

С.С. МКРТЧЯН
К.Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ
Э.А. ХАЧАТУРЯН

АЛАВЕРДСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

ЕРВАН 1967



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ս. Ս. ՄԿՐՏՁՅԱՆ,
Կ. Ն. ՊԱՖԵՆՀՈՒՅ, Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԸ

(ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ)

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

С. С. МКРТЧЯН,
К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ, Э. А. ХАЧАТУРЯН

АЛАВЕРДСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

(ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1968

В работе освещается геологическое строение Алавердского рудного района—одного из наиболее интересных в отношении рудоносности районов Малого Кавказа.

Описываются находящиеся здесь месторождения медных и полиметаллических руд, условия их формирования и основные закономерности пространственного размещения. Дается общая оценка перспектив рудоносности района и отдельных месторождений. Определяется направление поисковых и разведочных работ.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Алавердский рудный район, в пределах которого проводились исследования, является одним из старейших горно-рудных районов Кавказа. Известные здесь месторождения Алавердское, Шамлугское, Ахтальское разрабатывались еще в глубокой древности. Особенно интенсивная разработка этих месторождений началась со второй половины прошлого века. Построенный на базе этих месторождений Алавердский медеплавильный завод являлся основным поставщиком меди на Кавказе.

К началу сороковых годов разведанные запасы меди на указанных месторождениях в значительной мере были разработаны, в связи с чем возник вопрос о прекращении дальнейших работ на них. Алавердское месторождение до сего времени находится в консервации. На Шамлуге благодаря детальным геологоразведочным работам на флангах и глубоких горизонтах месторождения были выявлены новые значительные запасы медных руд, позволившие расширить их добычу для нужд Алавердского медеплавильного завода. Были выявлены новые рудные тела полиметаллических руд и на Ахтальском месторождении. Однако выявленные запасы не могут считаться достаточными для реконструированного и расширенного по объему производства Алавердского меднохимического комбината. В связи с этим с настоятельностью возник вопрос об изучении рудных полей указанных месторождений, а также выявлении новых промышленных объектов среди многочисленных рудных проявлений в северной части Армянской ССР.

За последние годы Институтом геологических наук Академии наук Армянской ССР в Алавердском рудном районе были проведены комплексные геологические исследования, задачей которых являлось выяснение условий образования находящихся здесь месторождений медного и полиметаллического оруденения, выявление закономерностей в пространственном их размещении, перспективная оценка месторождений, определение направления дальнейших геологоразведочных работ.

С указанной целью была проведена детальная геологическая съемка на площади, охватывающей главнейшие месторождения района, изучен существующий материал по разведке и эксплуатации этих месторождений, осмотрены старые доступные выработки и сохранившиеся керны буровых скважин. Одновременно были продолжены работы

по изучению вещественного состава руд, выявлению в их составе всех ценных компонентов и разработке рациональной схемы их комплексного извлечения при переработке руд.

В результате проведенных исследований были получены новые данные о геологическом строении района, об условиях формирования месторождений и распределения в их пределах оруденения, в значительной мере изменившие либо уточнившие существующие представления. В данной работе освещаются выявившиеся к настоящему времени основные закономерности в пространственном распределении оруденения как на отдельных месторождениях, так и в пределах всей рудоносной области, приводятся соображения о перспективах месторождений и дальнейшем направлении на них геологоразведочных работ.

Эту работу следует рассматривать как определенный этап в решении сложной проблемы по оценке перспектив глубоких горизонтов и флангов месторождений. Работы следует продолжить с широким применением геофизических и геохимических методов исследований в комплексе с геологоразведочными работами на выявленных перспективных участках.

В проведенных полевых исследованиях большое содействие оказали геологи геологических экспедиций и партий Управления геологии СМ Армянской ССР, а также Ахтальского и Шамлугского рудников.

1. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРО-ВОСТОКА АРМЯНСКОЙ ССР *

Описываемая территория входит в северо-западную часть Малого Кавказа, представленную системой северных и северо-восточных окраинных складчато-глыбовых хребтов Армянского нагорья.

В орографическом отношении их можно разделить на полосу внешних хребтов (с абсолютными отметками до 2200—2500 м) и полосу внутренних хребтов с высотами 3000—3100 м. Внутренние хребты имеют в общем близширотное направление, а внешние характеризуются отсутствием линейной вытянутости. Основными речными артериями являются системы правых притоков р. Куры—Дебед, Агстев, Храми и др., долины которых, естественно, находятся в разном соотношении со структурой; наблюдаются синклинальные, антиклинальные и моноклинальные долины, а также долины прорыва и antecedentные (долина р. Памбак между сс. Мегрут и Ваагни).

В геоморфологическом отношении область характеризуется складчато-глыбовым среднегорным рельефом, напоминая в некоторых своих чертах «среднегорье» Центральной Европы.

Морфологически структура рельефа области довольно сложна; она включает в себя отрезки двух тектонических зон Малого Кавказа: Сомхето-Карабахской и Армянской, границы которых почти совпадают с орографическими зонами внешних и внутренних хребтов.

Сомхето-Карабахская тектоническая зона, сложенная преимущественно мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, характеризуется пологой складчатостью общекавказского и антикавказского простирания. Эта структура осложнена более поздними брахиформенными поднятиями и опусканиями антикавказского направления при общем погружении в сторону Куринской депрессии.

Часть Армянской тектонической зоны, входящая в описываемую область, представляет собой Севано-Ширакскую синклинальную подзону и совпадает в границах своего развития с внутренними хребтами М. Кавказа, характеризующимися интенсивной складчатостью общекавказского направления. Между линейно вытянутыми хребтами расположен ряд межгорных котловин.

По периферии данной территории располагаются небольшие участки вулканического рельефа (восточные склоны Джавахетского хребта (Мокрых гор) и северное плато массива горы Арагац).

В пределах зоны вырабатывался своеобразный орнамент—деструктивная форма рельефа, придавая ему эрозионно-денудационный облик. Комплекс форм рельефа проявляется здесь отчетливо выраженной

* По материалам Л. Н. Зограбяна

вертикальной зональностью. Высокогорная зона (выше 2800—3000 м) характеризуется морозным выветриванием и образованием чингилов, а также слабым выражением эрозионного расчленения. Характерные для высокогорной зоны следы древнего оледенения, встречающиеся в других горных массивах Армянской ССР, здесь отсутствуют.

Среднегорный пояс (между абсолютными высотами 1200—1300 и 2800—3000 м) отличается глубоко расчлененным рельефом. Низкогорный пояс (ниже 1200—1300 м абс. высоты) окаймляет внешние хребты Малого Кавказа с северо-востока и представляет их предгорья. Этот пояс характеризуется останцево-денудационными формами рельефа при небольшой (10—20°) крутизне склонов, расчлененных довольно широкими водосборными воронками и горными логами.

Таким образом, в пределах северо-восточной части Армении можно выделить два геоморфологических района (или пояса), которые отличаются как морфологической структурой и возрастом рельефа, так и комплексом скульптурных форм. Первый—это район мезозойского полого-складчатого и моноклиально-складчатого горно-долинного рельефа, второй—район интенсивно-складчатого палеогенового горно-котловинного рельефа.

А. РАЙОН МЕЗОЗОЙСКОГО ПОЛОГО-СКЛАДЧАТОГО И МОНОКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТОГО ГОРНО-ДОЛИННОГО РЕЛЬЕФА

Этот район соответствует западной части Сомхето-Карабахской зоны мезозойского вулканического и осадочного комплекса, образующего Сомхетские горы и хребет Гугарац со своими отрогами, доходящими до Иджеванского близмеридионального прогиба. Этот район представляет одно целое, один косвенно-приподнятый блок со сложной внутренней структурой; местами наблюдается обращенный рельеф. Общее падение блока на северо-восток, в сторону Куринской депрессии, выражено как в структуре, так и в рельефе. К юго-востоку от Сомхето-Гугарацкого моноклиального блока расположен другой, Мургузский моноклиальный блок, образующий Мургузский хребет и северо-восточные склоны Севанского хребта. Этот блок, с общим падением структуры и понижением рельефа на северо-восток, входит в описываемую область лишь своим северо-западным концом.

Иджеванский прогиб представляет узкий грабен, сложенный верхнемеловыми терригенно-карбонатными отложениями.

На основании вышеизложенного в пределах рассматриваемого участка Сомхето-Карабахской мезозойской зоны можно выделить следующие генетические типы рельефа: 1—полого-складчатые горы, сложенные вулканогенно-обломочными породами; 2—моноклиально-складчатые горы, сложенные вулканогенно-обломочными и терригенно-карбонатными образованиями; 3—обращенный рельеф с вулканогенно-обломочными породами и 4—глыбовый горный рельеф с интрузивными породами.

