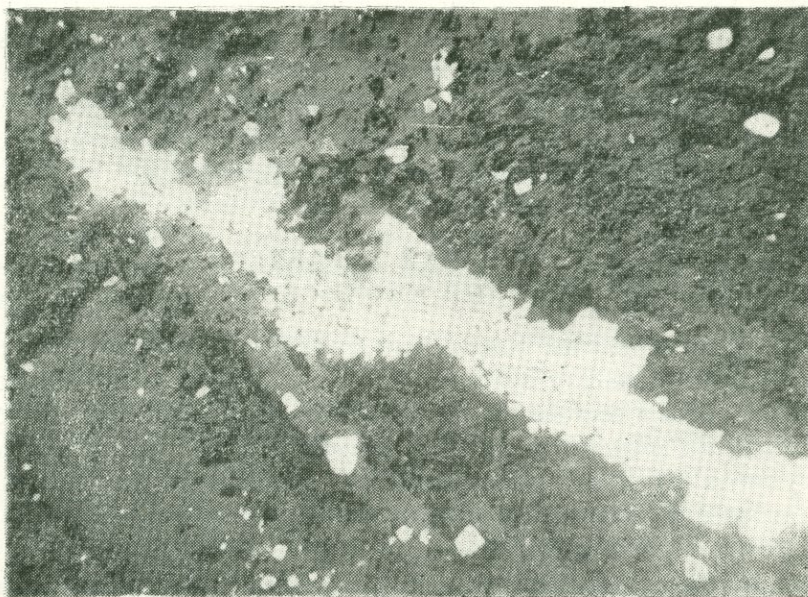


Рис. 74. Прожилковидное скопление и мелкая вкрапленность пирита (белое) в кварце и среди вмещающей породы (темное), шл. 328, ув. 40

тельном количестве серицит, хлорит, местами гипс, а также кальцит, сидерит, доломит, барит, апатит.

Коротко остановимся на характеристике отдельных минералов и структурных особенностей их агрегатов.

Пирит является наиболее распространенным минералом и встречается в различных формах, образуя различные генерации. Он выделялся в течение всего длительного периода минерализации. Наиболее ранняя его генерация связана с гидротермальной переработкой вмещающих рудные жилы пород. Здесь пирит выделяется в виде мелкой рассеянной крапленности идиоморфных зерен, в основном, в тесной ассоциации с кварцем (рис. 73, 74), но частично, и непосредственно в хлорито-серицитовой массе. Наряду с рассеянными зернами встречаются прожилковидные мелкозернистые скопления.

Присутствуют также отдельные, более крупные кристаллические зерна, содержащие многочисленные включения нерудных минералов (рис. 75), свидетельствующие о росте кристалла в породе, путем замещения, (так называемые метакристаллы пирита). Рассеянные зерна пирита в породе обычно не обнаруживают признаков дробления. В то же время пирит, образующий крупнозернистые выделения в прожилках или жилах кварца, всегда сильно трещиноват и раздроблен. В некоторых шлифах (№№ 373, 567, 488) такой пирит располагается, видимо, по зальбандам халькопирито-кварцевых жил с вмещающей породой. Как правило, в трещиноватом и брекчированном пирите все тончайшие трещинки «залечены» халькопиритом, в меньшей степени кварцем (рис. 76), а в тех участках, где в жиле присутствует кальцит, также и кальцитом (рис. 77).

Помимо указанных выше форм пирита, имеется еще пирит с сохранившимися реликтами колломорфного строения. Такой пирит образует мелкие округлые или кольцообразные скопления (разм. от десятых долей до 1—3 мм) среди халькопирита в первом типе руд (рис. 79, 80, 81). Пирит этот мелкозернистый, иногда имеет своеобразные «лапчатые» формы и следы радиально-лучистого строения. В той или иной мере пирит замещен халькопиритом и содержит во внутренних частях кольцообразных скоплений — кварц. Кварц в этих случаях либо имеет идиоморфные очертания (рис. 79), либо образует ветвистые прожилки, как бы выполняющие трещинки усыхания или внутренние полости в раскристаллизовавшемся теле пирита (рис. 80). В некоторых участках такой пирит сохраняется среди халькопирита в виде мелких зернышек — остатков от замещения, образующих мелкие пятнистые скопления.

По времени выделения, очевидно, крупнозернистый, трещиноватый и раздробленный пирит, сохранивший местами реликты очень тонкого зонального строения, относится к более ранним генерациям и, скорее всего, выделяется до отложения халькопирита и кварца, или во всяком случае какой-то части кварца и кальцита.

Пирит с реликтами колломорфного строения выделяется, очевидно, одновременно с халькопиритом и кварцем, скорее всего, в форме смешанного геля, который потом претерпевает раскристаллизацию. Весьма

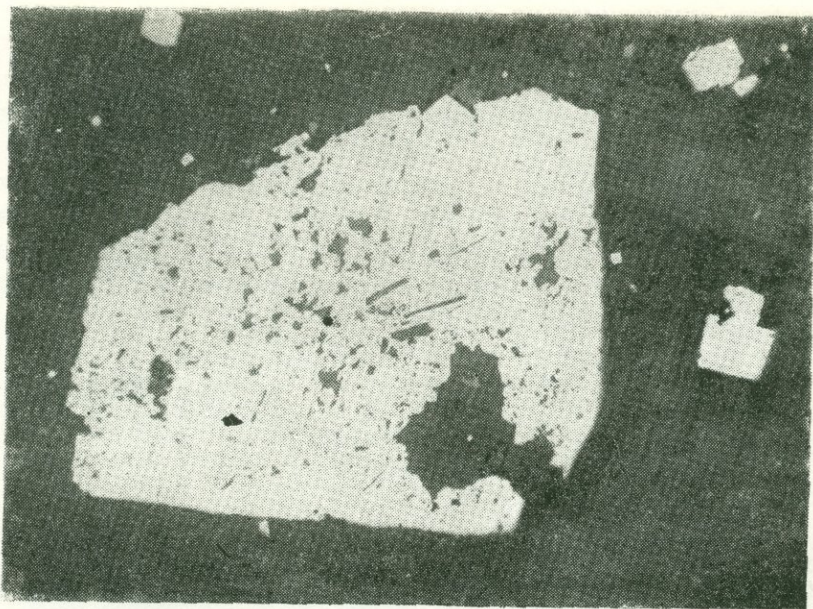


Рис. 75. Метакристалл пирита (белое), с тонкими включениями нерудных минералов. Темное—вмещающая порода, шл. 328, ув. 85.



Рис. 76. Раздробленный пирит (белое) с тонкой сетью жилок халькопирита (серое) и кварца (черное), шл. 373, ув. 85.

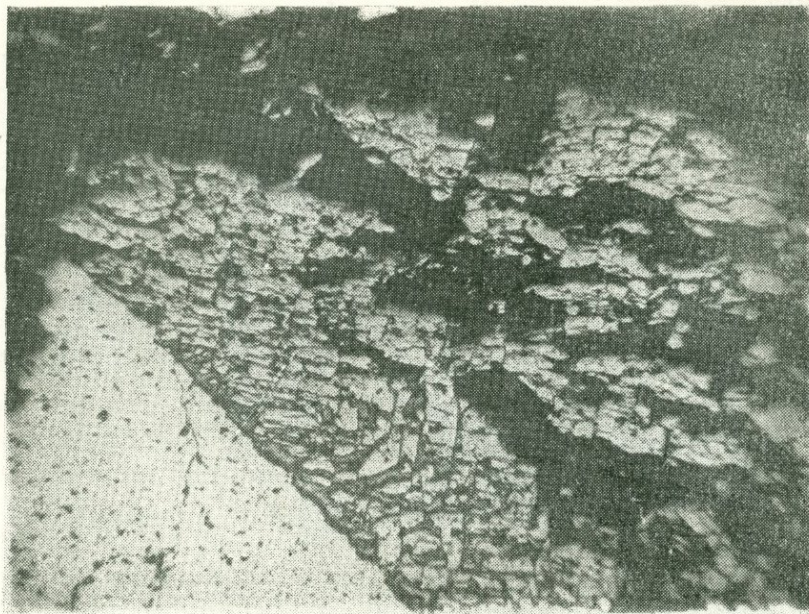


Рис. 77. Раздробленный пирит (белое), сцементированный халькопиритом (серое) и кальцитом (черное), шл. 487, ув. 85.

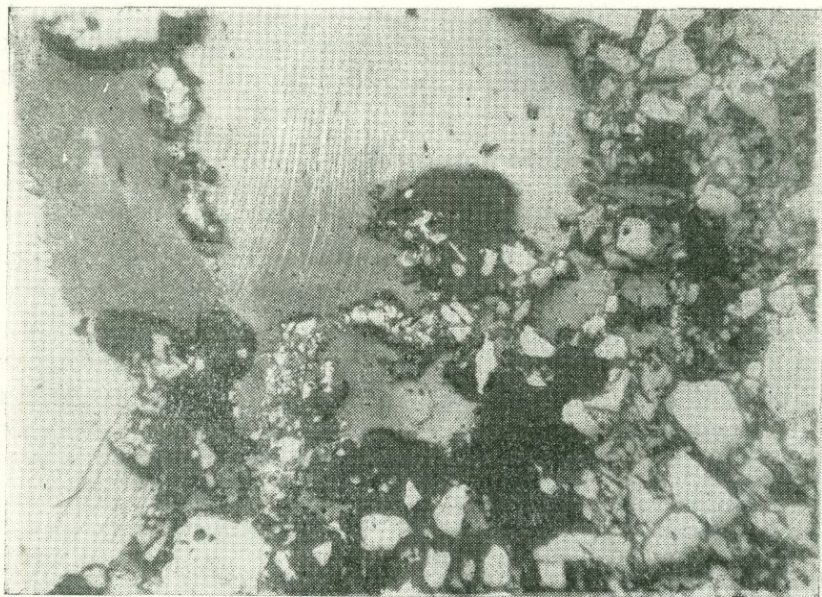


Рис. 78. Раздробленный пирит (белое) с кварцем (черное) среди халькопирита (светло-серое) с тонкой двойниковой штриховкой (протравлено), шл. 515, ув. 85.

характерно, что халькопирит и кварц раскристаллизовались в зернистые агрегаты, независимо от нахождения в них скоплений пирита. Наблюдаемое кольцообразное расположение частиц пирита (рис. 79, 81) в кварце и халькопирите очень напоминает наблюдавшиеся в колчеданных месторождениях случаи раскристаллизации почек геля сфалерита с пиритом — когда внутри агрегата крупных кристаллических индивидов сфалерита сохраняется прежнее концентрическое расположение частиц пирита, указывающее на первоначальное колломорфно-зональное сложение агрегата. Такие скопления тонкозернистого колломорфного пирита с кварцем часто как-бы пересекают границы зерен халькопирита (рис. 81).

Как известно, пирит — минерал, менее других склонный к перекристаллизации и потому сохраняющий чаще всего реликты колломорфного строения.

Халькопирит — менее развит, чем пирит, однако значительно шире, чем другие рудные минералы и является главнейшим компонентом руд, определяющим промышленную их ценность. Как уже отмечалось, халькопирит локализован постоянно в прожилках и жилах кварца. Как правило, крупные неправильной формы выделения его располагаются среди кварца и, по-видимому, кристаллизуются почти одновременно, возможно даже в главной массе кварца кристаллизуется последним.

Для халькопирита не устанавливается такого множества генераций или стадий отложения, как для пирита.

Характерным является крупнозернистое сложение его мономинеральных скоплений и наличие в большинстве выделений признаков позднейших деформаций. Последние проявлены как в виде тонких линий сдвига или двойников, возникших от давления (рис. 78, 81), так и в форме неясного волнистого угасания или зачатков перекристаллизации в тонкозернистый агрегат.

Как уже отмечалось, помимо крупных выделений, халькопирит очень часто образует сеть тончайших нитевидных жилок в пирите и совместно с кварцем и иногда с кальцитом цементирует обломки пирита более ранней стадии рудоотложения (рис. 76, 77).

Доказательством существования стадии геля при отложении халькопирита с пиритом и кварцем могут служить упомянутые выше реликты колломорфного сложения некоторых участков руд, и в частности, округлые образования пирита. Кроме того, среди агрегатов халькопирита иногда можно видеть обособление очень тонких зернышек пирита в виде цепочек, совместно с кварцем, по границе зерен халькопирита или в виде прерывистых оторочек по периферии выделений халькопирита. Скорее всего эти образования также появились при раскристаллизации или перекристаллизации колломорфных образований или геля халькопирита с очень малым количеством пирита и кварца.