Наиболее интересным является обращенный тип рельефа, характерный для северо-западной части района, занимающего основную часть Сомхетских гор. В строении данного генетического типа рельефа важную роль играют кулисообразно расположенные куполовидные структуры, разделенные прогибами. Наиболее крупными поднятиями являются Храмский и Локский массивы, а также Алавердская антиклиналь, сложенная юрскими вулканогенными образованиями.

В рельефе наблюдается обратное соотношение морфоструктуры с морфоскульптурой: антиклинали представляют пониженные участки, а

синклинали характеризуются высоким рельефом. Наиболее приподнятым является участок Лалварской синклинали с абсолютной отметкой на вершине г. Лалвар 2545 м.

На Лалварском массиве, расчлененном лучеобразно расходящимися ущельями, на абсолютных высотах 2500, 1800 и 1400 м развиты поверхности выравнивания, которые представлены небольшими фрагментами.

Глыбовый тип рельефа встречается в виде небольших островков, на участках, где обнажаются массивы интрузивных пород. Он выделен как самостоятельный генетический тип, поскольку его структура резко отличается от других структур, а также потому, что интрузивные породы обычно образуют своеобразную скульптуру.

К указанному типу рельефа относятся три участка, сложенные интрузивными комплексами: Локский массив, Лалварская и Кохбская группы интрузивов. Рельеф их отличается мягкими, сглаженными формами, отдельные ступени (на абс. высотах 1200, 1400, 1600 м) являются фрагментами древних поверхностей выравнивания.

Примерно одинаковый уровень крупных интрузивных тел внешних хребтов М. Кавказа в пределах описываемой области можно объяснить одновременным поднятием всего Сомхето-Гугарацского блока в новейшее время.

Б. РАЙОН ПАЛЕОГЕНОВОГО ИНТЕНСИВНО-СКЛАДЧАТОГО ГОРНО-КОТЛОВИННОГО РЕЛЬЕФА

Район интенсивно-складчатого горно-котловинного рельефа охватывает зону внутренних хребтов и межгорных котловин Малого Кавказа. Морфоструктура характеризуется узкими линейно вытянутыми складками близширотного (на западе) и общекавказского (на востоке) простирания, сложенными в основном палеогеновыми вулканогенными образованиями.

Складчатая структура осложнена крупными разломами юго-восточного направления, расположенными на контактах отдельных блоков (глыб), характеризующихся движениями разного масштаба и характера. Таким образом, эти крупные нарушения придают структуре складчато-глыбовый облик.

Восточная часть района имеет обращенный рельеф, где антиклинальная структура размыта рекой Агстев, а синклинали сохранилась в виде Памбакского хребта. В центральной части складчато-глыбовое строение осложнено внедрением крупных интрузивных тел. В западной части, в районе горно-котловинного рельефа, широко распространены межгорные котловины, из которых крупнейшей является Лорийская котловина, заполненная среднечетвертичными лавами и новейшими аллювиально-пролювиальными накоплениями.

Большинство котловин расположено вдоль долин рр. Памбак и Агстев, характеризующихся аллювиально-пролювиальными террасами и широкой поймой. Некоторые из этих котловин (Верхне-Памбакская, Средне-Памбакская) являются синклинальными прогибами, а Нижне-Памбакская и Иджеванская — грабенами. Некоторые котловины (Марцигетская, Красносельская) являются эрозионными.

На подобной сложной структуре вырабатывался орнамент, в котором важную роль играют водно-эрозионные формы.

В районе хорошо выражена вертикальная поясность рельефа. Для высокогорного пояса характерны также морозное выветривание (образование чингилов) и солифлюкции (образование небольших

ступеней на склонах вершин). Большую площадь в области занимает среднегорный пояс с густым и глубоким расчленением склонов V-образными долинами рек и оврагов.

В пределах горно-котловинного рельефа можно выделить следующие генетические типы рельефа:

1. Интенсивно-складчатые, разбитые разломами горы, сложенные палеогеновыми вулканогенными породами. К ним относится восточная часть Базумского хребта и Халабский хребет, отделяющиеся друг от друга Гайладзорским глубоким антецедентным ущельем р. Памбак. Наиболее приподнятым участком является Халабский хребет, достигающий 3016 м высоты на вершине г. Халаб. Среднегорный пояс занимает восточную часть Базумского хребта и основную площадь Халабского хребта. Некоторые отроги последнего образуют бронированные склоны вследствие моноклиального залегания порфиристов.

2. Моноклиально-складчатые горы с палеогеновыми вулканогенными и меловыми осадочными породами. К ним относятся западные части Базумского и Памбакского хребтов. К моноклиальным морфоструктурным типам относятся также юго-западные склоны северо-западной части Сомхетских гор, окружающих Лорийскую котловину. Весьма характерными элементами рельефа являются здесь расширенные долины, проникающие в глубь Сомхетских гор в виде «ингрессионных бухт» Лорийской равнины. Их образование обусловлено повышением базиса эрозии боковых рек после подпруды их четвертичными лавами, заполнившими Лорийскую котловину.

3. Интенсивно-складчатые горы с обращенным рельефом. Этим типом характеризуется Леджанский массив Сомхетских гор; он имеет среднегорную эрозионно-денудационную морфоскульптуру и расчленен многочисленными лучеобразно расходящимися долинами, между которыми сохранились небольшие отроги со слабоволнистыми и холмистыми гребнями, представляющими фрагменты поверхностей выравнивания. Самой значительной поверхностью выравнивания является Леджанская денудационная поверхность на высоте 2400—2500 м, врезанная в эоценовую толщу, на основании чего ее возраст можно определить как олигоценовый.

Другим районом обращенного горного рельефа является юго-восточная часть Памбакского хребта, восточнее меридиана с. Фиолетово.

4. Глыбовые горы с интрузивными породами. Этот тип рельефа характерен для центральной части Памбакского хребта и небольшой узкой полосы Халабского хребта, сложенных комплексом третичных интрузивов.

Наиболее крупным районом интрузивной морфоструктуры является район высокоприподнятого (до 3100 м) Памбакского плутона, характеризующийся сравнительно резкими формами выработанного рельефа. Пригребневая зона представлена здесь высокогорным поясом горного рельефа с преобладанием процессов морозного выветривания и образования чингилов, а также нивации снега.

На данном участке встречаются также фрагменты поверхностей выравнивания на высотах 3000 и 2800 м; их возраст можно датировать как олигоценовый.

5. Межгорные котловины с аллювиально-пролювиальными отложениями. Для горно-котловинного района характерны также межгорные котловины, являющиеся одним из генетических типов рельефа, где рельефообразующие процессы протекают с обратным знаком. В них преобладают понижения (тектоническое, эрозионное) и аккумуляция рыхлого материала.

Крупной межгорной котловиной (эрозионной) является Лорийская котловина, заполненная среднечетвертичными лавами, на которых образовались обширные конусы выноса аллювиально-пролювиальных наносов.

Группа межгорных узких котловин занимает Памбакскую долину, расположенную между Базумским и Халабским (на севере) и Памбакским (на юге) хребтами. Из этой группы крупной является Верхне-Памбакская котловина, расположенная в верхнем течении реки. Котловина (эрозионно-тектоническая) выполнена мощными (свыше 1000 м) четвертичными, озерно-аллювиальными накоплениями; эта котловина, наподобие Лорийской, также имеет свои широкие «заливы», распространяющиеся на юг, в глубь Памбакского хребта. В ней сохранились фрагменты террас (эрозионных и аккумулятивных) на относительных высотах от 1,5—2 до 100—200 м; последняя—высокая терраса, соответствует уровню Джаджурского перевала.

Между сс. Спитак и Сарал располагается Средне-Памбакская котловина, отделяющаяся от предыдущей перемычкой тектонического происхождения. Она также выполнена четвертичными озерными и аллювиальными отложениями большой мощности; наблюдается большое количество террас (аккумулятивных и цокольных) с относительными высотами от 4—5 до 170—180, 200, 300 и 400 м. Из них цокольными являются верхние четыре террасы.

Ниже Арчутской перемычки расположены Нижне-Памбакская и Гамзачиманская котловины, прослеживающиеся от гор. Кировакана до с. Фиолетово. Прогиб заполнен речными и озерными отложениями, а в районе сс. Хндзурут и Мегрут—маломощными лавовыми потоками.

В Гамзачиманской котловине сохранились террасы на относительных высотах 70, 100, 170 и 250 м.

Среди межгорных котловин своеобразной является Марцигетская эрозионная котловина, занимающая бассейн р. Марцигет (Бабаджан), правого притока р. Дебед. Она представляет обширную (15×10 км) водосборную чашу (ковш) с пологими и ступенчатыми склонами междолинных отрогов, которые расходятся лучеобразно.