Сами по себе широкие колебания в количественных соотношениях трех основных рудообразующих минералов отчасти также являются указанием на кристаллизацию из геля. Позднейшие динамические воздействия наряду с фактором времени обусловили полное отсутствие явных

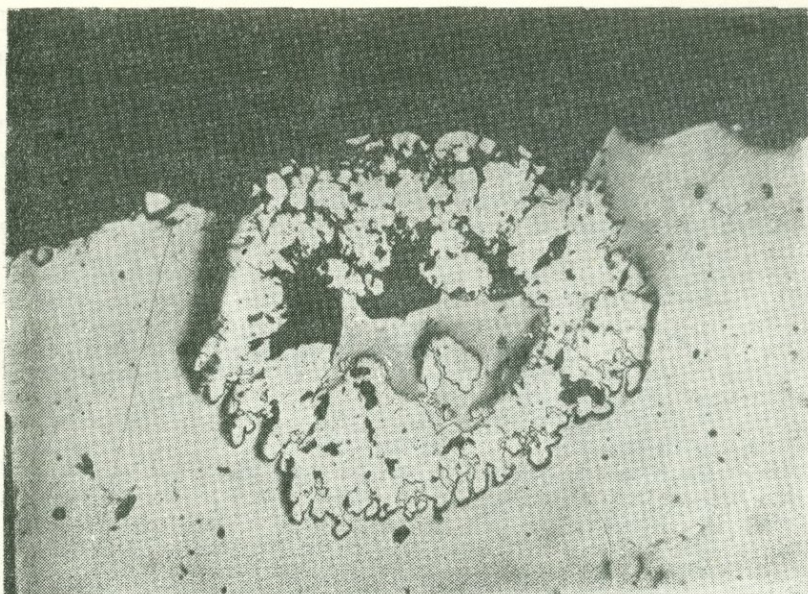


Рис. 79. Реликтовое коллоидное кольцеобразное скопление тонкозернистого пирита (белое) среди халькопирита (светло-серое) и кварца (черное), шл. 603, ув. 85,

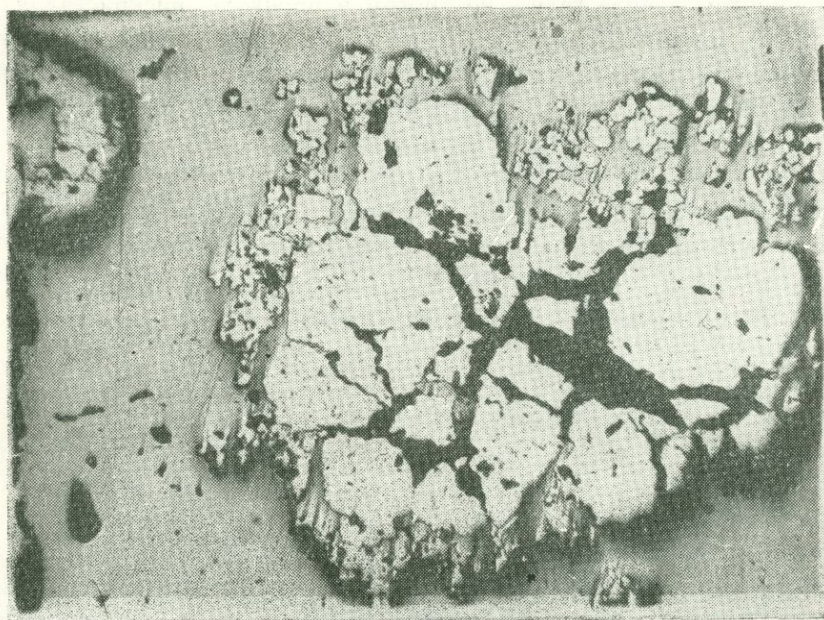


Рис. 80. Округлое скопление мелкозернистого пирита (белое) с жилками кварца (черное), выполняющего трещины усыхания. Окружающая масса—халькопирит, шл. 603, ув. 85.

колломорфных структур в участках, сложенных халькопиритом и кварцем.

Борнит — описывается Ю. А. Араповым из рудных жил Ленинского рудника Кафанского месторождения (жила Мец-Магара, жила № 4 рудника № 5, жилы 18, 20, 29 и др. рудника № 6). Имеет подчиненное, по сравнению с халькопиритом, значение, но местами в указанных выше жилах преобладает над халькопиритом. Образует тесное сростание с халькопиритом, теннантитом, пиритом и энаргитом. Произведенное Ю. А. Араповым структурное травление выявило колломорфную структуру борнита. Как и халькопирит, борнит нередко окаймляет и заполняет участки между идиоморфными зернами пирита. По отношению к халькопириту является более ранним образованием. Почти во всех, без исключения, шлифах, наблюдается замещение борнита халькопиритом.

Сфалерит. В рудах Ленинской группы рудников имеет незначительное распространение, констатируется лишь в единичных шлифах в пирит-халькопиритовой руде с реликтами колломорфного сложения. Выделения сфалерита обнаруживают крупнозернистую структуру с отчетливым двойниковым строением зерен (рис. 83). Отдельные зерна и агрегаты размером в десятые доли миллиметра в форме полосок, как бы обрастаются халькопиритом в тесном сростании с пиритом и кварцем (рис. 82). Одновременно сфалерит сечется отдельными тонкими жилками халькопирита и кварца (рис. 84). Несомненно, сфалерит по времени кристаллизации, является более ранним, чем халькопирит и пирит той же генерации. Он отлагался, очевидно, из одного раствора с пиритом и халькопиритом в виде геля, но потом в процессе раскристаллизации обособился первым. Характерно присутствие в нем тончайшей «эмульсии» халькопирита, различимой лишь при самых больших увеличениях (размеры частиц тысячные доли миллиметра). Сфалерит является преобладающим минералом в полиметаллических рудах Шаумянского рудника. Здесь отчетливо выделяются две генерации сфалерита. Сфалерит первой генерации ассоциируется с кварцем и находящимися в нем рудными минералами — халькопиритом, галенитом и пиритом, а сфалерит второй генерации приурочен к карбонатным жилам, в которых наряду с халькопиритом и галенитом встречаются и блеклые руды.

Галенит. Редко встречается в медных рудах Ленинской группы рудников. Установлен нами лишь в одном шлифе (№ 520) в виде единичных выделений среди сфалерита (разм. в сотые доли миллиметра). Значительно чаще встречается в полиметаллических рудах Шаумянского рудника, где местами образует крупнокристаллические мономинеральные скопления, главным образом, на верхних горизонтах месторождения. Однако здесь он в основной массе тесно ассоциируется с сфалеритом, значительно уступая ему в количественном отношении. Обычно заполняет промежутки между другими минералами, чем четко определяется наиболее позднее его выделение.

Теннантит. Присутствует в небольших количествах как в медных, так и в полиметаллических рудах. Обычно наблюдается в колломорфных пирит-халькопиритовых рудах. Часто наблюдается развитие теннан-

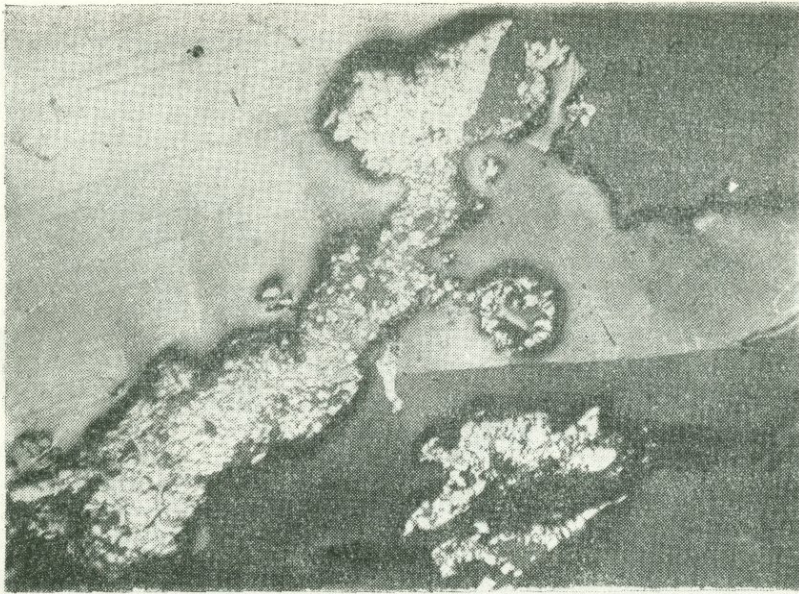


Рис. 81. Скопления тонкозернистого пирита (белое) с кварцем (темное) среди крупнозернистого халькопирита (протравлен), в котором видны границы зерен (справа, темное и светлое) и двойниковая штриховая (слева вверху), шл. 520, ув. 40.

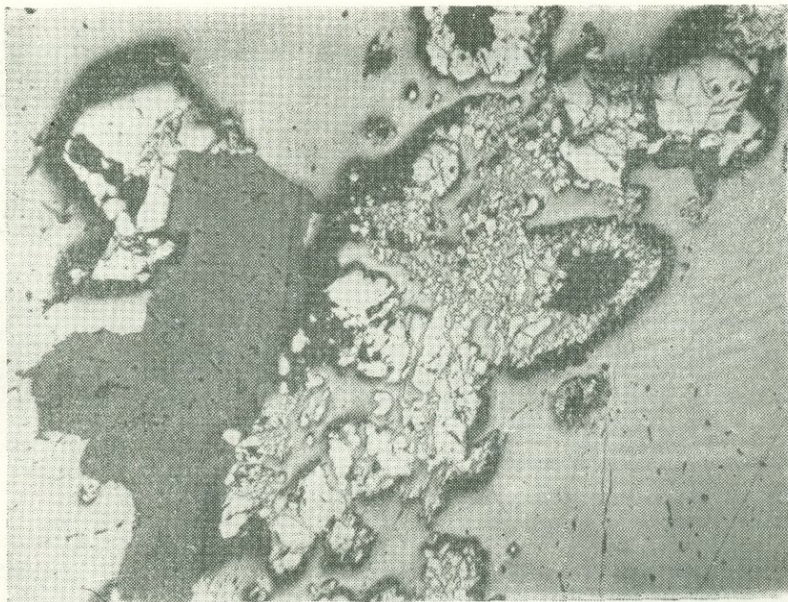


Рис. 82. Крупное выделение сфалерита (серое, слева) среди халькопирита (светло-серое). Скопления пирита с кварцем как бы разрезаются халькопиритом, в действительности наблюдаемые взаимоотношения обусловлены раскристаллизацией сплошного геля, шл. 520, ув. 40.

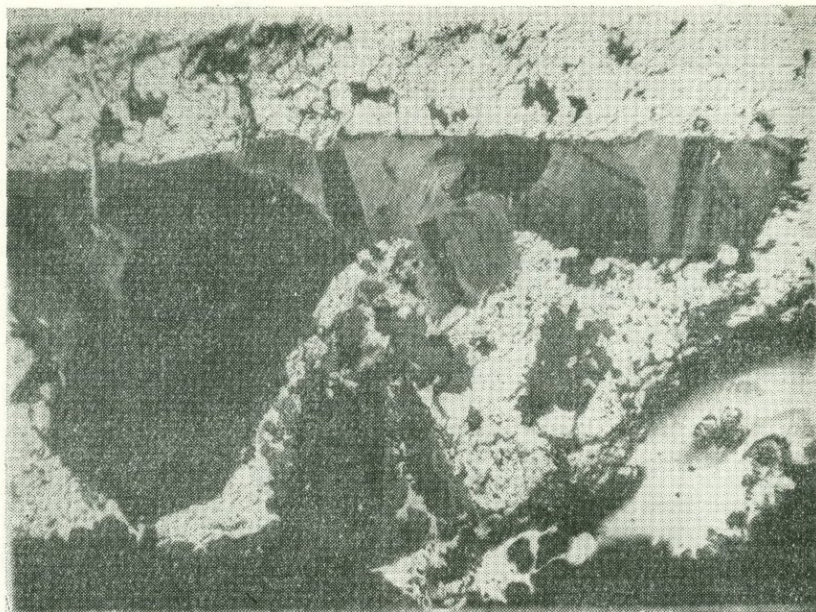


Рис. 83. Агрегат сфалерита с двойниковым строением зерен (протравлено, темно-серое) отделен резкими границами от агрегата пирита (белое) с кварцем (черное) и халькопиритом, шл. 520, ув. 40.

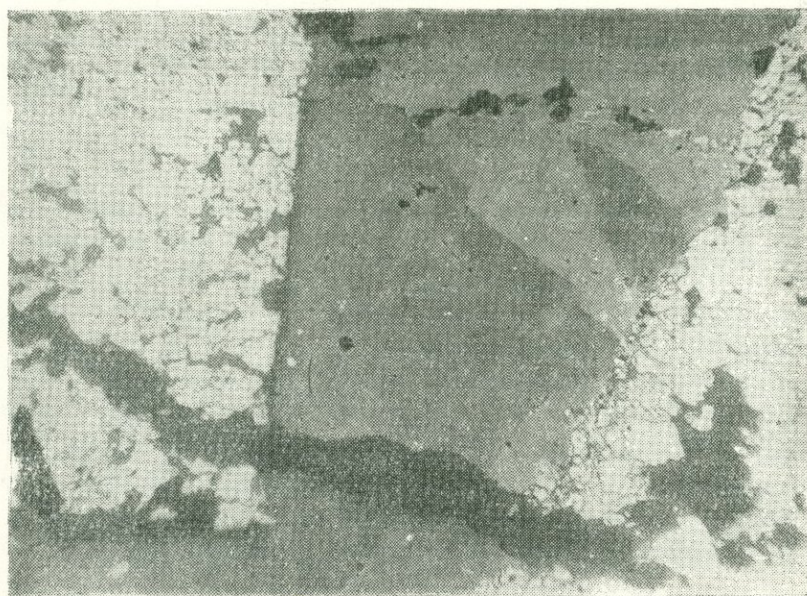


Рис. 84. Прожилочек кварца (внизу, черное) сечет агрегат сфалерита (серое в центре) и пирита (белое) с халькопиритом, шл. 520, ув. 85.

тита за счет халькопирита, в котором он образует сеть тонких прожилков. Относительно широко развит теннантит в полиметаллических рудах Халаджского участка, где также обычно тесно ассоциирует с халькопиритом.

Энарцит. Впервые обнаружен в медных рудах Ленинской группы рудников Ю. А. Араповым и И. Г. Магакьяном в виде незначительной примеси. Ассоциируется обычно с халькопиритом и теннантитом, в которых образует мелкие выделения. Наблюдались и более крупные участки, сложенные энарцитом среди халькопирита. Структурное травление, произведенное Ю. А. Араповым, выявило метаколлоидную структуру энаргита и переход его в тонкозернистую кристаллическую, образовавшуюся, видимо, за счет раскристаллизации первоначальной коллоидной массы.

Нерудные минералы — кварц, серицит, хлорит, кальцит слагают значительные участки и в сумме являются резко преобладающими в рудах, по сравнению с сульфидами. Не останавливаясь на детальном их описании отметим лишь, что, несомненно, и для этих минералов, как и для пирита, характерно наличие нескольких генераций или стадий отложения.

Кварц. Широко распространен как в жилах, так и во вмещающих их гидротермально измененных породах. Последние местами превращены в типичные вторичные кварциты. Выделялся он, как и пирит, в течение длительного периода минерализации и образует несколько генераций.

Н. М. Прокопенко выделяет четыре генерации кварца, а Ю. А. Арапов для участка медного оруденения Ленинской группы семь генераций кварца. С кварцем третьей и четвертой генераций, образующим жилы, связана основная масса медного и полиметаллического оруденения. Он окрашен в белый и серо-белый цвета и нередко имеет гребенчатое строение. С кварцем более поздних генераций, образующим тонкие прожилки, секущие рудные жилы и вмещающие породы, также связано сульфидное оруденение. В наиболее позднюю генерацию образовались жилы безрудного тонкозернистого кварца халцедоновидного облика, обычно тесно ассоциирующегося с кальцитом и, реже, баритом.