Образование котловины происходило в два периода: вначале была выработана глубокая речная сеть (еще в верхнетретичное время), затем в середине четвертичного времени долина реки была подпружена лавами Лорийского потока; базис эрозии всех притоков р. Марцигет, естественно, повысился, началось выполнение боковых притоков наносами и постепенное пропиливание лавовой запруды.

6. Речные долины рек Дебед и Агстев начали формироваться еще в начале неогенового времени, после излияния олигоценовых лав Мокрых гор. С этого времени р. Дебед успела пропилить не только мощную (до 2 км) лавовую толщу (палеоген), но и часть подстилающей мезозойской вулканогенной толщи. Долина рр. Памбак—Дебед от с. Хндзурут до р. Храми делится на четыре участка, отличающиеся морфологически, что обусловлено особенностями их геологического строения. а) между сс. Хндзурут и Ехегнут долина является antecedentной; глубина вреза достигает 1000—1200 м, б) от с. Ехегнут до ст. Айрум долина реки представляет глубоко врезанный каньон с обрывистыми скалистыми склонами; поперечный профиль долины асимметричен, в) ниже ст. Айрум до пос. Дебадашен долина реки имеет корытообразную форму с крупными, обрывистыми, но не высокими склонами и широкой (50—300 м) поймой, г) ниже пос. Дебадашен долина реки сильно расширяется, так как выходит в район развития обширного ко-

нуса выноса. Здесь террасы являются аккумулятивными, постепенно погружаются и сливаются с террасами р. Храми.

Долина р. Агстев в пределах Арм. ССР морфологически делится на три участка: а) Гамзачиманская межгорная котловина (см. выше), б) V-образная узкая долина (среднее течение) и в) долина-грабен (ниже гор. Иджевана).

В среднем течении долина р. Агстев имеет большую глубину (от 400 до 600 м), она характеризуется V-образной формой с крутыми склонами. Эти узкие участки долины являются долинами прорыва, лишенными террас и широкой поймы. Долина расширяется только в районе гор. Дилижана, превращаясь в небольшую котловину с большим развитием оползневых явлений. Здесь наблюдаются высокие эрозионно-денудационные террасы (100—120, 140—150, 280—340, 410 и 460 м), а ниже—аккумулятивные (2—5, 10—15, 20—40 и 90 м).

В нижнем течении, ниже гор. Иджевана, долина реки является грабеном; она здесь значительно расширяется. Сохранился ряд аккумулятивных террас, среди которых отличается своим распространением терраса с относительной высотой 60—80 м.

Террасы р. Агстев далее к северу постепенно погружаются в сторону Куринской депрессии, где они сливаются с террасами р. Куры. Это погружение обусловлено новейшими тектоническими движениями.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ

А. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ОБЛАСТИ И ИХ СТРАТИГРАФИЯ

Описываемая область сложена допалеозойскими (или нижнепалеозойскими), мезозойскими, третичными и четвертичными образованиями, в составе которых широко развиты изверженные породы—как эффузивные, так и интрузивные.

Стратиграфический разрез пород, слагающих область, представляется в следующем виде (снизу вверх):

Кембрий - докембрий. Метаморфические сланцы различного состава, изредка прослаиваемые тонкими линзами мрамора. Породы интенсивно дислоцированы и прорваны массивами нижнепалеозойских интрузий.

Более молодые отложения палеозоя, равно как и триаса, нигде не установлены, и следующими по возрасту являются породы юры.

Юра. Юрские образования широко развиты в пределах области. Представлены они всеми тремя отделами и достигают огромной мощности. Нижняя юра выражена в морской терригенной фации, средняя юра преимущественно в вулканогенной фации, а верхняя—частью в вулканогенной, частью же в терригенно-карбонатной фациях. Нижняя юра располагается несогласно и трансгрессивно на метаморфических сланцах кембрия-докембрия; среди юрских отложений перерывы и несогласия констатируются в верхах лейаса, в основании доггера и над келловеем.

Мел. Меловые отложения имеют широкое развитие и достигают значительной мощности (свыше 2,5 км). Представлены они осадочными (карбонатными и терригенными) и вулканогенными отложениями. До последнего времени все эти образования относились преимущественно к верхнему мелу.

В 1960 г. в составе этой толщи были установлены (В. Т. Акопян) фаунистически охарактеризованные отложения нижнего мела (аптальб). К ним, как оказалось, принадлежит преобладающая часть карбонатной толщи, слагающей Базумский хребет.

Верхнемеловые образования стратиграфически и литологически расчленяются на три свиты. Наиболее полный разрез их констатирован в северной части района, где они протягиваются сравнительно широкой полосой от восточной рамки карты до района с. Башкичет на западе, т. е. на протяжении свыше 100 км. Сеноман представлен толщей (до 500 м) известковистых песчаников и туфопесчаников, нижний сенон (сантон)—толщей (свыше 1000 м) вулканогенных пород с прослоями

карбонатных, а верхний сенон—мощной (до 1000 м) толщей мергелей и известняков.

Эти три толщи верхнего мела являются трансгрессивными; угловое несогласие между верхним сеноном и сантоном незначительное, а сантон и сеноман лежат на подлежащих породах с заметным угловым несогласием.

Те же три толщи отмечаются в южной части области в Памбакском хребте, но нижние две претерпевают существенные фациальные изменения, при значительном уменьшении их мощности. Все три толщи являются и здесь, видимо, трансгрессивными.

Эоцен. Выше залегает мощная (свыше 2,5 км) вулканогенная толща эоцена, представленная разнообразными порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, прослаиваемыми местами разнообразными песчаниками и реже известняками. В северо-восточной части области нижний эоцен отсутствует и отложения среднего эоцена трансгредируют на юрские образования.

В основании эоценовой вулканогенной толщи здесь залегает маркирующая свита известковистых песчаников с нуммулитовой фауной среднего эоцена.

В южной и юго-западной частях области мергелистые известняки верхнего сенона переходят путем переслаивания в довольно мощную толщу туфогенных песчаников и туфов нижнего эоцена (и палеоэоцена?). Местами в основании эоценовой толщи наблюдаются грубозернистые песчаники, но углового несогласия между ними и породами верхнего сенона не констатировано.

Олигоцен. На породы эоцена и сенона налегает трансгрессивно и несогласно толща вулканогенных пород олигоцена; представлены они главным образом андезитами, андезито-базальтами и базальтами, а также дацитами и липарито-дацитами. Местами встречаются обломочные разности указанных пород, а также туфогенные образования.

Неоген. Отложения неогена в описываемой области имеют ничтожное развитие; встречены они в виде редких изолированных останцев в северо-восточной части района, в предгорьях вдоль границы с Куринской депрессией.

Четвертичные образования имеют в описываемой области громадное распространение и представлены в разнообразных фациях: различными лавами, вулканическими туфами, террасовыми и аллювиально-делювиальными накоплениями и др.

Интрузивные породы области представлены разнообразными кислыми и основными разностями нижнепалеозойского, мезозойского (нижнемелового), верхнеэоценового и постолигоценового возраста.

1. КЕМБРИЙ-ДОКЕМБРИЙ (Pt+Pz₁)

Наиболее древние породы области встречены на отдельных разобщенных друг от друга участках. Представлены они разнообразными метаморфическими сланцами: амфиболитовыми, роговообманковыми, серицито-хлоритовыми и др., образовавшимися в результате глубокого изменения как осадочных, так и изверженных пород.

Выходы метаморфических сланцев в пределах области констатированы:

а) в верховье рр. Лок и Джандар (правые притоки р. Машавера), б) в средней части Памбакского хребта, в верховьях рр. Гаджикара, Мармарик и Курибогаз, в) в верховье р. Ахум (Гасан-су) по северному склону Миапорского (Мургузского) хребта. Во всех отмеченных

участках эти образования интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями гранитоидного и основного состава, также подвергшимися метаморфизму.

Фауна в породах метаморфической толщи пока не встречена, и возраст ее определяется по региональным данным и сходству с фаунистически охарактеризованными аналогичными образованиями других районов Закавказья. В бассейнах рр. Лок и Джандар констатировано несколько разобренных выходов метаморфических сланцев, интродуцированных гранитами, слагающими известный Локский (Джандарский) кристаллический массив.

Среди метаморфических сланцев здесь выделяются разности: слюдисто-силлиманитовые, андалузитовые, кварцево-серицитово-хлоритовые, филлиты (глинистые сланцы с небольшим количеством серицита и углистого вещества), кварцево-известковисто-глинистые сланцы (тонкослоистые) и слюдисто-гранатово-кварцитовые сланцы. Направление сланцеватости, обусловленное тектоникой, восточно-северо-восточное и меридиональное.

В южной части области метаморфические сланцы имеют значительное развитие на южном склоне Памбакского хребта, особенно у с. Анкаван, и несколько меньшее на северном склоне указанного хребта, где в верховьях ущелья Алавар эти породы зажаты в виде нескольких клиньев среди широкой тектонической зоны. Как и южнее, в обширной области распространения сланцевой толщи в бассейнах рр. Мармарик и Касах, породы интенсивно инъецированы палеозойскими гранитами и несут отчетливые следы многократно наложенного воздействия разновременных интрузий от древних, вероятно, еще докембрийских, до верхнеэоценовых. Большая часть этих сланцев представлена амфиболитами, роговообманковыми, эпидото-роговообманковыми, а также слюдисто-кварцевыми разностями и др. Южнее выявлены роговообманковые разности с корундом, дистеном и турмалином (у с. Меградзор), волластонит-диопсидовые, в общем более редкие.

Для сланцев Анкаванского района характерна перемежаемость их с редкими маломощными и невыдержанными прослоями и линзами мрамора.

В западной части Памбакского хребта, в районе г. Памб (2425,9 м), г. Джанги-тапа (2385 м) и к юго-западу от Спитакского перевала (2400 м) имеет довольно большое развитие толща порфиритов, обнажающихся в ядре антиклинали, сложенной известняками верхнего сенона, перекрывающими порфириты без видимого углового несогласия. Видимая мощность вулканогенной толщи около 250—300 м. Макроскопически порфириты представляют темно-серую с зеленоватым оттенком, крепкую, плотную, трещиноватую породу. По этим признакам она легко отличается в поле от более молодых (эоценовых и олигоценовых) эффузивных пород. Обломочных вулканогенных пород среди толщи порфиритов не встречено.

Под микроскопом структура порфиритов типичная, порфировая, обычно полифировая; основная масса в большинстве шлифов гялопитовая, реже пилотакситовая и навитовая. Текстура в редких случаях флюидальная. Минеральный состав следующий: плагиоклаз (олигоклаз-андезин), пироксен (авгит) и в виде примеси магнетит. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом и серицитом; нередко присутствуют также и глинистые продукты разложения плагиоклазов. По химическому составу и магматическим формулам порода почти в точности соответствует составу диорита, т. е. является производной щелочноземельной магмы.

Ввиду видимого согласного перекрытия ее известняками верхнего сенона указанная толща раньше предположительно относилась К. Н. Паффенгольцем к верхнему мелу. Но дальнейшие исследования показывают, что она значительно древнее и может быть параллелизована с подобной порфиритовой толщей кембрия-докембрия района гор. Раздана, ранее описанной К. Н. Паффенгольцем (1934). Там выделяются: амфиболовые сланцы, измененные плагиоклазово-пироксеновые порфириты и роговообманковые диоритовые порфириты, причем они отвечают так называемой «Агверанской свите» Арзаканского района, выделенной Р. А. Аракеляном (1957), которую он относит к верхнему кембрию или ордовика (?).

Слабая метаморфизованность этих пород позволяет сделать заключение, что толща эта не погружалась глубоко и в прошлом (до меловой трансгрессии).

Последний выход метаморфических сланцев в описываемой области находится на юго-востоке — в верховьях р. Ахум, на северном склоне Миапорского хребта. Ввиду того, что генезис и возраст этих сланцев был предметом многолетних дискуссий, на их описании остановимся несколько подробнее.

Породы эти впервые констатированы Н. Морозовым (1913) и С. В. Константовым (1918); второй из упомянутых авторов отнес их к палеозою, не аргументировав, однако, свое заключение. Впоследствии об этих сланцах кратко упоминает В. Н. Котляр (1934), а затем детально описывает И. Н. Ситковский (1935). Последний автор дает довольно подробный анализ тектонических условий выходов этих сланцев и их петрографическое описание и приходит к выводу, что вероятнее всего они являются юрскими образованиями, измененными при участии динамометаморфизма и одновременного влияния кислых интрузий.

Сланцы представляют макроскопически темно-серые рассланцованные породы, «интеецированные» кварцевыми прожилками и линзами кварца. Под микроскопом состоят из кварца, сериита-мусковита, реже биотита, хлорита и др., причем несут следы сильнейшего катаклаза (плотчатые, изогнутые, смяты).

Местами сланцы серо-зеленоватого цвета с мягкой оталькованной, графитизированной шелковистой поверхностью; реже встречаются филлитовые разности сланцев.

Указанные сланцы перекрываются трансгрессивно и несогласно нижнеюрской вулканогенной толщей; в базальном конгломерате (до 5—8 м) присутствуют в большом количестве, кроме сланцев, также гальки и валуны кварца из линз, включенных в сланцы. Этот кварц из прослоев и линз И. Н. Ситковский (1935) считал образованием гидротермального происхождения, связанным с неointрузиями; но последние прорывают отложения юры, следовательно, гальки связанного с ними кварца никак не могут попасть в нижнеюрский конгломерат. Равным образом гальки других пород не смогли бы превратиться в кварцевые, так как в этом случае был бы изменен в результате гидротермального метаморфизма также и цемент конгломератов. Предположение же, что гальки кварца могли бы образоваться в результате избирательного метасоматизма, является абсолютно невероятным.

По данным К. Н. Паффенгольца (1941), указанные сланцы явно древнего облика, совершенно подобны фаунистически охарактеризованным кембрийским образованиям Дзирульского кристаллического массива (Грузинская ССР), хорошо изученным И. Г. Кузнецовым (1931).

Новую попытку «омолодить» указанные сланцы и превратить их в метаморфизованные юрские отложения сделали М. В. Гзовский (1947)

и А. Т. Аслания (1947), но последующие исследования П. П. Цамеряна и С. И. Аванесяна (1949) вновь доказали их древний (доюрский во всяком случае) возраст.

Подобные сланцы описаны П. С. Бернштейном (1935) далее к востоку по р. Асрик-чай, в районе с. Блевлик, где они выходят по простиранию той же антиклинали, из-под вулканогенной толщи нижней юры.

В последние годы детальным изучением стратиграфии древнего метаморфического комплекса Армении занимался Р. А. Аракелян (1957). В результате своих специальных исследований он расчленил этот комплекс на четыре свиты (снизу вверх): 1. Арзаканскую, 2. Бжнуялскую, 3. Дзораглухскую и 4. Агверанскую; между последними двумя свитами предполагается наличие перерыва. Стратиграфический объем всего комплекса (свыше 3 км) на данном этапе изучения им определяется как верхний протерозой-ордовик. Бжнуяльская свита, параллелизуемая им с «филлитами» Дзирульского массива, отнесена к нижнему кембрию, Дзораглухская—к среднему кембрию, а Агверанская—к верхнему кембрию-ордовику.

Полный разрез этого комплекса констатирован лишь в Мисханском районе; в районе же Лок—Джандара в верховьях р. Ахум развиты лишь наиболее метаморфизованные сланцы низов разреза (Арзаканской свиты), которые, по данным Р. А. Аракеляна, следует относить к верхам протерозоя—низам кембрия.

На основании расположения указанных и других выходов метаморфических сланцев можно с уверенностью говорить о том, что древний субстрат правобережья р. Куры (Сомхет-Кировабадо-Карабахской зоны) в пределах описываемой области сложен толщей пород верхнего протерозоя—нижнего палеозоя. Относительно того, были ли на этой площади также и более молодые палеозойские и триасовые образования, можно высказать предположение, что они здесь не отлагались, так как этот район входит в геосинклинальную область палеозойского времени, когда, по соседству к югу, в пределах Армянской геосинклинали, шло накопление осадков от среднего девона до среднего триаса включительно.

2. ЮРА

Отложения юрского времени широко развиты в пределах области. Они обнажаются на значительных площадях в северной части ее территории, входя в состав более обширной полосы их развития, охватывающей северные склоны Малого Кавказа. Представлена юра, как указывалось, всеми тремя отделами и достигает огромных мощностей.

К настоящему времени изучение юрских отложений далеко продвинулось вперед. Тем не менее ряд вопросов остается все еще спорным; решение их является задачей последующих исследований.

Нижняя юра. Фаунистически охарактеризованные нижнеюрские отложения имеют небольшое развитие. Они установлены лишь в крайней северо-западной части области в районе Локского массива, где трансгрессивно перекрывают метаморфические сланцы и граниты этого массива. В верховьях р. Лок-чай (правый приток реки Машавера) на гранитах залегает мощная (до 400 м) сланцево-песчаниковая толща, в основании которой почти всюду наблюдается горизонт базальных конгломератов; последние сверху сменяются микроконгломератами, переходящими в аркозовые песчаники.

В верхах толщи встречены *Hammatoceras subinsigne* Opp., *Leioceras cf. costatum* Quenst., *Grammoceras fuitas* Opp., *Mytiloides dubius* Sow., характерные для нижней части верхнего аалена.