Серицит — широко распространен в измененных боковых породах жил, а также в рудах штокверкового оруденения. Образовался он, по всей вероятности, в наиболее ранние этапы рудного процесса, одновременно с окварцеванием, хлоритизацией и пиритизацией пород.

Хлоритовые скопления среди кварцевых жил обособляются чаще всего в кварце, редко заметны среди халькопирита, замещения их сульфидами не наблюдалось. Только во вкрапленной руде (в одном шлифе) встречено было выделение халькопирита среди хлорито-серицитовый массы явно метасоматического происхождения, с многочисленными мелкими пойкилитовыми включениями нерудных минералов и жилок халькопирита в хлорите без кварца. Эти факты могут служить указанием на то, что очень небольшая часть халькопирита отлагалась из растворов, не сопровождаясь кварцем, путем замещения измененной вмещающей породы.

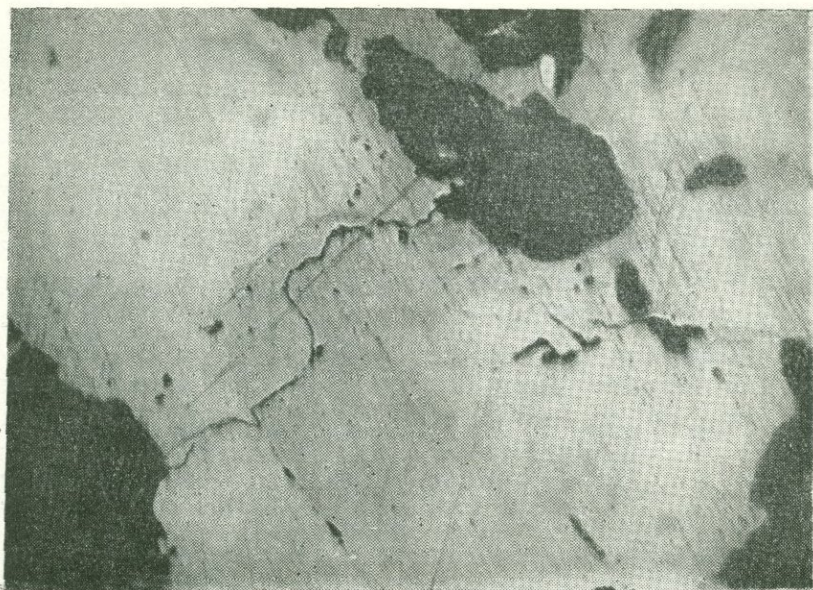


Рис. 85. Тонкие жилковидные выделения блеклой руды по границе зерен в халькопирите (светлое). Черное—нерудные минералы, шл. 615, ув. 365.

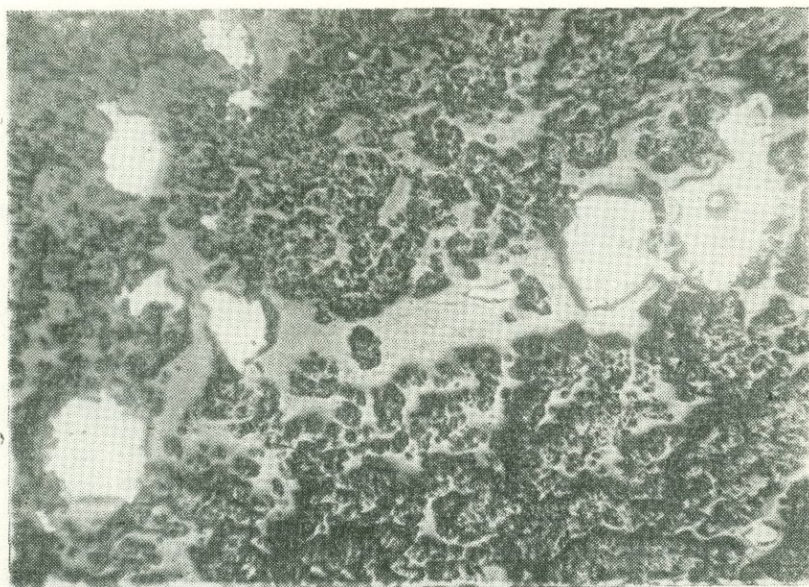


Рис. 86. Выделения кварца (серое) с халькопиритом (белое) в хлорито-кварцевой массе вмещающей породы (темное), шл. 615, ув. 40.

Кальцит — встречается либо в виде обособленных небольших ксеноморфных выделений в кварце, либо в виде довольно крупнозернистых скоплений (шл. № 487) между зерен крупнокристаллического раздробленного пирита. Обычны кальцитовые зерна с тонким полисинтетически-двойниковым строением. Около дробленого пирита двойники в кальците очень тонкие, часто изогнуты и напоминают двойники, возникшие от давления.

Вполне вероятно, что позднейшие динамические воздействия, сказавшиеся на строении зерен халькопирита, проявились и в деформации кальцита и обусловили одновременно дробление пирита и залечивание трещин пластичными или наиболее легко переотлагающимися минералами — кварцем, кальцитом, халькопиритом.

На отдельных участках месторождения (зона оруденения шт. № 7—10, участок Шаумяновского рудника) среди измененных пород широко развиты скопления гипса, образующего местами вдоль разломов крупные залежи.

Гипс, несомненно, гипогенного происхождения и аналогичен гипсу, сопровождающему рудные тела на колчеданных месторождениях Северной Армении — (Алавердское, Чибухлинское). Гипс встречен в отдельных шлифах и на других участках месторождения, где он макроскопически не выделяется. Здесь он сопровождается крупными зернами пирита в небольшом количестве кварца.

В заключение можно отметить, что микроскопические данные, а также результаты полевых наблюдений дают указания на следующий порядок рудообразования:

1) в процессе изменения вмещающих пород вдоль крупных разломов СЗ простирания и сопряженных с ними трещин происходит окварцевание и пиритизация; возможно, наличие нескольких стадий отложения пирита;

2) при последующем развитии процесса или одновременно с ним происходит отложение крупнозернистого пирита, возможно, с кварцем, в открытых трещинах и образование различной мощности жил и прожилков;

3) продолжающийся процесс рудоотложения сопровождается подвижками, вследствие которых дробится пирит и создаются дополнительные пути для движения растворов, продолжает отлагаться кварц в сопровождении халькопирита, пирита, ничтожного количества сфалерита и галенита. Отложение, видимо, частично происходит с образованием геля. В разных участках жил имеет место различное соотношение компонентов. В это же время, по-видимому, отлагается часть хлорита и кальцита. Возможно, в этот период отчасти выполняются тонкие трещинки в раздробленном пирите.

4. В более поздний этап происходят подвижки в пределах жильных тел, приводящие к дроблению раннего пирита, заключенного в кварце и пластическим деформациям халькопирита и кальцита, частично происходит при этом перекристаллизация и, возможно, переотложение халькопирита и кварца.

Следует подчеркнуть, что дробление пирита более ранней генерации могло происходить как до отложения кварца с халькопиритом, так и после. Факт цементации раздробленного пирита кварцем и халькопиритом не является доказательством раннего этапа дробления. Резкие различия в твердости минералов могли быть причиной различного проявления деформаций в разных минералах.

Важную роль играет при деформациях того или иного минерала — среда, в которой он заключен. По-видимому, вследствие того, что вкрапленники пирита в измененных породах окружены хлорито-серицитовой массой, они не подвергались дроблению; в то же время крупнозернистый пирит в жилах кварца сильно раздроблен. В один из последних этапов минерализации, связанных с более поздним приоткрыванием трещин в юго-восточной части рудного поля и изменением к этому времени состава рудоносных растворов, образуются полиметаллические жилы Шаумяновского рудника и прилегающих к нему месторождений.

V. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ВЗАИМОСВЯЗЬ СТРУКТУРЫ, МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ

Из предыдущего изложения фактического материала совершенно четко выделяются два крупных тектоно-магматических комплекса с различной историей геологического развития, различным геологическим строением, своими специфичными типами магматических пород и связанного с ними оруденения.

Эти тектоно-магматические комплексы: Мегри-Сисианский и Кафанский, резко отграничены описанным выше Хуступ-Гирратахским разломом.

Для Мегри-Сисианского комплекса характерно широкое развитие древних, интенсивно дислоцированных и метаморфизованных палеозойских вулканогенно-осадочных толщ, перекрытых непосредственно вулканогенной толщей эоцена; обе толщи прорваны крупными массивами гранитоидов третичного возраста, очень широко развитых и обнажающихся на значительных площадях в пределах этого комплекса. Для этих интрузий характерно трехфазное внедрение (монзониты, граносениты, граниты-гранодиориты); значительная дифференцированность пород внутри отдельных фаз и интенсивная металлоносность, выраженная, главным образом, медно-молибденовым оруденением, с подчиненным ему полиметаллическим. С более основными дифференциатами этой интрузии (монзонитовой ее фазы) связаны небольшие магматические месторождения магнетит-апатитовых и титано-магнетитовых руд.

В пределах Мегри-Сисианского комплекса несколько особняком вдоль наиболее молодых разломов (Сальварды-Биченаг) отмечены интрузии и лакколитоподобные тела дацитов, аналогичные плиоценовым образованиям Нахичеванской АССР (Илан-даг и Бердык), с которыми связаны, вероятно, реальгаровое оруденение месторождения Сальварды и проявление киновари в районе Биченагского перевала.

Для Кафанского тектоно-магматического комплекса характерно широкое развитие вулканогенных толщ средне- и верхнеюрского возраста, перекрытых отложениями мела. Типична пологая складчатость с отдельными брахискладками, одна из которых хорошо обнажена в районе г. Кафан. Здесь в ядре этой брахиантиклинали развиты небольшие штоки и дайки альбитофиров и кварцевых порфиров доверхнеюрского возраста, которые представляют, возможно, корни излияния среднеюр-

ских эффузивов или, во всяком случае, близкие им по времени образования, выраженные субвулканическими (близповерхностными) малыми интрузиями. Именно, с этими субвулканическими интрузиями тесно связано пространственно, по всей вероятности, и генетически колчеданное оруденение — медное и полиметаллическое.

К югу и к северу от Кафанской брахиантиклинали среди эффузивов верхнеюрского возраста обнажаются массивы гранитоидных пород, обычно небольшие по размерам, за исключением одной, более крупной (площадью около 60 кв. км) Цавской интрузии.

Вообще можно отметить, что в отличие от Мегри-Сисианского, в Кафанском комплексе гранитоидные интрузии развиты значительно слабее, слабо дифференцированы, отличаются по составу, фазам внедрения и металлоносности от соседних Мегри-Сисианских; по возрасту они относятся нами предположительно к верхнему мелу (прорывают верхнюю юру и нижний мел). С этими гранитоидными интрузиями Кафанской зоны не связано медно-молибденовое оруденение. В контактах этих интрузивов отмечены небольшие скарновые месторождения железа (гнезда магнетитовых руд в верховьях р. Шишкерт), а также гидротермально измененные зоны с вкрапленностью пирита, иногда сульфидов меди, свинца, цинка и небольшое жильное месторождение меди у с. Шикахох.

Отмеченные комплексы с их спецификой геологического строения, магматизма и металлогении хорошо прослеживаются на северо-запад, являясь частями рудных поясов — медно-молибденового и медно-колчеданного, выделенных И. Г. Магакьяном в пределах Малого Кавказа.

Продолжением и аналогом Мегри-Сисианского комплекса являются Даралагез и Памбак, а аналогом Кафанского комплекса — Алавердский. Однако надо иметь в виду, что оба комплекса прослеживаются на поверхности в северо-западном направлении не непрерывно. Так, в северной части исследованной области они отчетливо уходят под молодые вулканогенные образования Ахманганского и Карабахского нагорий. Вновь появляется из-под них: Мегри-Сисианский комплекс в Даралагезе, а Кафанский на северных склонах Малого Кавказа. Широкое развитие на территории Армении молодых вулканогенных образований, мощным плащом перекрывших древние комплексы, создает ложное впечатление о прерывистости оруденения и лишает практической возможности прослеживать оруденение в пределах этих поясов.

Указанные пояса прослеживаются и за пределами Армении в юго-восточном направлении по ту сторону Аракса в Иранском Карадаге. В пределах последнего повторяются все специфические черты геологического строения, магматизма и металлогении, характерные для Мегри-Сисианского комплекса. Широко и богато представлено медно-молибденовое и подчиненное ему полиметаллическое оруденение.

Кафанский комплекс в связи с погружением в юго-восточном направлении Кафанской брахиантиклинали и развитием в связи с этими нижнемеловых отложений, на правом берегу р. Аракс не проявляется.

В связи с различной геологической историей развития отмеченных выше тектоно-магматических комплексов, Мегри-Сисианского и Кафан-

ского, время внедрения, типы интрузивов и характер оруденения, связанного с ними, были отличны в этих двух примыкающих друг к другу соседних зонах, что наглядно видно из приложенной ниже таблички.

Тектоно-магматические комплексы	Тип интрузивов и фации глубинности	Возраст интрузивов	Характер оруденения
Кафанский	Альбитофиры и кварц-порфиры (субвулканические)	Среднеюрские	Колчеданные месторождения меди и полиметаллов
	Гранодиориты и кварцевые диориты (гипабиссальные)	Верхнемеловые (?)	Скарновые месторождения железа, пиритиз. зоны, проявления меди, свинца и цинка
Мегри-Сисианский	Монцитониты, граносиениты, гранодиориты—граниты (гипабиссальные)	Верхнеэоценовые	Медно-молибденовые, полиметаллические м-ния и м-ния железа и титана
	Дациты (субвулканические и эксгрузии)	Плиоценовые	М-ния реальгара и проявления киновари

Важно отметить, что с каждым интрузивным комплексом связана своя серия (ряд) месторождений, которые, внутри серии, характеризуются проявлением в пределах одних и тех же рудных полей совпадением фации глубинности месторождений и магматических очагов, приуроченностью к одним и тем же структурам и представляют продукты отдельных этапов единого прерывистого рудного процесса.