Присутствие тоарского яруса вполне определенно фиксируется наличием таких форм, как: *Hildoceras*, *Lillia*, *Coeloceras fibulatum* Sow., *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *Myt. cinctus* Goldf. var. (?), *Posidonia bronni* Goldf. (И. Р. Кахадзе, 1947).

В средней части свиты были определены: *Atractites* sp. ind., *Belemnites* sp. ind., *Arietites* (*Vermiceras*) sp. ind., *Microderoceras* cf. *birchi* Sow., *Micr.* sp. nov. aff. *birchi* Sow., *Tropidoceras masseanum* Orb., *Amaltheus* sp., *Oxynoticeras* cf. *haueri* Fuc., *Hildoceras* sp., *Aegoceras* (?).

Судя по наличию ариетитов, в толще ясно присутствует синемюрский ярус нижнего лейаса; *Microderoceras*, *Tropidoceras*, *Amaltheus*, *Oxynoticeras*, как указывает А. И. Джанелидзе (1946), точно датируют средний лейас в составе плинсбахского и домерского ярусов.

Приведенная фауна приурочена преимущественно к средней части толщи, ниже залегают глинисто-песчаные отложения значительной мощности, а низы толщи представлены песчаниками. Исходя из этого, И. Р. Кахадзе считает, что нижняя (аркозовая) толща принадлежит геттангскому ярусу нижнего лейаса.

Отложения нижней юры, по всей вероятности, имеются и в юго-восточной части области. Здесь, в верховье р. Ахум, как указывалось выше, метаморфические сланцы кембрия-докембрия перекрываются трансгрессивно и резко несогласно, с базальным конгломератом в основании, толщей глинистых сланцев (аспидного типа) и песчаников, идентичных таковым Главного хребта. Кверху сланцево-песчаниковая толща согласно сменяется породами вулканогенной толщи; по простиранию к востоку, на водоразделе рр. Ахум и Хндзорут, сланцы обрезаны с юга широтным взбросом, по которому опущена среднеюрская порфиритовая толща, слагающая широтный синклинальный хребет Миапор. Возраст этих сланцев, по аналогии с Джандарским разрезом, вероятнее всего также лейасовый; ввиду того, что в этих толщах перерыв не наблюдается, можно полагать, что и в Ахумском разрезе присутствует весь лейас. Некоторые исследователи предполагают, что по направлению к востоку-юго-востоку от Джандара лейасовая трансгрессия запаздывала и там могут быть лишь более высокие ярусы лейаса; вряд ли такое явление могло происходить по простиранию толщи, тем более, что весь разрез «нижней» вулканогенной толщи выдерживается по всей периферии Малого Кавказа—от Алаверди до Шуши и Кафана. Далее к востоку-северо-востоку от р. Ахум, в верховье р. Асрик-чай, лейас представлен также в смешанной вулканогенно-осадочной фации. Там, в верхах толщи (в песчано-глинистых сланцах), Т. А. Гасановым (1954) была обнаружена руководящая форма верхнего тоара *Gr. cf. toarcense* Orb., *Hammatoceras* cf. *insigne* Schübl., почему и вся эта толща была отнесена к верхнему лейасу (зоне с *Lytoceras jugense*).

Такой вывод, с нашей точки зрения, является неправильным; ввиду того, что указанная форма встречена в верхах трехсотметровой толщи, а в Джандарском разрезе тоарские отложения являются согласными (трансгрессии этой нет), то логично считать, что и в Асрикском разрезе (как и в Ахумском) присутствует весь лейас.

На левобережье р. Агстев, к северо-востоку от с. Куйбышев, в ядре небольшой антиклинали, обрезанной по юго-западному крылу сбросом крупной амплитуды, обнажается толща кварцевых порфиров, перекрываемых трансгрессивно вулканогенными образованиями средней юры. Подобные же кварцевые порфиры, но с великолепной столбчатой отдельностью обнажаются в таком же стратиграфическом соотношении в 6—7 км ниже по р. Агстев в ядре новой широкой близширотной антиклинали, осложненной довольно крупным сбросом по северному ее крылу. Здесь толща кварцевых порфиров обладает отчетливой пласто-

вой отдельностью и слоистостью, совпадающей с таковой подлежащих пород; мощность их достигает здесь 500 м. Видимая мощность свиты кварцевых порфиров района с. Куйбышев всего около 80—100 м. Указанные кварцевые порфиры представляют, как и идентичные им по стратиграфическому положению кварцевые порфиры из других, более восточных районов Малого Кавказа, весьма характерную породу с крупными (до 1—1,5 см и более) вкрапленниками кварца, обычно в виде гексагональных бипирамид, часто с корродированными поверхностями.

Толща кварцевых порфиров налегает в указанной крупной антиклинали р. Агстев в свою очередь трансгрессивно, но без видимого углового несогласия на новую толщу вулканогенных пород видимой мощности свыше 400 м. Преобладают в ней различные туфы и туфобрекчии, обычно сильно разложённые; прослаивающие их в виде пачек порфириты различной основности представлены обычно афировыми и олигофировыми разностями. Незначительной мощности пачки кварцевых порфиритов, встречаемые в этой толще, резко отличаются от вышеуказанных афировым строением.

В порфиритах местами наблюдаются незначительные (до 1—3 мм в поперечнике) миндалины, выполненные кварцем и хлоритом (делесситом). Туфогенные песчаники имеют в этой толще незначительное развитие, встречаясь лишь местами в виде незначительных пачек на границе порфиритовых покровов и туфов.

В самых верхах описываемой вулканогенной толщи ядра антиклинали, непосредственно под трансгрессивно покрывающей ее толщей кварцевых порфиров, встречена маломощная (около 15 м) пачка мраморизованных известняков, не содержащих фауны. Наличие известняков свидетельствует о том, что все породы указанных толщ отлагались в морском бассейне эпиконтинентального типа. Фауны в этой толще, имеющей далее к востоку большое площадное развитие, не встречено, почему возраст ее может быть определен лишь путем региональных сопоставлений. Фациально она должна отвечать по своему стратиграфическому положению вышеописанной лейасовой терригенной толще Джандарского района. Однако возможность принадлежности ее к низам средней юры также не исключена.

Средняя юра. Отложения средней юры имеют несравненно более широкое распространение и достигают огромных мощностей. Над вышеописанной толщей лейаса Локского (Джандарского) массива располагается трансгрессивно и с небольшим угловым несогласием вулканогенная толща доггера. В основании ее наблюдается свита альбитовых порфиритов, залегающих трансгрессивно на терригенных отложениях лейаса—нижнего аалена.

По данным региональной съемки В. Я. Эдилашвили, среднеюрская вулканогенная толща бассейна р. Машавера представляет сложный вулканогенный комплекс, весьма изменчивый как по вертикали, так и по простиранию; в основании толщи преобладают туфобрекчии, выше—туфопесчаники, а в верхах толщи—порфириты. В средних частях указанной толщи, в районе с. Ахкерпи, К. Е. Габуня и П. Д. Гамкрелидзе была собрана богатая фауна, среди которой И. Р. Кахадзе определены *Calliphylloceras heterophylloides* Opp., а выше *Posidonia buchii* Roem., *Pseudophylloceras cf. kudernatschi* Hauer (в байос-келловей), *Eurystomiceras (Lytoceras) polyhelictum* Böckh. (ср. байос-бар), *Oppelia subradiata* Sow. (верхний байос) и др., указывающие, по И. Р. Кахадзе (1942), на присутствие трех верхних зон байоса. Наличие нижней его зоны здесь остается под вопросом, ввиду возможности перерыва в это время. Более значительную мощность имеют вулканогенные образования средней юры в районе Алавердской группы место-

рождений. В связи с нахождением в них промышленных залежей медных руд они неоднократно являлись предметом детального изучения отдельных исследователей, предложивших различные схемы их стратиграфического расчленения. Так как изучение юрских отложений Алавердского района имеет не только научное, но и практическое значение, остановимся несколько подробнее на их освещении.

Фаунистически охарактеризованные юрские отложения в вулканогенной фации впервые для Закавказья, в разных его районах, открыты Г. Абигом, частично их описавшим. Собранный им в окрестностях с. Шамлуг брахиоподовая фауна была отнесена к верхней юре (оксфорду). Встреченная Г. Абигом фауна в Алавердском районе была обработана М. Неймайром и В. Улигом (1892), указывавшими среди нее верхнеюрские (келловей) и среднеюрские формы. Первое монографическое описание среднеюрской фауны Малого Кавказа из Алавердского района дано К. Редлихом в 1893 г., обработавшим фауну, собранную химиком завода Конратом около Шамлуга и Ахталы.

Указанные разрозненные сборы фауны упомянутых и других авторов не могли, конечно, способствовать выработке правильной стратиграфии крайне сложного в фациальном отношении вулканогенного комплекса юры Алавердского района, играющего видную роль в горнорудной промышленности Армении. Поэтому сразу после ее советизации район рудников впервые был детально закартирован в 1924—1926 гг. В. Г. Грушевым (1930). Собранный им обильную юрскую фауну обработал В. Ф. Пчелинцев (1927).

Сводный разрез юрской вулканогенной толщи района Алавердского рудника, по данным В. Г. Грушевого (1930), представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Толща эпидотизированных порфиритов (свыше 400 м), обнажающихся в нижнем течении р. Лалвар (и в районе устья р. Дебед) и перекрывающихся отчетливо грубослоистой толщей туфобрекчий с редкими прослоями порфиритов. Туфобрекчий кверху переходят постепенно в

2. Туфы серого и фиолетового цвета, сменяющиеся кверху серыми туфовыми песчаниками, часто сильно известковистыми. Мощность этой толщи колеблется в пределах 100—200 м.

В нижних горизонтах фиолетового известковистого туфа найдена довольно обильная фауна, определенная В. Ф. Пчелинцевым (1927) и отнесенная им к верхам байосского яруса.

В противоречии с этими определениями, находятся данные Г. Ф. Вебер, которая на основании определения другой фауны дает для этих слоев оксфордский возраст (одна форма также бат-келловейская).

3. Выше залегает мощная (до 500 м) туфоосадочная толща (туффиты), состоящая из часто чередующихся слоев грубо- и тонкозернистых кварцево-аркозовых песчаников со значительным участием туфовых элементов. Фауна низов этой толщи указывает на нижний бат, а вышерасположенная (обильные пелециподы)—на бат и, может быть, келловей (выше).

4. Над этой толщей по юго-восточным склонам г. Лалвар обнажается мощная (свыше 700 м) толща туфобрекчий, местами туфоконгломератов и порфиритов; эта толща локально прослаивается туфами, а также плотными туффитами с морской фауной.

5. Перекрывается же она в свою очередь толщей порфиритов, в основании обычно авгитовых, выше—зеленых, частью мандельштейно-

вых. На них местами располагаются потоки кварцевых альбитофиров (дацитовых порфиритов). Последние венчаются:

6. Мощными пластами плотного сливного окварцованного, темно-фиолетового туффита, перекрывающегося в основании обрыва горы Лалвар базальным конгломератом основания вулканогенной толщи среднего эоцена, слагающей массив этой горы (2545 м).

Следует указать, что фауна, описанная К. Редлихом, собрана Конратом в толще пород мощностью всего несколько метров, поэтому к выводам его о присутствии здесь нижнего и верхнего байоса, при вышеуказанных мощностях в несколько сот метров, необходимо относиться весьма критически. Прав в этом отношении Освальд (1906), указавший, что эта фауна отвечает только верхнему байосу.

После В. Г. Грушевого район рудников продолжал изучаться многими исследователями, вносящими на основании дополнительных данных в его стратиграфическую схему те или иные дополнения и уточнения (А. Л. Додин, 1935; О. С. Степанян, 1948; А. Т. Асланян, 1949; П. Ф. Сопко, 1956; Б. С. Вартапетян, 1957; С. С. Мкртчян, 1957; Н. Р. Азарян, 1958 и др.). Детальный разбор этих концепций приведен в кандидатской диссертации Н. Р. Азаряна (1959).

В предыдущих схемах О. С. Степаняна (1948), Б. С. Вартапетяна (1957) и С. С. Мкртчяна (1957) низы толщи относились к аалену и среднему-верхнему лейасу. Резко отличается от указанных схема А. Т. Асланяна (1949), считавшего, что здесь присутствует весь лейас, а также триас-палеозой. Впоследствии указанный автор (1958) относит низы толщи уже не к палеозою-триасу, а к нижнему лейасу, считая их фацией докских лейасовых отложений.

Вышеуказанные эпидотизированные порфириты основания алавердской вулканогенной толщи располагаются в районе Ахталы с небольшим угловым несогласием над свитой кварцевых порфиров, впервые отмеченные здесь А. Л. Додиним (1935). Эти породы многие исследователи считали интрузивными и этим вносили неясность в стратиграфию вулканогенных толщ. Но проведенная здесь под руководством М. Л. Лачиняна (1955) буровая скважина * (№ 47) пересекла толщу эффузивных (стратифицированных) кварцевых порфиров и их пирокластов и на глубине 450 м (общая мощность около 600 м) вошла в подстилающую их толщу плагиоклазовых порфиритов. Последние параллелизуются с так называемой «нижней вулканогенной толщей», по схеме К. Н. Паффенгольца относимой к лейасу.

В последние годы детальное изучение юрских образований Алавердского района было проведено Н. Р. Азаряном, предложившим наиболее обоснованную схему их литологического и стратиграфического расчленения, укладывающуюся в возрастной интервал от нижнего байоса до оксфорда включительно.

Упомянутый автор расчленяет вулканогенную толщу Алавердского района следующим образом (снизу вверх):

1. Нижний байос. Свита нижних эпидотизированных и хлоритизированных плагиоклазовых порфиритов.

2. Верхний байос: а) свита кварцевых порфиритов и их пирокластолитов. Мощность около 600 м; б) свита эпидотизированных мандельштейновых андезитовых, диабазовых и дацитовых порфиритов и их пирокластического материала (дебедская свита). Мощность около 400 м; в) свита вулканогенных брекчий смешанного состава (кошабердская свита). Мощность 300 м; г) свита вулканогенно-осадочных отложений—кератофиров и их пирокластолитов, туфопесчаников,

* В центральной части месторождения, на дне ущелья р. Назик-су.

«агломератов», дацитовидных порфиритов и др. (зона с *Parkinsonia parkinsoni*, алаверди-шамлугская свита). Мощность 400 м.

3. Бат. Свита вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (андезитовые порфириты, туфопесчаники, песчаники, глинистые сланцы и рд. (шахтахтская свита). Мощность до 120 м. Выше с незначительным угловым несогласием располагается

4. Келловей. Свита аркозовых песчаников, перемежающихся с глинистыми сланцами, а также туфопесчаниками и туфобрекчиями. Изредка встречаются маломощные потоки мандельштейновых порфиритов (бугакарская свита). Мощность до 200 м.

5. Оксфорд. Толща порфиритов и их пирокластолитов с линзами и прослоями грубозернистых туфопесчаников. Мощность до 400 м.

В верхах этой толщи встречаются характерные темно-фиолетовые до черного цвета туфы, однородные плотные, звенящие при ударе. Непосредственно перекрываются базальными конгломератами эоценовой вулканогенной толщи массива г. Лалвар.

Отложения нижнего байоса этого разреза автор выделяет под названием нижеахтальской свиты, которая встречена лишь в вышеупомянутой буровой скважине в Ахтале. Возраст ее, а также кварцевых порфиров определяется здесь лишь по их стратиграфическому положению.

Следует отметить, что Н. Р. Азарян в этой схеме применяет впервые установленное В. Г. Грушевым (1930) название «эпидотизированные порфириты» не только к свите, выделенной В. Г. Грушевым, но и к другой толще порфиритов, определяемой лишь по керну в забое одной скважины. Эпидотизированные же порфириты В. Г. Грушевого автор в своей схеме обозначает как «нижние порфириты Алавердского района по В. Г. Грушевому». В других же местах работы автора фигурируют уже две толщи «эпидотизированных порфиритов» — над и под «кварцевыми порфиритами».

В вышеприведенном разрезе Алавердского района фаунистически охарактеризованы три свиты — алаверди-шамлугская, шахтахтская и бугакарская, отнесенные Н. Р. Азаряном соответственно к самым верхам байоса, нижнему бату и келловею.

Наиболее изменчивым и сложным в фациальном отношении является строение алаверди-шамлугской свиты, в которой сочетаются: «агломераты», авгитовые мандельштейновые порфириты, светло- и темно-фиолетовые туфы, туффиты и туфопесчаники.

Среди встреченной в разных пунктах этой свиты фауны Н. Р. Азаряном (1959) определены: *Partischiceras abichi* Uhlig (в. байос), *Pseudophylloceras kudernatschi* Hauer (в. байос — н. бат), *Holcophylloceras mediterraneum* Neum. (в. байос — келловей), *Calliphylloceras disputabile* Zittel (в. байос — келловей), *Dinolytoceras crimea* Strem. (в. байос), *Nannolytoceras stremooukhoffi* Pchel. (в. байос — н. бат), *Nannolytoceras cf. okribense* Kakh., *Parkinsonia cf. parkinsoni* Sow. (в. байос), *Parkinsonia planulata* Quenst. (в. байос — н. бат), *Parkinsonia ex gr. neuiffensis* Oppel. (в. байос — н. бат), *Oppelia cf. subradiata* Sow. (в. байос), *Stephanoceras* (*Cadomites*) *deslongchampsii* (Defr.) (в. байос), *Astarte minima* Phill. (байос — бат), *Perisphinctes* (*Grossouvria*) *cf. defrancei* Orb. (в. байос), *Gervillia cf. ferruginea* Benecke, *Entolium demissum* Goldf., *Aequiptecten novemfibrosus* sp. nov., *Pholadomia aff. asiatica* Redl., *Pleuromya balkanensis* Pchel.