Для Мегри-Сисианского тектоно-магматического комплекса характерны следующие серии месторождений, тесно связанные с отдельными магматическими комплексами или фазами их:

- | | |
|--|---|
| <p>I. Магнетит-апатитовые месторождения (Казакар)</p> <p>II. Титано-магнетитовые месторождения (Пальчихлу)</p> <p>III. Медно-молибденовые и полиметаллические месторождения</p> <p>1. Скарновые медно-молибденовые (Кейфашен, Ньюади, Мичи-мат)</p> <p>2. Гидротермальные медно-молибденовые месторождения (Дастакертская группа и Гехи)</p> <p>3. Гидротермальные свинцово-цинковые месторождения (Лернадзор, Пхрут)</p> <p>IV. Медно-молибденовые и полиметаллические месторождения</p> <p>1. Пегматиты с медно-молибденовым оруденением (Давачи, Калер, Мюльк)</p> <p>2. Гидротермальные медно-молибденовые месторождения (Калжаран, Агарак, Личкская группа и др.)</p> <p>3. Гидротермальные свинцово-цинковые и свинцово-цинково-мышьяковые месторождения (Аткиз, Яглу-чай, Пирзами)</p> <p>V. Реальгаровые месторождения и проявления киновари (Сальварды и район Биченагского перевала)</p> | <p>— связаны с сиенито-диорити монцитонитовой фазы</p> <p>— связаны с габбропироксенитами монцитонитовой фазы</p> <p>— связаны с наиболее кислыми дифференциатами монцитонитовой фазы</p>
<p>— связаны с гранодиоритами, гранитами и гранит-порфирами наиболее молодой фазы внедрения Ордубадо-Мегринского плутона.</p>
<p>— связаны с дацитами плиоценового возраста</p> |
|--|---|

Для Кафанского тектоно-магматического комплекса следует выделить следующие серии месторождений, генетически связанные с магматическими комплексами этой зоны.

- | | |
|--|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Месторождения железа и проявления меди, свинца и цинка. 1. Скарновые месторождения магнетита (Шинкерт) 2. Пиритизированные зоны местами с вкрапленностью и прожилками сульфидов меди, свинца и цинка (Шикахох, Барцраван, Караундж и др.) | <p>— связаны с верхнемеловыми (?) гранодиоритами и кварцевыми диоритами</p> |
| <ol style="list-style-type: none"> II. Колчеданные месторождения <ol style="list-style-type: none"> 1. Колчеданные месторождения меди (Кафан) 2. Колчеданные месторождения полиметаллических руд (Шаумян, Халадж) | <p>— связаны с среднеюрскими субвулканическими кварцевыми порфирами и альбитофирами</p> |

Если классифицировать месторождения Зангезура в целом по типичным минеральным ассоциациям, семействам и типам, возникшим при определенных геологических условиях, можно выделить такие разновидности:

1. Семейство магнетит-апатитовых руд.
2. Семейство титано-магнетитовых руд.
3. Семейство пегматитовых руд, медно-молибденовый тип.
4. Семейство скарновых руд, типы медно-молибденовый и железорудный.
5. Семейство медно-молибденовых руд.
6. Семейство полиметаллических руд.
7. Семейство реальгар-аурилитовых руд.
8. Семейство колчеданных руд, типы медно-рудный и полиметаллический.

Первые 7 семейств развиты в пределах Мегри-Сисианского комплекса, а последнее, колчеданное семейство, и часть скарновых железорудных месторождений — в пределах Кафанского комплекса.

Ниже, для каждого комплекса в отдельности нами рассматривается роль контролирующих оруденение факторов, а также основные вопросы формирования месторождений, такие, как источник рудоносных растворов, характер их, способ переноса и отложения из них металлов. Рассмотрены также вопросы зонального распределения оруденения и внутри единого процесса рудоотложения выделены отдельные этапы, которые обособляются во времени и в пространстве.

Мегри-Сисианский тектоно-магматический комплекс. Факторы, контролирующие оруденение. Для эндогенного оруденения, как известно, важную роль играет структурный фактор, который, действительно, в пределах Мегри-Сисианского комплекса является одним из решающих факторов, контролирующих локализацию и распределение оруденения. Можно выделить структурные факторы регионального и локального или местного значения. Региональными факторами, контролирующими оруденение, являются крупные плекативные

и дизъюнктивные нарушения северо-западного общекавказского простирания. Ось крупной структурной единицы этого комплекса — Мегринского антиклинория, в пределах области ундулирует и знаменательно, что наиболее интенсивное оруденение приурочено к участкам воздымания оси (район Личк-Каджарана и Дастакерта), а участки погружения, выполненные породами кровли интрузивных массивов, почти лишены оруденения (участок между Гехи и Дастакертом). Участки воздымания характеризуются широким развитием интрузивных массивов, вскрытых эрозией, и почти полным отсутствием пород кровли.

Из региональных дизъюнктивных структур необходимо отметить контролирующую роль Дебаклинского и Агаракского разломов северо-западного простирания, возле которых концентрируется значительная часть месторождений, и среди них промышленно наиболее ценные—Каджаранское и Агаракское. Значительную роль играет также Дастакерт-Мурхузская зона разломов северо-западного близширотного направления, к которой тяготеет Дастакертская группа месторождений. Региональное контролирующее значение имеют также контакты между различными фазами внедрения и, в особенности, западный контакт порфировидных гранитов и гранодиоритов с более древними граносиенитами. Очевидно, во всех этих случаях разломы и контакты были наиболее благоприятными путями для циркуляции гидротермальных растворов.

Эти крупные разломы и зоны контактов служили рудопроводящими каналами, от которых растворы распределялись по сопряженным с ними трещинам северо-восточным и широтным, игравшим роль уже местного локального фактора в пределах отдельных рудных полей. В связи с этим, наряду с трещинами северо-западного простирания еще большую роль в качестве рудовмещающих играют трещины северо-восточного простирания (Каджаран, Дастакерт, Личкская группа). Роль местного локального фактора играют не только эти сопряженные трещины северо-восточного простирания, но и дайки интрузивных пород также обычно северо-западного и северо-восточного простирания. Интенсивная промышленная минерализация часто вытягивается вдоль даек в обоих зальбандах, образуя в пределах рудных полей, с рассеянным бедным оруденением, обогащенные металлами участки, которые и являются объектами разработки (Каджаран, Дастакерт). Затем местное локальное значение имеют в отдельных случаях контакты интрузивных массивов с породами кровли (Дастакерт, Кейфашен) причем оруденение охватывает как эндо-, так и часто экзоконтактные зоны. Местное локальное значение имеют также зоны дробления, брекчирования пород, которые местами отличаются исключительной насыщенностью металлами (зона шт. № 7 Дастакертского месторождения).

Известную роль в локализации и распределении играет также литолого-стратиграфический фактор. Влияние литологии сказывается в роли физических свойств и химизма пород. Оруденение, и, в частности медно-молибденовое, концентрируется в породах монцонитовой фазы, как наиболее раздробленных и относительно богатых цветными минералами, которые легче разлагались и замещались сульфидами. Наоборот, в све-

жих и плотных породах: гранит-порфирах и гранодиорит-порфирах оруденение практически почти отсутствует, хотя в зальбандах этих же даек в монцонитах развито очень интенсивно (Каджаран). В ряде случаев отмечается экранирующая роль плотных даек порфиров в оруденении. При пологом их залегании оруденение концентрируется в лежащем их боку.

Скарновый тип месторождений тесно связан с горизонтами карбонатных пород (Кейфашен, Ньюади). Здесь на литологический фактор накладывается и стратиграфический, поскольку карбонатные породы развиты почти исключительно в палеозойской толще. Нередко скарнирование происходит избирательно, захватывая пакки известняков и не затрагивая прослаивающие их сланцы (м-ние Мичи-мат).

Очень важную роль в локализации оруденения играет магматический фактор. Прежде всего намечается четкая связь определенных типов оруденения с определенными же по составу и времени внедрения интрузивными комплексами. Так, в тесной связи с сиенито-диоритами монцонитовой фазы и пространственно внутри этих массивов локализуются магнетит-апатитовые руды гистеромагматического генезиса. С габбро-пироксенитами тесно связано титаномагнетитовое оруденение. С наиболее кислыми дифференциатами монцонитовой интрузии — гранодиоритами генетически и пространственно связаны скарновые месторождения медно-молибденовых руд, а также гидротермальные медно-молибденовые и полиметаллические месторождения. Наиболее интенсивная минерализация генетически тесно связана и пространственно тяготеет к гранитоидам последней кислой фазы. Здесь образуются пегматитовые медно-молибденовые месторождения, очень широко развитые гидротермальные медно-молибденовые месторождения, а также месторождения полиметаллических руд. Необходимо отметить, что в последнем случае оруденение очень тесно связано пространственно с дайками гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров и значительно моложе крупных массивов гранитоидов, поскольку в пределах последних отмечаются зоны дробления, в которых локализуется оруденение. Очевидно, однако, оруденение при наблюдающихся крупных масштабах не может быть связано с мелкими дайками и последние также, как и оруденение, являются производными более глубинного магматического очага. Этот очаг был материнским для пород всех фаз внедрения, для даек и оруденения. По всей вероятности, в данном случае, как и вообще в сложных комплексах, главный этап оруденения совпадает по времени с внедрением последних порций магмы и, в частности, с внедрением даек и мелких штоков интрузий последних дифференциатов магматического очага. Очевидно, именно на этой стадии глубоко зашедшей магматической дифференциации, вскоре после внедрения даек, имело место отделение главной порции рудоносных растворов, которые устремлялись по тем же путям, что и дайки порфиров. К моменту отделения рудоносных растворов, крупные массивы гранитоидов были закристаллизованы на значительную глубину, что полностью подтверждает взгляды С. С. Смирнова по этому вопросу и

опровергает точку зрения В. Эммонса об отделении растворов только в начальную стадию застывания интрузивных массивов.

Подтверждением обогащения магматического очага металлами в конечных стадиях его деятельности является наличие секущих массив порфировидных гранитов и гранодиоритов, пегматитов с интенсивным медно-молибденовым оруденением. Металлоносные интрузии Мегри-Сисианского комплекса относятся к типу трещинных и, главным образом, малых интрузий, подчиненных определенным структурам и вытянутых вдоль них. В связи с этим батолитовая концепция Эммонса здесь не приложима. Не размеры и форма Мегринского батолита и не саттелиты его (купола) контролируют оруденение, а малые трещинные интрузии и те структуры, которым они подчинены.

Материнским источником оруденения во всех случаях, несомненно, являются интрузивные породы и не только потому, что руды залегают непосредственно среди самих интрузивных массивов; тесную генетическую связь оруденения с интрузивными породами доказывают следующие факты:

1. Приуроченность отдельных типов оруденения к определенным по составу интрузивным породам.

2. Совпадение фации глубинности интрузий и месторождений: и те, и другие гипабиссальные.

3. Совпадение возраста интрузий и оруденения: и те, и другие верхнеэоценовые.

4. Наличие пегматитовых и скарновых медно-молибденовых месторождений, для которых связь с конкретными интрузивными массивами не вызывает сомнений. Наблюдаемые переходы от этих типов к гидротермальным медно-молибденовым месторождениям, широко распространенным и с тем же составом рудных минералов.

5. Единый структурный контроль интрузий и оруденения и отсутствие оруденения вдали от интрузивов и контролирующих их внедрение структур.

Таким образом, вопрос об источнике постмагматических растворов решается положительно в отношении их связи с магматическими очагами.

Каков был характер этих растворов и в каком виде переносились ими металлы? На этот вопрос трудно ответить с исчерпывающей полнотой.

Наблюдение над характером руд и характером изменения боковых пород (кристаллический характер руд и полное отсутствие колломорфных структур, резкое преобладание в составе руд среднетемпературного комплекса минералов, почти полное отсутствие минералов, содержащих летучие, и гидролитический характер изменения боковых пород), выраженный в окварцевании, серицитизации, хлоритизации, говорят за решающую роль в переносе металлов гидротермальных среднетемпературных растворов, молекулярного (истинного) характера.

Об отложении руд из истинных молекулярных растворов, вероятно, разбавленных и обладавших большой проницательной способностью,

свидетельствует и прожилково-вкрапленный тип оруденения с тончайшими волосяными прожилками и мелкой вкрапленностью сульфидов в порых породах.

Наблюдаемая тесная связь молибдена и меди с кварцем в увязке с экспериментальными исследованиями Н. И. Хитарова (98) говорят скорее всего за перенос молибдена в форме гетерополикремневых кислот типа $\text{SiO}_2 \cdot 12\text{MoO}_3 \cdot n\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Обилие во многих рудных прожилках (в особенности в средних и поздних этапах минерализации) карбонатов говорит за нейтральную или слабощелочную реакцию растворов в более поздние этапы оруденения. Растворы в процессе рудоотложения претерпели изменение от слабо кислых к нейтральным или слабощелочным.

Температурный режим оруденения, судя по составу руд и характеру изменения боковых пород, охватывает широкий диапазон от высоких температур порядка 400—500°C и выше (процессы турмалинизации, грейзенизации, скарнирования, магнетит-гематитовые руды, шеелит, распад твердого раствора борнит-халькопирит и сфалерит-халькопирит) в начальной стадии рудного процесса до низкотемпературных процессов (халцедон, карбонаты, реальгар, киноварь). Однако основное рудоотложение и наиболее ценных медно-молибденовых руд имеет место в среднетемпературных гидротермальных условиях, что подтверждается широко развитыми процессами серицитизации, хлоритизации окварцевания вмещающих пород и господством в рудах среднетемпературного комплекса сульфидов (халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит).

Глубина формирования интрузивных массивов и месторождений, залегающих среди них, с учетом эродированной части кровли, может быть определена в 2—3 км от поверхности. Отнесение месторождений к группе образований умеренных глубин подтверждается их генетической связью с интрузиями умеренных глубин, выдержанным характером оруденения, четким обособлением этапов оруденения, наличием элементов горизонтальной и вертикальной зональности, кристаллическим характером руд и наличием в них структур распада твердых растворов.