Преобладающими в фиолетовых туфах алавердского разреза являются представители семейства *Phylloceratidae*, *Lytoceratidae*.

Анализ этой фауны и факт перекрывания включающей толщи отложениями бата (фаунистически охарактеризованного) говорит о ее при-

надлежности, несмотря на присутствие некоторых байос-батских форм, к верхнему байосу.

В противоречии с этим выводом находилось указание А. Т. Асланяна (1958) о нахождении в упомянутой толще аммонитов, отнесенных им к нижнему лейасу и тоару. Однако собранные А. Т. Асланяном экземпляры оказались, по разъяснению Н. Р. Азаряна, обломками очень плохой сохранности, которые скорее походят на *Parkinsonia*.

В согласно залегающих над верхнебайосскими батских отложениях (шахтахтская свита) Н. Р. Азарян встретил следующую фауну: *Trigonia* sp. indet., *Gervillia* cf. *acuta* Sow., *Pinna* cf. *buchi* Koch and Dunker., *Ctenostreon* ex gr. *pectiniforme* Schloth., *Oppelia fusca* Quenst., *Oppelia aspidoides* Opp., *Camptonectes lens* Sow., *Calliphyloceras* ex gr. *disputabile* Zittel, указывающие на батский возраст включающих слоев. Такой вывод соответствует фаунистическим данным для этой толщи предыдущих исследователей (В. Г. Грушевого, В. Ф. Пчелинцева и А. Т. Асланяна).

Из вышеизложенного явствует, что в разрезе мощной среднеюрской вулканогенной толщи Алавердского района фаунистически охарактеризованными являются лишь отложения верхнего байоса и бата. Обращает на себя внимание необычайно большая мощность верхнего байоса, достигающая 1800 м.

Вулканогенная толща Алавердского района слагает обширную антиклиналь, шарнир которой падает полого на северо-запад. Вследствие этого, по направлению к юго-востоку, по правую сторону р. Дебед, эрозией вскрыты более низкие части разреза юры. Здесь, в междуречье рр. Дебед и Агстев, к северу от Иджеванского (Далидагского) хребта, имеет громадное площадное развитие вулканогенная толща среднеюрского возраста, идентичная таковой Алавердского района; представлена она в основном различными порфиритами, туфобрекчиями и туфогенными породами и кверху местами переходит в нормальные песчаники и сланцы верхов средней юры.

Следует также отметить в указанной толще наличие кислых разностей эффузивов, вплоть до дацитов и кварцевых порфиритов и порфиров, но эти породы имеют локальное площадное развитие и играют в разрезе вполне подчиненную роль.

Верхняя юра. На вулканогенную толщу средней юры в районе Шамлугского медного месторождения и в других частях района трансгрессивно налагает свита песчаников, содержащая обильную фауну. В породах этой свиты, названной Н. Р. Азаряном бугакарской, им собраны и определены: *Macrocephalites* sp. indet., *Perisphinctes* sp. indet., *Aequipecten* cf. *subinaequicostatus* Kasansky, *Chlamys* sp. indet., *Chlamys dewalquei* Oppel, *Pholadomya* cf. *murchisonia* Sow., „*Terebratula*“ subcanaliculata Opp., *Zeilleria* cf. *carinata* Lam., *Hecticoceras* cf. *pseudopunctatum* Lah., *Rhynchonella caucasica* Uhlig, *Posidonia buchi* Roem., *Ctenostreon* cf. *pectiniforme* Schloth., *Lima* (Mantellum) sp. nova ex gr. *duplicata* Sow., *L. (Plagiostoma)* sp. indet., *L. (Plagiostoma)* submutabilis sp. nova, *Phylloceras* sp. (необычайно крупный), а также одиночные кораллы, несколько морских ежей, лилий и др.

Этот комплекс фауны точно определяет возраст включающей ее толщи как келловейский. Отложения келловея в той же фации встречены А. Т. Асланяном в междуречье рр. Дебед и Агстев, где они окаймляют среднеюрские образования Алаверди-Иджеванского антиклинория. В них А. Т. Асланяном собраны и определены: *Macrocephalites macrocephalum* Schloth., *Perisphinctes radchensis* Djan., *Per. tsessiensis* Djan., *Per. orionoides* Djan., *Per. cf. triplicatus* Quenst.

Над свитой туфопесчаников келловеев в северной части Алавердского района залегает новая мощная вулканогенная толща, отнесенная по стратиграфическому ее положению Н. Р. Азаряном к оксфорду.

Такой вывод о возрасте толщи вполне согласуется с данными А. Т. Асланяна. Породы указываемой толщи, огибая Алавердскую антиклиналь, с северо-запада и северо-востока, после небольшого перерыва у с. Атан (верховье р. Марцигет правого притока р. Дебед) протягиваются вдоль северного склона Иджеванского хребта, будучи заключенными между келловеем и секваном. Здесь в крупнозернистых песчаниках и в прослоях известняков А. Т. Асланяном найдены *Belemnites* sp., *Sowerbyceras tortisulcatum* Orb., твердо обосновывающие, по его мнению, оксфордский возраст включающих пород.

Отложения верхней юры в карбонатной фации развиты в юго-восточной части описываемой области, где обнажаются в эффектном синклинальном Иджеванском хребте.

В известняках этого района найдена лишь скудная малохарактерная микро- и макрофауна, почему детальное возрастное расчленение их невозможно. Сводный литологический разрез известняковой толщи района Иджеванского хребта представляется, по данным К. Н. Паффенгольца (1934), весьма однообразной толщей известняков, мергелей и мергелистых известняков, переслаивающихся друг с другом без определенной закономерности. В нижней части толщи известняки местами слабо песчанистые. Цвет пород варьирует от серого до желтоватого и зеленоватого со всевозможными оттенками. Сложение большей частью плотное, часто порода сильно трещиноватая. Под микроскопом основная масса обычно мелкозернистая, кальцитовая, переполненная нередко мелкими, обыкновенно округлой формы псевдооолитами. Среди редких органогенных объектов И. Э. Карстенсом определены: *Nullipora* (*Lithothamnium*), *Rotalidae*, *Echinodermata*, *Bryozoa* и др.

Мощность всей толщи известняков достигает 500 м.

В средней части толщи, в окрестностях с. Тала, А. Т. Асланян (1958) собрал обильную фауну гастропод, среди которой В. Ф. Пчелинцевым определены верхнелузитанские *Ptygmatis pseudobruntrutana* Zeuschn., *Pseudonerinea janiensis* Pchel., *Pseudonerinea pupoidea* Pchel.

Среди более ранних определений А. Т. Асланяна из этого горизонта указывались также *Eustoma* aff. *germani* Etall., *Nerinea* cf. *eugeniensis* Pchel., *Ner. cf. sculpta* Etall., датирующие секванский подъярус кимериджа.

Из нижних слоев карбонатной толщи на склоне антиклинальной вершины Аг-кая указанным автором были собраны *Terebratulina* aff. *andelotensis* Haas, *Ter. cf. etallonii* Roll., *Ter. gaurasa* Roll., кораллы и морские лилии, характеризующие роракский подъярус кимериджа; из верхов свиты в районе гор. Иджевана был обнаружен *Peltoceras* sp. К этому же участку относится указание Ф. Фреха и Г. Артрабера (1900) о находке верхнеюрских аптихов.

Известняки обычно имеют псевдооолитовое строение, чем они, по заключению И. Э. Карстенса, чрезвычайно напоминают титонско-неокомские экзотические глыбы известняков, встречающиеся в Кахетинском хребте, а также титонско-неокомские известняки района Красных колодцев в Грузинской ССР. В. Ф. Пчелинцев *, обработавший фауну известняков из указанных районов, определенно относит их к титонскому ярусу. К этому ярусу необходимо, по-видимому, отнести верхние части толщи коралловых известняков Иджеванского хребта; нижние

* Пчелинцев В. Ф. Титон Кахетии. «Изв. Всес. геол.-разв. объедин.», вып. 61, 1932.

же части толщи должны соответствовать, по аналогии с соседними к востоку районами, оксфорду (?), лузитану и кимериджу.

К северо-востоку от Иджеванского хребта, по левобережью р. Аг-стев, в районе сс. Неркин Агдан—Кирдеван (Шираз), имеют большое развитие доломиты, кремнистые известняки и кварциты, являющиеся фацией той же верхнеюрской известняковой толщи. Мощность известняковой толщи закономерно увеличивается в северо-восточном направлении (от 200 до 400 м).