Каковы были пути движения растворов и как происходило отложение металлов из них? Растворы циркулировали вдоль разломов, зон дробления и трещин второго порядка, сопряженных с ними, по контактам пород с различными физическими свойствами, просачивались через поры; движущей силой растворов была, возможно, разность в давлениях в месте их образования и в открывающихся полостях, где, как предполагает акад. А. Г. Бетехтин*, возникал своего рода вакуум, куда устремлялись растворы. В подавляющем большинстве месторождений руды отложились путем выполнения пустот: трещин, мельчайших трещинок до волосяных и пор, образуя прожилково-вкрапленный или штокверковый тип оруденения с резко подчиненным ему жильным, того же состава. Однако и здесь наряду с выполнением пустот некоторую роль играют метасоматические реакции и мельчайшие выделения сульфидов развиваются метасоматически по цветным минералам и полевым шпатам ин-

* Бетехтин А. Г. Некоторые соображения о причинах движения гидротермальных растворов. Зап. Всес. мин. об-ва, часть 81, вып. 1, 1952.

трузивных пород. Возможно даже, что железо, необходимое для образования сульфидов, заимствуется из породообразующих цветных минералов.

Резко возрастает роль метасоматоза в скарновом типе оруденения, где сначала по известнякам образуются силикатные породы — скарны, а затем силикаты скарна рассекаются и частично замещаются прожилками рудных минералов.

Изучение крупнейших рудных полей Мегри-Сисианского комплекса позволяет наметить определенную закономерность в распределении оруденения в горизонтальном направлении по отношению к главным рудоподводящим каналам, а также позволяет выделить в едином рудном процессе ряд этапов, которые обособляются во времени и в пространстве и характеризуются различным составом руд. Так, на Каджаранском рудном поле, на участках, примыкающих к основному Дебаклинскому разлому, имеет место повышенная роль молибдена и примесь шеелита; дальше от разлома повышается роль меди (Северо-восточный участок месторождения), еще далее на Аткизском месторождении преобладают полиметаллы. Таким образом, наблюдается постепенная смена по мере удаления от разлома высокотемпературного оруденения более низкотемпературным.

На этом же рудном поле, а также на Дастакертском, хорошо устанавливается наложение более позднего полиметаллического этапа на медно-молибденовый, причем секущие жилы галенит-сфалеритового состава наблюдаются на самых различных вертикальных отметках, в том числе и на глубоких горизонтах.

Пространственное обособление руд различного состава и наложение по системе более поздних трещин, свинцово-цинкового оруденения на медно-молибденовое, позволяет четко выделить два этапа минерализации, являющихся результатом отложения из различных порций растворов.

В длительном медно-молибденовом этапе отмечаются внутриминерализационные подвижки, четко устанавливаемые по взаимопересекающимся прожилкам несколько отличного состава (Каджаран, Агарак).

В Дастакерте в медно-молибденовом оруденении выделяются два этапа — один более высокотемпературный с крупночешуйчатым молибденитом в эндоконтактной зоне и второй — среднетемпературный в дробленных зонах в породах кровли. Всем этим устанавливается прерывистый характер оруденения, что хорошо подтверждает пульсационную теорию С. С. Смирнова; намечаются этапы, среди которых каждый раз важно выделить наиболее ценные и направить все усилия на их поиски и разведку.

Внутри медно-молибденового этапа минерализации намечаются элементы горизонтальной и вертикальной зональности, выраженные в относительно повышенной роли молибдена (который выпадал из растворов всегда раньше меди) вблизи рудоподводящих каналов и на более глубоких горизонтах. Характерно также значительное протяжение и выдержанность оруденения на глубину.

Что касается наиболее молодого, по-видимому, плиоценового по возрасту, реальгар-аурипигментового (а также проявление киновари) оруденения, которое приурочено к наиболее молодым СЗ разломам, мы склонны связывать его генетически с интрузиями дацитов, однотипными с интрузиями Нахичеванской АССР (интрузии Илан-даг и Бердык).

Кафанский тектоно-магматический комплекс. Факторы, контролирующие оруденение. Региональным фактором, контролирующим колчеданное оруденение Кафанского комплекса, является брахиантиклинальная структура, в присводовой части которой сосредоточено практически все промышленное оруденение. Важными контролирующими структурами являлись также крупные северо-западные разломы, которые повлияли на распределение оруденения. Структурами второго порядка являлись широтные, и в меньшей мере меридиональные, трещины, также приуроченные к сводовой части брахиантиклинальной складки, претерпевшей максимальные напряжения во время складчатости. Указанные трещины близширотного простирания были рудопроводящими, одновременно они же являются рудовмещающими.

Для оруденения, связанного с гранитоидами, контролирующими являются контактовые зоны указанных массивов: Цавского и других, а также зоны дробления в породах кровли, выраженные измененными породами с вкрапленным сульфидным оруденением.

Роль литолого-стратиграфического фактора здесь, в Кафанской зоне, несколько больше, нежели в Мегри-Сисианской. Прежде всего в силу тесной связи колчеданного оруденения с корневыми частями среднеюрской вулканогенной толщи стратиграфический горизонт, представленный плагиоклазовыми и кварцевыми порфиритами, является основным рудоместилищем; этот горизонт слагает ядро Кафанской брахиантиклинали и именно здесь сосредоточено все оруденение. Наиболее хрупкие податливые к тектоническим напряжениям, плагиоклазовые и кварцевые порфириты растрескивались лучше и легче других пород среднеюрской толщи (туфобрекчий и туффигов), поэтому наиболее перспективные жильные тела и минерализованные зоны сосредоточены в кварцевых и плагиоклазовых порфиритах, играющих роль литологического контроля.

Скарновое оруденение, связанное с гранитоидами Цавской интрузии, контролируется нижнемеловой толщей, так как только в ней имеются карбонатные породы.

Колчеданное оруденение пространственно тяготеет к дайкам и небольшим штокам субвулканических кварцевых порфиров и альбитофиоров, сосредоточенных в присводовой части брахиантиклинали. Эти субвулканические тела, нигде не выходящие за пределы средней юры, представляют корневые части среднеюрских эффузивных толщ или, во всяком случае, образования, близкие им по возрасту, связанные с ними единством очага. Связь оруденения с альбитофирами и кварцевыми порфирами или вернее родство их (и те, и другие производные одного и того же глубинного очага) доказывается следующими факторами: 1) тесной пространственной связью оруденения с альбитофирами и кварцевыми порфирами, 2) одновозрастностью оруденения и даек порфиров и аль-

битофиров, 3) совпадением фаций глубинности оруденения и интрузий (и те, и другие субвулканические).

Для скарнового железорудного и вкрапленного сульфидного оруденения Шихахохского и Барцраванского месторождений, залегающих в верхней юре, надо отметить приуроченность их к интрузиям гранитоидов. Формы этих интрузий, контактовые зоны их и трещины в зонах экзоконтакта, контролируют распределение оруденения в прилегающих к этим интрузиям участках.

Для колчеданного оруденения источником постмагматических растворов был магматический очаг среднеюрского возраста, с которым связаны излияния эффузивов, дайки и штоки альбитофиров и кварцевых порфиров. Это подтверждается залеганием колчеданных руд в толще среднеюрского возраста и тесной их связью с корнями излияния эффузивов этой толщи.

В связи с широким развитием колломорфных структур в рудах, массивной текстурой руд и ее необычным богатством сульфидами, можно с большой достоверностью говорить о коллоидальном и высококонцентрированном характере растворов, в которых переносились диспергированные сульфиды. Растворы циркулировали, главным образом, по широтным трещинам и выполняли их.

В распределении оруденения намечается определенная закономерность: медные колчеданные руды приурочены к своду брахиантиклинали, а полиметаллические образовались позднее, во второй этап минерализации и концентрируются в более поздних трещинах на флангах рудного поля в крыльях брахиантиклинали. Таким образом, медное и полиметаллическое колчеданное оруденение разорвано во времени и в пространстве. Постепенных переходов между ними нигде не наблюдается. Меднорудная минерализация протекала в два этапа: вначале образовались кристаллические руды, которые затем подверглись дроблению и цементации колломорфными рудами.

Состав руд (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды) и характер изменения боковых пород (серицитизация, окварцевание) говорят за господство средних температур порядка 200—300°C.

Глубина формирования колчеданного оруденения не могла быть значительна, так как в момент формирования месторождения над среднеюрской толщей не было покрывки более молодых пород. Следовательно, глубина формирования месторождения не превышала нескольких сотен метров. Отсюда — отсутствие явно выраженных элементов вертикальной зональности, очень высокие содержания металлов, большая роль колломорфных структур в рудах — признаки, характерные для рудных образований малых глубин.

Что касается оруденения, связанного с гранитоидами, то здесь источником растворов были сами массивы, к контактовым зонам которых приурочено оруденение. Характер растворов — газы в скарновом типе и водные истинные растворы для сульфидных месторождений. Температуры образования скарновых месторождений 800—500°C (наличие граната, пироксена, эпидота), сульфидных месторождений примерно 300—200°

(сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, карбонаты). Месторождения формировались, как и интрузии, на умеренных глубинах и сульфидное оруденение может иметь перспективы на глубину.

По своему типу колчеданное оруденение Кафанской зоны резко отличается от оруденения Мегри-Сисианской зоны и имеет ряд общих черт с колчеданным типом Алавердского, Кедабекского, Чирагидзорского месторождений. Скарновое же и сульфидное оруденение, связанное с гранитоидами Кафанской зоны, весьма сходно с однотипным оруденением Кохпского рудного района Алавердской зоны.

Из изложенного вытекает тесная взаимосвязь типов структур, магматизма и оруденения и определенная причинная взаимозависимость их. Определенным тектономагматическим комплексам и отдельным этапам их развития соответствуют совершенно закономерно определенные типы эндогенных месторождений, связанных с ними. В общей форме этот вопрос был рассмотрен в недавно опубликованной статье И. Г. Магакяна (65), и наши материалы по Зангезуру вполне подтверждают основные выводы этой работы.

VI. ГЛАВНЕЙШИЕ ВЫВОДЫ И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ

Изложенный в предыдущих главах фактический материал и сделанные по нему обобщения приводят к следующим главнейшим выводам:

1. Зангезурская рудная область включает отрезки двух различных геотектонических зон Малого Кавказа: складчатой зоны Армении (Мисхано-Зангезурской) и пологоскладчатой Сомхето-Кировабадской (Алаверды-Кафанской) зоны, которые резко отличаются как по истории геологического развития, так и по характеру магматизма и связанной с ним металлогении. Эти зоны в пределах Зангезура четко разграничиваются региональным Хуступ-Гиратахским разломом.

2. История геологического развития западной части Зангезура (к западу от Хуступ-Гиратахского разлома) характеризуется особенностями, присущими всей в целом складчатой зоне Армении: геосинклинальный режим в течение нижнего и среднего палеозоя, геоантиклинальные тенденции в течение верхнего палеозоя и почти всего мезозоя и новые погружения с начала нижнего эоцена. Характерно проявление интенсивной варисской и альпийской складчатости.

Современная структура этой части области представлена крупным антиклинорием северо-западного (общекавказского) простирания, прорванными крупными массивами гранитоидных интрузий третичного возраста и нарушенными региональными разломами северо-западного простирания; с последними сопряжены подчиненные им нарушения северо-восточного и близширотного простираний.

3. В тесной связи с историей геологического развития западной (Мегри-Сисианской) части Зангезура находится магматизм и металлогения. Здесь характерно широкое развитие гранитоидных (глубинных и гипабиссальных) интрузий третичного возраста, с которыми генетически тесно связано интенсивное медно-молибденовое оруденение прожилково-вкрапленного и частью жильного типа, а также относительно более мелкие полиметаллические месторождения.

Местами вдоль молодых разломов обнажаются экструзии и интрузии дацитов, по-видимому, плиоценового возраста, с которыми тесно связаны месторождения мышьяка (реальгаро-аурипигментовый тип) и проявления ртути (киноварь в шлихах).

4. Оруденение в Мегри-Сисианском рудном районе контролируется крупными региональными разломами северо-западного направления (Таштунский, Агаракский, Кирс-Мурхузский и др.) и сопряженными с ними северо-восточными близширотными нарушениями, вдоль которых, в основном, имеет место наиболее интенсивная концентрация оруденения. Оруденение местами приурочивается к контактам интрузивных массивов с породами кровли и их останцами. При этом на участках развития известняков образуется скарновый тип месторождений с наложенным медно-молибденовым оруденением (Мичи-мат, Кейфашен, Ньюади). Наиболее крупные, промышленно важные концентрации медно-молибденовых руд сосредоточены в раздробленных гидротермально измененных интрузивных породах, среди которых обогащенные зоны обычно вытягиваются вдоль даек порфировых пород (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара и др.). В отдельных случаях исключительно богатые участки контролируются зонами дробления в порфиритах кровли (Дастакерт).

5. Медно-молибденовое оруденение области относится, в основном, к сравнительно небогатому по содержанию металлов, но обладающему громадными запасами промышленных руд меди и молибдена, прожилково-вкрапленному типу. Подчиненное значение, обычно в пределах тех же рудных полей прожилково-вкрапленного типа, имеет жильный тип, представленный кварцевыми жилами со сходным составом руд, который местами приобретает самостоятельное значение (Парага, Каджаран, Капуджих, Шор-джуридзор, Айгедзор и пр.). Кварцево-рудные жилы представляют несколько более ранние, по сравнению с прожилково-вкрапленным типом, образования, приурочены к тем же системам трещин, что и дайки порфиров и вместе с последними контролирует локализацию прожилково-вкрапленного оруденения.

С медно-молибденовым оруденением тесно связано подчиненное ему полиметаллическое, которое отвечает более позднему этапу единого рудного процесса и накладывается на медно-молибденовое оруденение по более поздним трещинам или же проявляется на периферии рудных полей (Каджаран, Дастакерт).

6. Все медно-молибденовые месторождения области при некоторых второстепенных отличиях характеризуются рядом общих особенностей.

Главными рудными минералами, определяющими высокую промышленную ценность руд, являются халькопирит и молибденит, широко распространен в рудах пирит. Характерными второстепенными минералами являются борнит, галенит, сфалерит, энаргит, реже встречаются магнетит, гематит, медно-висмутовые минералы, аргентит, арсенопирит и совсем редко пирротин и самородное золото. Среди жильных минералов характерны кварц, серицит, хлорит, каолинит, карбонаты. Значительно реже и только в высокотемпературных рудах: турмалин и скарновые минералы (гранат, пироксен, эпидот и др.). Характерны кристаллические структуры руд (колломорфные структуры нигде не наблюдались), сравнительно равномерное содержание металлов на больших участках и выдержанность характера оруденения и содержания на значительную (свыше 500 м) глубину.

7. Восточная часть Зангезурской области (к востоку от Хуступ-Гиратахского разлома) имеет все характерные черты, присущие Сомхето-Кировабадской полого-складчатой зоне. Здесь в течение палеозоя и триаса имел место геоантиклинальный режим развития и только с начала юры начинаются погружения с накоплением мощных вулканогенных и частью осадочных толщ юры, мела и эоцена. Складчатость имела место в течение верхнего мезозоя и в третичное время. Эти движения привели к образованию пологих широких складок северо-западного, общекавказского простирания, к числу которых относится основная структура района — Кафанская брахиантиклиналь. Последняя в присводовой части осложнена нарушениями северо-западного и сопряженного с ними северо-восточного и широтного простираний, к которым, в основном, и приурочены рудные месторождения Кафанского района.

8. Интрузивные породы, по сравнению с западной частью Зангезурской области, имеют небольшое развитие и представлены двумя группами разнотипных и разновозрастных образований: гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами мелового (?) возраста (Цавская интрузия и Барцраванская группа мелких интрузий) и штоками, дайками кварцевых порфиров и альбитофиров среднеюрского возраста. Последние представляют корневые части юрских вулканов, с которыми связано излияние среднеюрских эффузивов Кафанского района.

Металлогеническая роль этих интрузий различна: с первыми (гранитоидами мела) связаны небольшие железорудные скарновые месторождения (Шишкерт) и проявления медных и полиметаллических руд (Шикахох, Барцраван, Сваранц и др.). Со вторыми (кварцевыми порфирами и альбитофирами) территориально и генетически (общностью очага) тесно связано промышленно важное семейство колчеданных медных и полиметаллических руд (Кафан, Шаумян и др.).

9. Колчеданное оруденение, основное для восточной части Зангезура, контролируется единым стратиграфическим горизонтом — толщей порфиритов среднеюрского возраста, что связано с тем же возрастом оруденения и его генетической связью с корневыми частями этого горизонта. Тесная связь колчеданного оруденения с кварцевыми порфирами и альбитофирами среднеюрского возраста подчеркивается развитием оруденения на тех же участках и в тесной территориальной связи со штоками и дайками указанных пород.

Основными структурами, контролирующими оруденение, являются разломы северо-западного направления, а рудовмещающими, сопряженные с ними структуры, главным образом, широтного простирания.

10. Господствующим типом колчеданного оруденения является жильный, а на отдельных участках (рудн. 7—10 и др.) прожилково-вкрапленный, в котором сосредоточены в настоящее время основные запасы Кафанского месторождения. Руды Кафанской группы месторождений характеризуются высокими содержаниями металлов (меди 3—10% и выше, цинка 10—20%, свинца 3—5%) большой ролью, наряду с кристаллическими, колломорфных структур, массивным характером руд. Главными рудными минералами являются халькопирит и пирит, для Ле-

нинской группы рудников, и сфалерит и галенит для Шаумянского рудника. Второстепенную роль играют: борнит, теннантит, энаргит; изредка встречается самородное золото.

Характерно полное отсутствие молибденита, так широко развитого в рудах западной части Зангезура. Колчеданные медные и полиметаллические руды тесно взаимосвязаны. Они образовались в два обособленных этапа единого рудного процесса и при этом полиметаллические руды формировались несколько позднее и приурочены к более поздним структурам и к периферии рудных полей медно-колчеданного типа. Основную ценность в рудах колчеданного семейства представляют медь, цинк, свинец, попутно извлекаются серебро и золото. Совершенно нет молибдена, рения, вольфрама.

11. Промышленные медно-молибденовые месторождения западной части области относятся к типу гидротермальных среднетемпературных, сформированных на умеренных глубинах. Рудоносные растворы возникли в глубинных частях тех магматических очагов, которые дали многофазные интрузии Мегри-Сисианского рудного района. Отделение и подъем этих растворов имели место в последние стадии жизни этих очагов вскоре после внедрения даек порфировых пород, обычно контролирующих оруденение.

Колчеданные медные и полиметаллические месторождения восточной части Зангезура относятся к типу средне-низкотемпературных месторождений малых глубин, тесно связаны с корневыми частями эффузивов среднеюрского возраста.

Эти два важнейших для Зангезура типа оруденения: медно-молибденовый и колчеданный хорошо обособляются и к северу от Зангезура в Центральной и Северной Армении, образуя медно-молибденовый—Мисхано-Зангезурский и меднорудный—Алавердско-Кафанский рудные пояса, выделенные в 1947 году И. Г. Магакьяном. Медно-молибденовый пояс к северу от Зангезура погружается под молодые вулканогенные образования, выступая отдельными окнами в Даралагезе (проявления Каялу, Газма, Гегарчин) и Памбаке (Мисхана-Анкаван).

Южное продолжение этого пояса прекрасно выражено в Иранском Карадаге (Гулан, Сюнгюн и др.).

Медно-рудный колчеданный пояс прослеживается по северному склону Малого Кавказа, проявляясь в Кедабекском и Алавердском районах и прослеживается далее в Артвинский округ Турции.

Медно-молибденовое и колчеданное оруденения представляют общемировые, широко развитые типы (Средиземноморский, Тихоокеанский, Урало-Казахстанский металлогенические пояса) и играют огромную роль в мировой выплавке меди (70%) и молибдена (более 90%). Это обстоятельство вызывает необходимость уделить особое внимание этим важнейшим типам, широко развитым в Армении.

12. Выявленные закономерности в распределении оруденения в пределах области и рудных полей отдельных месторождений позволяют наметить общее направление геолого-поисковых работ и разведку на уже известных месторождениях.

В пределах западной части области поиски необходимо направить, в первую очередь, в районы развития гранитоидных интрузий, с которыми генетически тесно связаны медно-молибденовое и полиметаллическое оруденения. На участках, удаленных от этих интрузий, как правило, промышленное оруденение отсутствует. Интересными в отношении оруденения являются экзо- и эндоконтактовые части интрузий (контакты различных фаз внедрения с вмещающими породами), а также контакты с останцами кровли.

Весьма важным поисковым признаком является наличие крупных дорудных разломов северо-западного простирания, к которым обычно приурочены наиболее интересные в промышленном отношении медно-молибденовые месторождения. Эти разломы сопровождаются обычно более или менее мощными зонами гидротермально измененных, с поверхности обесцвеченных и заохренных пород, резко выделяющихся среди окружающих их пород района. Эти измененные породы и являются рудовмещающими. При этом отмечено, что часто интенсивность оруденения находится в прямой зависимости от степени изменения пород.

При организации поисков вдоль отмеченных разломов необходимо учесть, что оруденение концентрируется обычно не в самих разломах (трещины разломов выполнены перетертыми, обесцвеченными, слабо минерализованными глинами мощностью до 10—15 и более метров), а в сопряженных с ними структурах широтного и близширотного: северо-западного и северо-восточного простираний. Очень важным поисковым признаком являются дайки жильных пород, внедрение которых вдоль указанных структур предшествовало оруденению. Почти на всех месторождениях отмечается более интенсивное изменение и минерализация пород вдоль этих даек (Каджаран, Дастакерт, Джиндара). Это обстоятельство не всегда учитывается при разведке отдельных месторождений (Дастакерт), что приводит иногда к излишней проходке разведочных выработок.

Наиболее интенсивное оруденение отмечается часто в наиболее раздробленных участках, приуроченных к пересечению структур различных направлений (Каджаран, Дастакерт).

В связи с контролирующей ролью тектонических структур, выполненных часто дайками жильных пород и мощными кварцевыми жилами, среди измененных пород выделяются линейно вытянутые зоны с повышенным содержанием металлов. Эти зоны должны быть объектом первоочередного изучения.

Отмеченные важнейшие факторы локализации оруденения — магматический и структурный — обусловили нахождение в пределах западной части Зангезурской области перспективных районов, заслуживающих постановки детальных геолого-поисковых работ. К числу этих районов относятся:

Северный склон Баргушатского хребта. Наибольший интерес представляет здесь рудоносная зона, контролируемая крупным Дастакерт-

Мурхузским разломом северо-западного простирания. В пределах зоны расположена Дастакертская группа медно-молибденовых месторождений и рудопоявления в верховьях ручья Чичаглы. Оруденение территориально и генетически тесно связано с интрузиями гранитоидов и приурочено, в основном, к структурам близширотного и северо-восточного простираний.

Поисковые и разведочные работы в пределах указываемого района должны быть направлены, в первую очередь, на участки, прилегающие к Дастакертскому месторождению, при этом должна быть учтена контролирующая роль северо-восточных структур в локализации оруденения. В соответствии с этим должно быть изменено и направление разведочных работ на самом Дастакертском месторождении, где разведочные работы проводятся без достаточного учета этого важнейшего структурного фактора локализации оруденения.

Заслуживает внимания зона измененных пород, расположенная к востоку от Дастакерта в долине р. Мроц (левый приток р. Шенатаг). Здесь в полосе гидротермально измененных пород северо-восточного простирания на ряде участков отмечены проявления медно-молибденового оруденения.

Перспективность этой зоны определяется тем, что она расположена на северо-восточном продолжении структур, вмещающих оруденение Дастакерта.

Бассейн р. Гехи. Расположен непосредственно к югу от предыдущего района, отделяясь от него Баргушатским хребтом, сложенным мощной вулканогенной толщей эоцена, не несущей в этой части оруденения. Здесь известен ряд месторождений и проявлений медно-молибденовых руд, расположенных в эндо- и экзоконтактных частях гранитоидных интрузий. Исследования, проведенные в этом районе, ограничились лишь проведением небольшого объема поисково-разведочных работ на Гехинском, Кейфашенском и Саридаринском месторождениях.

Необходимо охватить поисковыми работами всю площадь бассейна верхнего течения р. Гехи — площадь развития гранитоидных интрузий и территориально тяготеющих к ним зон измененных пород. Наибольший интерес представляет здесь участок верховьев р. Кярт (правый приток р. Гехи), куда продолжается Таштунский разлом, контролирующий оруденение Каджарана и других месторождений, а также зона разлома в районе с. Кирс, расположенная на юго-восточном продолжении Дастакерт-Мурхузского разлома.

Восточный склон Зангезурского хребта в полосе между Каджаранским и Агаракским месторождениями. По состоянию изученности к настоящему времени этот район является наиболее перспективным в отношении медно-молибденового оруденения. Здесь расположены крупнейшие медно-молибденовые месторождения области — Каджаранское, Агаракское, другие разведываемые в настоящее время месторождения и многочисленные рудопоявления. Оруденение контролируется крупными разломами северо-западного простирания (Таштунский, Агаракский разломы) и сопряженными с ними структурами северо-восточного и близ-

широтного простираний. Наряду с детальной разведкой отдельных месторождений (Каджаран, Джиндара, Агарак, Айгедзор) здесь необходимо провести предварительные разведочные работы на ряде известных участков (Ала-Гюней, Гюнеч, Пирзами и др.), с целью вскрытия в их пределах зоны первичного сульфидного оруденения. Проводившиеся до сего времени поисково-разведочные работы на указанных участках не вышли за пределы зоны окисленных, обычно убогих, руд. Вместе с тем нужно развернуть широкие поисковые работы по всей полосе от района Каджаранского месторождения на юг, вплоть до реки Аракс. При этом следует учесть, что, как и в районе Дастакертского месторождения, оруденение в полосе, примыкающей к северо-западным разломам, концентрируется, в основном, в структурах северо-восточного и близширотного простираний.

На разведываемых Каджаранском, Агаракском и Джиндаринском месторождениях является желательной проходка глубоких структурных скважин, с целью определения глубины распространения оруденения и установления изменения его характера с глубиной. Проходка таких скважин представляет определенный интерес в связи с намечающимся увеличением с глубиной содержания в рудах молибдена. На Каджаранском месторождении с глубиной увеличивается количество мощных кварцево-сульфидных жил, приобретающих самостоятельное значение.

Восточный склон Зангезурского хребта от Таштунского разлома до гребня хребта. Этот район сложен массивом порфировидных гранитов и гранодиоритов. В отношении оруденения его считали мало перспективным и уделяли ему незначительное внимание. Между тем, в пределах указанного массива имеются мощные и протяженные зоны измененных пород и многочисленные проявления медно-молибденового оруденения. Одна из таких зон гидротермально измененных минерализованных пород протягивается от Таштунского разлома (у с. Личк) в широтном направлении к западу, к верховьям реки Мегри. Эта зона включает Шорджури-дзорское и Мегри-гетское медно-молибденовые месторождения. Последнее, несомненно, перспективно и заслуживает детального изучения.

Другая мощная зона измененных пород с проявлениями медно-молибденового оруденения, в пределах этого же массива, расположена в бассейне р. Бугакяр.

Западный склон Зангезурского (Конгуро-Алаягезского) хребта. Расположен в пределах Нахичеванской АССР. На участках, примыкающих к интрузии порфировидных гранитов, в породах банатитовой и монцонитовой интрузий, а также в экзоконтактной полосе этих интрузий, развиты мощные зоны интенсивно гидротермально измененных минерализованных пород, занимающих иногда значительные площади (Парага, Мадани-дзор, Урумыс).

В указанных породах отмечены многочисленные проявления медно-молибденового оруденения. Последнее представлено, как и на восточном склоне хребта, кварцево-рудными жилами, прожилками и вкрапленностью сульфидов в измененных породах.

Основное внимание при поисках и разведке уделялось кварцево-сульфидным жилам и совершенно недостаточное—прожилково-вкрапленному оруденению. Этим может быть объясняется отсутствие выявленных к настоящему времени более или менее крупных медно-молибденовых месторождений на западном склоне хребта при сходном геологическом строении его с восточным склоном. При организации дальнейших поисковых работ в этом районе необходимо детально изучить зоны проявления прожилково-вкрапленного оруденения, учитывая, что этот тип оруденения является наиболее важным в промышленном отношении, определяющим высокую ценность медно-молибденовых месторождений Зангезурской области.

Полиметаллическое оруденение проявляется в тех же районах, что и медно-молибденовое, резко уступая ему в количественном отношении. При организации поисков полиметаллических (в частности свинцовых) руд, необходимо иметь в виду, что эти руды накладываются на медно-молибденовые по более поздним трещинам (Дастакерт, Каджаран) или же развиваются на периферии рудных полей медно-молибденовых месторождений (Аткиз, Пухрут-Пирмазра).

б) КАФАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

При определении направления поисковых и разведочных работ на медь и полиметаллы в восточной части Зангезурской области, мы исходили из выявившихся к настоящему времени особенностей локализации здесь оруденения.

В связи с стратиграфической приуроченностью промышленного оруденения к вулканогенно-осадочным образованиям нижней и средней юры, поисковые работы, естественно, необходимо направить в районы развития пород этого возраста. Последние обнажаются отдельными участками к северу и северо-западу от Кафана в долине р. Эджанап (Халадж) в присводовой части Кафанской антиклинали. Как и в пределах Кафанского рудного поля, они обычно гидротермально изменены и несут на отдельных участках медное оруденение (Арчадзор, Хлатаг, Норашеник). Последние очень слабо затронуты разведочными работами.

В пределах рудного поля собственно Кафанского месторождения геолого-разведочные работы должны быть направлены на разведку новых участков, расположенных между действующими, а также старыми рудниками и на вскрытие более глубоких горизонтов последних.

Наряду с детально разведанными и в значительной мере уже отработанными участками месторождения, имеется ряд перспективных участков, весьма слабо затронутых разведочными выработками. На них развиты те же интенсивно гидротермально измененные породы, а также структуры, которые контролируют оруденение месторождения (Мец-Магаринский, Башкендский, Кавартдашский, Восточно-Саяддашский и др. разломы).

Подробный перечень перспективных участков в рудном поле Кафанского месторождения, заслуживающих постановки поисково-разведоч-

ных работ, приведен в работах В. Н. Котляра (171) и Ю. А. Арапова (132), однако на них до сего времени не обращено еще должного внимания.

Разведка их может быть осуществлена как с поверхности, так и с разрабатываемых горизонтов месторождения.

Одним из первоочередных объектов разведки является Куртамякский участок месторождения, в пределах которого в результате проведенной геологической съемки выявлено до 25 рудных жил.

Представляют интерес участки некоторых старых разработок, где, по архивным данным, были вскрыты богатые жилы, не полностью отработанные по тем или иным причинам (Мец-Магара, район рудников № 3, № 4 и Саралых на флангах и нижних горизонтах и др.).

Перспективны глубокие горизонты месторождения как в пределах ныне действующих рудников, так и старых разработок, в связи с распространением оруденения ниже горизонта Капитальной штольни и появлением с глубиной новых «слепых» рудных жил.

Установленная уже к настоящему времени глубина распространения оруденения достигает 350—400 м;

При разведке месторождения особое внимание должно быть обращено на зоны прожилково-вкрапленного оруденения, обнаружение которых за последнее время значительно повысило промышленную ценность месторождения.

На площади развития полиметаллического оруденения (Шаумянский рудник, Чинар-дара, Халадж и др.) наряду с проводимыми разведочными работами должна быть проведена детальная геологическая съемка с охватом всех рудопроявлений. В зависимости от результатов ее, а также намечаемых геофизических исследований, определится объем и направление дальнейших разведочных работ.

Разведка новых участков, а также глубоких горизонтов позволит значительно увеличить числящиеся к настоящему времени промышленные и перспективные запасы по месторождению.

Зангезурская рудоносная область таит в своих недрах еще значительные богатства. Систематически организованные поисковые и разведочные работы в пределах выделенных районов и участков приведут, безусловно, к открытию новых месторождений цветных и редких металлов и значительному расширению промышленных запасов на уже известных месторождениях.

ЛИТЕРАТУРА

Ниже приводится в алфавитном порядке список главнейшей геологической и физико-географической литературы по Зангезурской области и сопредельным районам Азербайджанской ССР и Ирана.

Большая часть литературы довоенного периода к настоящему времени совершенно устарела. До некоторой степени сохранили свое значение лишь труды Г. Абиха, А. Эрна и Л. К. Конюшевского.

Результаты новейших исследований, в значительной мере осветившие геологическое строение области и ее полезные ископаемые, в большинстве изложены в отчетах, хранящихся в геологических фондах.

Приводимый список известной нам литературы на иностранных языках включает работы, имеющие общий характер и в большинстве устаревшие. Представляет интерес лишь сводная работа Г. Рибена [117], в которой систематизирован обширный стратиграфический материал по территории северо-западного Ирана, и работа Ж. Лядама [110] о минеральных ресурсах Ирана.

1. Абих Г.— Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом (перевод Маркова). Записки Кавказского отд. русского географического об-ва, т. VIII, стр. 1—69, 1893.
2. Абих Г.— Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Записки Кавказск. отделения русского географического об-ва, кн. XXIII, 1902. Перевод Б. З. Коленко.
3. Абих Г.— Геология Армянского нагорья. Западная часть. Зап. Кав. отд. РГО кн. XXI, 1899.
4. Абих Г.— Выписка из донесения в Штаб корпуса горных инженеров. Горный журнал 1850 г.
5. Агапкин Н. Г.— Новый тип оруденения в Зангезуре. Разведка недр 1939 г., № 8.
6. Азизбеков Ш. А. и Абдулаев Р. Н.— Геологическая карта Ордубадского района Нахичеванской АССР, масштаб 1:50 000, Баку, Аз. АН, 1946.
7. Азизбеков Ш. А. и Абдулаев Р. Н.— Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Известия АН СССР (серия геологическая), 1947 г., № 6.
8. Азизбеков Ш. А. и Абдулаев Р. Н.— Верхнемеловые отложения Ордубадского района. Известия АН Азербайджанской ССР, 1947, № 6.
9. Азизбеков Ш. А.— Эоценовые отложения юго-западной части Конгуро-Алангезского хребта. Известия АН Азербайджанской ССР, 1947, № 11.
10. Азизбеков Ш. А. и Пашалы Н. В.— Контактный ореол юго-западной части Конгуро-Алангезской интрузии. Доклады АН Азербайджанской ССР, 1950, № 9.
11. Азизбеков Ш. А. и Абдулаев Р. Н.— Геолого-петрографический очерк юго-западной части Конгуро-Алангезской интрузии и вмещающих ее пород. Труды Института Геологии Азербайджанской ССР, т. XIV, 1951.
12. Арапов Ю. А. и Зорабян В. С.— О нефелиновых и щелочных сиенитах восточной части Мегринского района. Изв. Арм. Фил. АН СССР, № 8, 1942.

13. Арапов Ю. А.— К петрографии сиепито-диоритов в районе г. Каладаш. Изв. АН АрмССР, № 5—6, 1944.
14. Арапов Ю. А.— Особенности генезиса и минералогии скарнов некоторых районов Армянской ССР. Известия АН Армянской ССР, № 2, 1946 г.
- ✓ 15. Аракелян Р. А.— Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной Армении и прилегающих частей Нахичеванской АССР. Изд. АН АрмССР, 1952 г.
16. Багратуни Е. Г., Грушевой В. Г. и Русаков М. П.— Агарак. Издание Закгеолтреста, 1932.
17. Габриелян А. А.— К истории тектонического развития Армении в третичное время. Доклады АН СССР, № 2, 1946.
18. Габриелян А. А.— К стратиграфии третичных отложений Армении. Доклады АН СССР, 1941, т. XXXII, № 6.
19. Габриелян А. А.— К вопросу о возрасте угленосных отложений Мегринского района АрмССР. Доклады АН АрмССР, 1944, № 1—2.
20. Гинсберг А. С.— Петрография республики Армении. Издание Петрогр. института АН СССР, 1934.
21. Горшков Г. П.— Зангезурская сейсмическая экспедиция Научно-популярный очерк. Эксп. Всесоюз. Ак. наук, 1931. Труды Сов. по изуч. произв. сил. 1932, стр. 306—310.
22. Горшков Г. П.— Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. Труды Сейсмич. института, № 31, стр. 1—25, 1933.
23. Гриневецкий Б.— Предварительный отчет о путешествии по Армении и Карабаху в 1913 г. Изв. Географ. об-ва, 1914., т. XI, стр. 355—398.
24. Гомелаури Н. Г. и Вартанянц К. Т.— Изучение обогатимости Пирдоуданской молибденовой руды методом флотации. Труды Груз. отд. ВИМС, 1938.
25. Громов В. И.— Главнейшие итоги изучения в СССР четвертичного периода за 25 лет. Изв. АН СССР (серия геологическая), 1943, № 3.
26. Грушевой В. Г.— Медные месторождения в верховьях рек Охчи-чай и Мегри-чай и Зангезура (Армении). Вестн. Геол. ком. 1925, № 5.
27. Грушевой В. Г. и Русаков М. П.— Зангезур, его геолого-промышленное лицо и перспективы. Разведка недр, № 19 и 20, 1934.
28. Грушевой В. Г.— Интрузивные породы юго-восточной части АрмССР и восточной части Нахичеванской АССР. Сборник «Интрузивы Закавказья». Тифлис, вып. II, 1941.
29. Грушевой В. Г.— Медные месторождения Закавказья. Тр. 4-ой Всесоюзной конференции по цветным металлам, вып. 2, 1932.
30. Грушевой В. Г. — Краткий очерк металлогении Закавказья. Проблемы сов. геологии, № 10, 1935.
31. Грушевой В. Г. при участии Кржечковского А. В. и Котляра В. Н.— Месторождения свинцовых руд в бассейне р. Восточный Арпа-чай ССР Армении. Изв. Геол. ком. 1925, т. X, IV, № 1.
32. Грушевой В. Г., Котляр В. Н. и др.— О геологическом изучении Зангезурского рудоносного района. Разведка недр, 1935, № 5.
33. Грушевой В. Г.— Геолого-экономический очерк медных месторождений Закавказья. Сборник «Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР» Изд. ГГРУ, 1931.
34. Дайхес И.— Зангезурская медная проблема. Минеральное сырье и цветные металлы, № 11—12, 1929.
35. Додин А. Л.— Кигинское молибденовое месторождение. Разведка недр, 1937, № 11.
36. Додин А. Л.— Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района (Армения). Труды ВСЕГЕИ, вып. 133, 1940.
37. Додин А. Л.— Интрузивные породы бассейна р. Киги-чай. Интрузивы Закавказья. Труды Груз. ГРУ, вып. II, 1941.
38. Замятин П. М. и Чирков И. Н.— Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение в ССР Армении. Цвет. мет. 1937, № 1.

39. Иессен А. А.— К вопросу о древнейшей металлургии меди на Кавказе. Изв. Гос. Ак. истории матер. культ., вып. 120, 1935.
40. Иванов Д.— Геологический очерк Карадага. Сборник «Карадагские рудные месторождения», 1902.
- ✓ 41. Карапетян О. Т.— Краткий очерк развития горного дела на Кавказе. Кавказск. вестник, № 11, 1901.
- ✓ 42. Карапетян О. Т.— Геологический очерк ССР Армении. Матер. по районированию, вып. 1, 1928, Ереван.
43. Конюшевский Л. К.— Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветпольской губ. Матер. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 10, 1911.
44. Коншин А.— Отчет об исследованиях медных месторождений Зангезурского района. Материалы по геологии Кавказа, сер. 2, кн. 4, 1889.
45. Котляр В. Н.— Структура Зангезурского рудного поля. Известия АН СССР, отд. матер. и ест. наук. 1938, № 2.
46. Котляр В. Н. и Додин А. Л.— Зангезурское медное месторождение, его структура, оруденение и генезис. Цветные металлы, № 7, 1937.
47. Котляр В. Н.— Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. Тр. ГГРУ, вып. 81, 1931.
48. Котляр В. Н.— Гюмушханское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Тр. ГГРУ, вып. 81, 1931.
49. Котляр В. Н.— О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. ВМО 4.69 № 2—3, 1940.
50. Котляр В. Н.— Интрузивы Даралагеза и Сисиана. Сов. геология, № 7, 1940.
51. Котляр В. Н.— Интрузивные породы центральной части Армянской ССР. Интрузивы Закавказья. Труды Груз. ГГУ, вып. 11, 1941.
52. Котляр В. Н.— Структура и генезис Мисханского молибденово-медного месторождения в Армении. Изв. АН АрмССР, № 2, 1946.
53. Котляр В. Н.— Новые данные в изучении глубинного вулканизма Малого Кавказа. Доклады АН СССР, т. XXVIII 1940, № 9.
54. Котляр В. Н.— Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. Ак. наук СССР (сер. геол.), 1945, № 2.
55. Кржечковский А. В.— Газминское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Труды ГГРУ, вып. 81, 1931.
56. Кочарян А. Е.— О структуре Комсомольского рудника Кафанского месторождения. Изв. АН АрмССР, № 2, 1949.
57. Курмаков И. П.— Горные богатства Кара-дага. Сборник «Карадагские рудные месторождения», 1902.
58. Леонтьев Л. Н.— Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюллетень Московск. об-ва исп. природы отд. геол., т. XXIV, (4), 1949 г.
59. Лодочников В. Н.— Микроскопические исследования пород из района между Дари-дагом и западной частью Зап. Карабахского хребта. Мат. по общей и прикл. геологии, вып. 24, 1925.
60. Магакьян И. Г.— Металлогения северной части Малого Кавказа. Докл. АН АрмССР, 1944, № 2.
61. Магакьян И. Г.— Редкие и благородные металлы Армянской ССР. Докл. АН Армянской ССР, 1945, № 1.
62. Магакьян И. Г. и Ароян-Иацвили В. X.— Новые данные по геологии и рудности Баргушатского хребта. Изв. АН АрмССР, 1946, № 10.
63. Магакьян И. Г.— Алавердский тип оруденения. Издание АН АрмССР, 1947.
64. Магакьян И. Г.— Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. ВМО, ч. 79, вып. 3, 1950.
65. Магакьян И. Г.— О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. ВМО, ч. 81, вып. 3, 1952.

66. Мкртчян С. С.— Новые данные о геологическом строении Южной части АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1948.
67. Мкртчян С. С.— Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Изв. АН АрмССР, 1943.
68. Мкртчян С. С.— Новые данные по стратиграфии Южного Зангезура. Изв. АН АрмССР, 1944, № 4.
69. Мовсесян С. А.— Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Изд. Арм. фил. АН СССР, 1941.
70. Мовсесян С. А. и Степанян О. С.— Медные месторождения Армении. Минеральные ресурсы АрмССР. т. I. Ереван, 1945.
71. Мовсесян С. А.— Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изв. Арм. фил. АН СССР, 1941, № 2.
72. Меллер В.— Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края. 1917, вып. I. Изд. Кавк. горн. упр., Тифлис.
73. Освальд Ф.— К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавказ. отд. русск. геогр. об-ва. т. XXIX, вып. 2, 1916.
74. Паффенгольц К. Н.— Бассейн р. Восточный Арпа-чай. Геологический очерк. Тр. ВГРО, вып. 328, 1934.
75. Паффенгольц К. Н.— Геологический очерк Нах. АССР. Труды Аз. ФАН, вып. XXVIII, 1940.
76. Паффенгольц К. Н.— Интрузивные породы бассейнов озера Севан и р. Веди-чай, Даралагеза и Нах. края. Труды Груз. ГГУ, вып. II, Тбилиси, 1941.
77. Паффенгольц К. Н.— О землетрясении 27 апреля 1931 г. в Ордубадском и Герюсинском районах Закавказья ССР Армении и АзССР). Изв. Геол. разв.
78. Паффенгольц К. Н.— Сейсмоструктура Армении. Труды АН АрмССР, 1946.
79. Паффенгольц К. Н.— Геология Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Госгеолиздат, 1948.
80. Пиотровский Б. Б.— Археологические изучения древнейшего Закавказья. Вестн. древней истории, 1947. № 3, стр. 167—187.
81. Пиотровский Б. Б.— Новая страница древнейшей истории Кавказа. Изд. Арм. ФАНА, 1943.
82. Ренгартен В. П.— Общий очерк тектоники Кавказа Тр. XVII Геол. Международного Конгресса, т. II, 1937.
83. Ренгартен В. П.— Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды III Всес. съезда геологов 1928, вып. II, 1930.
84. Ренгартен В. П.— Тектоника Армянской зоны. Геология СССР, т. X 4. 1, Москва, 1941.
85. Саркисян С. Г.— К геологии и петрографии Ордубадского района Нахичеванской АССР. Тр. Азерб. ФАН-а, т. XXVI, Баку, 1936.
86. Соловкин А. Н.— Интрузии и интрузивные циклы АзССР. Изд-во АН АзССР, Баку, 1939.
87. Соловкин А. Н.— Геологический очерк южной части бассейна р. Базар-чай. Труды Аз. ФАН, т. XVI, 1939.
88. Соловкин А. Н.— Об аналоге продуктивной толщи Апшеронского полуострова в бассейне р. Базар-чай. Докл. АН АзССР. 1945, т. I, № 1.
89. Соловкин А. Н. и Гаврилов М. Д.— Геологический очерк южной части бассейна рек Баргушет-чай и Охчи-чай (Чаундур) Азерб. ССР. Комитет по делам геологии при СНК СССР. Труды Аз. геол. упр., т. I. Баку 1940.
90. Соловкин А. Н.— Новые данные о рудоносности интрузий Малого Кавказа. ДАН, 1945, № 8.
91. Стоянов А. А.— Краткий годовой отчет об исследовании полезных ископаемых Нахичеванского и Шаруро-Даралагезского уездов Эриванской губ., т. XXXVI, № 1.
92. Ситковский И. Н.— Интрузивные породы северо-восточной части Азербайджанской ССР. Интрузивы Закавказья. Труды геол. управления, вып. 2, 1941.

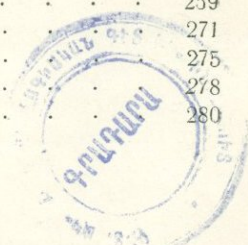
93. Саппер К.— Исследование земной коры. Изд. «Вселенное и человечество».
94. Твалчрелидзе Г. А.— Парагачайское месторождение молибдена. Сов. геология. сб. 29, 1948.
95. Успенский Н.— Геологическое описание имения «Норашеник» Кафанского горно-промышленного товарищества. Новочеркасск. 1912.
96. Фигуровский И. В.— Краткий климатический очерк Кура-Араксинского бассейна. Материалы к общей схеме исп. водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. I, Тифлис, 1930.
97. Флоренский А. А. и Устиев — Петрография и полезные ископаемые Центральной части Нахичеванской АССР. Изд. АН СССР, 1935.
98. Хитаров Н. И. и Иванов — О взаимосвязи молибдена с кремневой кислотой. Докл. АН. Нов. серия, т. 27, 1940.
99. Цулукидзе, Халатов, Архипов — Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губ и части Зангезур. уезда Елизаветпольской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. 1, кн. 2, 1869.
100. Шутлив Ф. А.— Зангезурское медно-полиметаллическое месторождение в Армении. Труды МГРИ, т. 20, 1940.
101. Шостак — Современное состояние медных рудников и заводов в Зангезурском уезде. Тифлис, 1904 г.
102. Эри А.— Геологическое исследование Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елизаветпольской губ. Матер. для геол. Кавказа, серия III, кн. 9, 1910.
103. Фендиев Г. X.— Бурнонит из Ордубадского района. Доклады А. Н. Азербайджанской ССР, 1947, т. III, № 2.
104. Abich H.—Vergleichenge geologische Grundzüge der kaukasischen, armenischen und nordpersischen Gebirge. Prodrömus einer Geologie der kaukasischen Länder. Mém. Ac. Sc. imp., sér. 6, Sc. math. et phys., VII (IX), p. p. 301—534. St. Petersburg 1859.
105. Abich H.—Geologische Beobachtungen auf Reisen in den Gebirgsländern zwischen Kur und Araxes. Tiflis, 1867.
106. Abich H.—Geologische Vorschungen in den kaukasischen Ländern. I—III. Wien, 1878—1887.
107. Bonnet P.—Structure des chaines entre le lac Goektschai et l'Araxe. Compte Rendu d. Sc., etc., 1913. t. 156. pp. 1497—1499.
108. Bonnet P. et Gambarian P.—Notes pétrographiques sur le Karabagh (Transcaucasie orientale). Bull. de la Soc. Géol. de France, 1926. sér. 4, t. XXVI, pp. 247—262.
109. Derwies V. M.—Recherches sur les roches éruptives des environs de Nachitchevan. Genève. 1910.
110. Ladame G.—Les ressources métallifères de l'Iran. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 1945, Bd. 25, Hf. 1.
111. Morgan J.—Rapport sur le mines de cuivre, de plomb et d'argent d'Achtala (Caucase), 1886, Paris.
112. Oswald F.—A Treatise on the Geology of Armenia. I—II, Jena, 1906.
113. Oswald F.—A Geological Map of Armenia. London, 1907.
114. Oswald F.—Armenien. Handbuch d. regionalen Geologie, V. Bd. 3, Abt., 10. Heft. Heidelberg., 1912.
115. Oswald F.—Zur tektonischen Entwicklungsgeschichte des Armenischen Hochlandes. Peterm. Geogr. Mitt., 1910, 56. Jg., № 1—3.
116. Rieben H.—Contribution à la géologie de l'Azerbaidjan Persan. Bull. de la Soc. Neuch. de Sc. Nat., t. 59, Neuchatel, 1934, pp. 19—144.
117. Rieben H.—Notes sur la géologie du Nord de l'Iran, Sangbe lima, Caméröun, 1942.
118. Stahl A. F.—Geologische Beobachtungen im nordwestlichen Persien. Peterm. Geogr. Mitteil., 1909. Heft I.
119. Stahl A. F.—Die orographischen und geologischen Verhältnisse des Karadag in Persien. Peterm. Geogr. Mitt. 1904, Heft V. (По данным инженеров Карножицкого, Иванова и Курмакова. Карта 1:400.000).

120. **Stahl A. F.**—Zur Geologie von Persien. Peterm. Geogr. Mitt., Erg. Heft 122. 1897.
121. **Thost C. R.**—Mikroskopische Studien an Gesteinen des Karabagh-Gau. (Armenisches Hochland). Abh. Senck. enberg. Naturf. Ges., Bd. 18, H. 2, Frankfurt a/M., 1894.
122. **Valentin J.**—Bericht über meine Reise nach Tiflis und die Teilnahme an der Rad-
deschen Expedition in den Karabagh-Cau, Sommer 1890. Bericht über die Sen-
ckenberg. Naturf. Ges. in Frankfurt a/M. 1891.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	стр.
Предисловие	5
<i>I. Общие данные</i>	7
1. Физико-географический и экономический очерк	7
2. История геологического исследования области и развития горного дела	13
<i>II. Геологическое строение области</i>	21
<i>A. Мегри-Сисианский рудный район</i>	23
1. Границы района	23
2. Основные черты геоморфологии	24
3. Породы района и их стратиграфия	25
а) Вулканогенно-осадочные породы	25
Докембрий и нижний палеозой (A + Pz ₁)	25
Верхний девон	29
Верхний мел	33
Нижний эоцен	34
Средний эоцен	39
Олигоцен	42
Миоцен (?)--Плиоцен	46
Постплиоцен	51
б) Интрузивные породы	54
Нижнепалеозойские интрузии	55
Верхнеэоценовые интрузии	56
Ордубадо-Мегринский (Конгуро-Алангезский) интрузивный массив Монцониты, гранодиориты, сениито-диориты, диориты, габбро, щелочные сиениты и другие	61
Граниты, граносиениты, гранодиориты, банатиты	77
Порфиroidные граниты и гранодиориты	81
Жильные породы Ордубадо-Мегринского массива	84
Интрузии бассейна р. Гехи и северного склона Баргушатского хребта	91
Верхнеплиоценовые интрузии	94
О химизме интрузивных пород Мегри-Сисианского района	97
в) Контактново-метаморфизованные породы	100
Скарны	101
Роговики	104
4. Тектоника	105
<i>B. Кафанский рудный район</i>	113
1. Границы района	113
2. Основные черты геоморфологии	113
3. Породы района и их стратиграфия	116
б) Вулканогенно-осадочные породы	116
Юра	116
Мел	122

Эоцен	131
Плиоцен	132
Постплиоцен	134
б) Интрузивные породы	136
Среднеюрские интрузии	137
Нижнемеловые (дотуронские) ? интрузии	139
в) Метаморфизованные породы	144
4. Тектоника	145
III. История геологического развития области	147
IV. Рудоносность области	160
A. Месторождения Мегри-Сисианского рудного района	160
1. Месторождения северного склона Баргушатского хребта	161
Дастакертское месторождение	162
2. Месторождения бассейна р. Гехи	171
а) Гехинское месторождение	171
б) Пейган-Кейфашенское месторождение	172
3. Месторождения в бассейне верхнего течения р. Вохчи	175
а) Каджаранское (Пирдоуданское) месторождение	175
б) Аткизское месторождение	183
в) Пухрутское месторождение	183
г) Капуджихское месторождение	184
4. Месторождения в бассейне р. Мегри	185
а) Агаракское месторождение	185
б) Джиндаринское месторождение	191
в) Ала-Гюнейское месторождение	193
г) Мюльское месторождение	194
д) Личское и Мегри-гетское месторождения	194
е) Тейское месторождение	196
ж) Бугакаярская группа месторождений	197
з) Айгедзорское месторождение	198
и) Пирзаминское месторождение	200
к) Калерское месторождение	201
л) Ньюадинское месторождение	202
м) Калакарское месторождение железных руд	203
5. Месторождения западного склона Зангезурского хребта	203
6. Минералогическая характеристика руд месторождений Мегри-Сисианского района	206
B. Месторождения Кафанского рудного района	238
1. Кафанская группа месторождений	239
2. Минералогическая характеристика руд месторождений Кафанского района	245
V. Тектоно-магматические комплексы и взаимосвязь структуры, магматизма и оруденения	259
VI. Главнейшие выводы и направление дальнейших работ	271
а) Мегри-Сисианский рудный район	275
б) Кафанский рудный район	278
Литература	280



СЕРГЕЙ СЕДРАКОВИЧ МКРТЧЯН
Зангезурская рудоносная область
Армянской ССР

Ответ. редактор И. Г. МАГАКБЯН

Художественное оформление
Г. А. ХУДИКЯНА

Техн. редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН
Корректор М. Т. ДАЛЬВАДЯНЦ

ВФ 04531. Заказ 483. Изд. 1505. РИСО 456
Тираж 1000. Слано в набор 9/ХІІ—1957 г.
Подписано к печати 8/V—1958 г. Бумага
70×108¹/₁₆. 18 печ. л. + 12 вклад. Уч.-изд. 23,45 л.
Цена с переплетом 13 р. 75 к.

Типография Издательства Академии наук
Армянской ССР. Ереван, ул. Абовяна, 124

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
16	7 снизу	основной	основой
71	9 снизу	1937	1939
77	22 сверху	кварц-аллотриморфный	кварц-аллотриоморфный
113,122	13 сверху	Гирратахский	Гирратахский
113	8 снизу	бедландов	бедлендов
129	18 снизу	Rhynchonchonella	Rhynchonella
133	Рис. 21	Рис. 2 б	Рис. 21 б
142	1 сверху	SiO	SiO ₂
180	21 снизу	12 до 7 м	1,2 до 7 м
181	25 сверху	смещающими	смещающими
208	Рис. 27	× 4	× 40
213	Рис. 36,37	× 4	× 40
233	Рис. 68	заменяется	замещается
252	Рис. 81	штриховая	штриховка
258	2 сверху	происходит	происходить
260	4 снизу	этими	этим
282	23 сверху	ВМО 4. 99	ВМО ч. 69
283	20 снизу	т. X. 4. 1, Москва, 1941	т. X, Москва, 1941

12047