Кремнистые известняки под микроскопом обладают мелкозернистым строением; основная масса—кальцитовая. Заметно большое количество очень мелких органических остатков округлой формы, частью кальцитовых, частью состоящих из радиально-лучистого халцедона. Часть этих организмов, по заключению И. Э. Карстенса, вероятно, фораминиферы, кремнистые же тела, возможно, радиолярии (?), но скорее всего, те же окремнелые фораминиферы. В некоторых участках наблюдается почти полное окремнение породы с переходом в типичный кварцит. В последнем под микроскопом видны уже большие участки с радиально-лучистым строением (халцедон), большей же частью порода распадается на сферолиты (?) диаметром до 0,1 мм. Очень редко встречаются неправильной формы участки вторичного кварца с гребенчатой структурой.

Подобные кварциты слагают громадные обрывы по ущелью р. Агры (в районе разв. церкви Сурп-Саркис).

Небольшую синклиналь г. Апаге-кар, к юго-востоку от восточной оконечности Иджеванского хребта, слагают известняки, представляющие другую фацию той же верхнеюрской толщи, отвечающую стратиграфически разрезу нижней части Иджеванского хребта. Известняки г. Апаге-кар—толстослоисты и массивны, местами брекчиевидные, полукристаллические. В шлифах этих известняков В. П. Нехорошев по сборам Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1929) обнаружил разрезы мшанок, отнесенные им к роду *Monotrypa*, *Trepistomata*.

По заключению В. П. Нехорошева род *Monotrypa*, хотя и является по существу нижнепалеозойским, но представители его имеются и в мезозойских отложениях вплоть до верхней юры.

Стратиграфическое положение известняковой толщи района Иджеванского хребта находится в полном соответствии с положением подобных же известняков в Кировабадском районе, где наиболее полный разрез их наблюдается, по К. Н. Паффенгольцу (1931), на г. Кяпаз.

3. МЕЛ

Меловые отложения имеют в описываемой области значительное развитие, опоясывая ее с севера, востока и юга и, кроме того, слагают довольно большую площадь на Гогаранском (Аглаганском) хребте в центральной его части. Выражены они в разнообразных фациях—карбонатной, вулканогенной и осадочно-вулканогенной, нередко связанных друг с другом взаимопереходами. Нижний мел имеет незначительное распространение; его осадки слагают небольшие, большей частью изолированные площади, уцелевшие от трансгрессий верхнемелового времени. Значительное развитие имеют они на Базумском хребте. Нижний мел представлен здесь лишь апт-альбом в осадочно-вулканогенной фации; отложения неокома в этой области, видимо, вовсе не накапливались (за исключением Базумского хребта), что обусловлено имевшей здесь место крупной орогенической фазой послеюрского времени.

Верхний мел представлен всеми тремя отделами, причем сеноман выражен преимущественно в осадочно-вулканогенной фации, турон-

сантон—в вулканогенной и осадочной, а верхний сенон—в карбонатной.

Нижний мел. На северо-востоке описываемой области, в Ноябрьском районе А. А. Атабекяном (1954) на небольшой площади констатирована осадочно-вулканогенная фация среднего и верхнего альба с руководящей фауной. Средний альб характеризуется *Trigondactylea Park.*, *Dufrenoyia stacata M.C.*, *Inoceramus concentricus Park.*, *In. anglicus Woods*, *Itruvia sp.*

В отложениях верхнего альба встречена многочисленная фауна, среди которой определены: *Anisoceras armatum Sow.*, *An. picteti Spath*, *Kossmatella agassizi Pict.*, *Hamites cf. compressus Sow.*, *Turritites hugardianus Orb.*, *Puzosia sharpei Spath*, *Aucellina gryphaeoides Sow.*, *Pervinqueria armenica Atab.*

Несколько восточнее, в районе с. Котигех, альбские отложения представлены, по А. А. Атабекяну, толщей (125 м) мелко- и среднезернистых туфогенных и полимиктовых песчаников с маломощным (1 м) базальным конгломератом в основании.

В верхней части разреза (мощностью 6 м) они содержат горизонты песчанистых глин с желваками копала и обугленными растительными остатками. Отсюда Н. Н. Бобкова указывает: *Baculites ex gr. undulatus Orb.*, *Nucula sp.*, *Lucina sp. ind.*, *Veniella sp.*, *Tellina sp.*, *Glicimeris sp. ind.*, *Corbula elegantula Orb.*, *Perna ex gr. ricordani Orb.*, *Pecten sp. ind.*, *Ostrea sp. ind.*, *Dreissensia cf. lanceolata Sow.*

А. А. Атабекян в самых верхних слоях разреза собрал плохо сохранившуюся фауну пелеципод и гастропод.

В. П. Ренгартен склонен был считать присутствие в этом разрезе неокома и нижнего апта, а Н. Н. Бобкова—апта и альба. А. А. Атабекян всю эту толщу в целом относит к среднему и верхнему альбу, по аналогии с другими разрезами описываемой области, где их возраст фаунистически обоснован более убедительно.

А. Т. Асланян (1958) же в районе с. Котигюх к альбу относит мощный (750 м) вулканогенно-осадочный комплекс, слагающий ряд узких, сближенных второстепенных складок близмеридионального направления.

Далее к юго-востоку, в Шамшадинском районе, в окрестностях сс. Верин Агдан, Навур, Берд, Норашен, Мосесгех, вдоль левобережья р. Товуз наблюдается хорошо обнаженный стратиграфический контакт юры и нижнего мела, детально закартированный К. Н. Паффенгольцем и Г. Т. Тер-Месропяном (1953).

В районе указанных селений протягивается в широтном направлении полоса известняков, располагающихся резко трансгрессивно и с большим угловым несогласием на породах «верхней» вулканогенной толщи юры (доггер) и подстилающих их кварцевых порфирах.

Кверху эти известняки фациально сменяются мощной (до 600 м) вулканогенной толщей, в которой на разных горизонтах встречены прослои известняков, подобных таковым основания толщи. Эти известняки фациально выклиниваются в одних местах и затем вновь появляются по их простирацию, иногда кулисообразно смещаясь. В общем эта толща является результатом накопления одного седиментационного смешанного осадочно-вулканогенного цикла.

Среди известняков многие разности являются в той или иной степени кремневыми, другие—доломитизированными. Вулканогенная толща представлена главным образом основными порфиритами (вплоть до долеритов) и их туфами, обычно сильно разложившимися. Касаясь стратиграфического положения более основных разностей бердской

вулканогенной толщи, следует отметить, что они залегают в ее основании; таким образом, магматический цикл нижнемелового времени начинается для этого района основными излияниями.

Возраст бердских известняков долгое время являлся спорным; вначале на основании единичных находок фауны в разрозненных обнажениях, не увязанных общей съемкой, они относились к сеноману (С. Г. Саркисян, 1931; И. Н. Ситковский, 1935). Затем в результате детальных съемок этого района и более обильных сборов фауны, детально обработанной, возраст известняков понизился до альба—верхов апта (К. Н. Паффенгольд, 1941; А. Т. Асланян, 1946; В. П. Ренгартен, 1950; А. А. Атабекян, 1952).

В низах толщи известняков встречены: *Pecten robinaldi* Orb., *Exogyra caucasica* Mordv., *Pecten* (*Camptonectes*) *matheronianus* Orb., *Lima* (*Plagiostoma*) *subrigida* Roem., *Neithea morrissi* Pict. et Renev. (определения В. П. Ренгартена), а также два аммонита—*Parahoplites melchioris* Anth. var. *lata* Eg., *Diadachoceras* (?) *armenicum* Eg. (определения В. Л. Егояна), характеризующие верхи апта.

Согласно данным А. А. Атабекяна (1959), вышеуказанные В. Л. Егояном аммониты являются переотложенными и найдены в фаунистически охарактеризованных коньяк-нижесантонских осадках, в которых он описывает также переотложенную *Sonneratia* aff. *dutempleana* Orb. (представители этого рода характерны для нижнего и среднего альба).

Стратиграфически выше, в известковистых туфопесчаниках, А. А. Атабекяном (1954) найдена характерная среднеальбская фауна: *Inoceramus concentricus* Park., *In. anglicus* Woods, *Neithea quinquescostata* Sow., *Trigonia coquandi* Orb. и др., а в более высоких слоях—многочисленные *Aucellina gryphaeoides* и редкие экземпляры *Kossmatella agassizi* Pict., характеризующие верхний альб.

В. П. Ренгартен (1953) и А. А. Атабекян, отрицавшие наличие в районе с. Верин Агдан фаунистически охарактеризованных отложений древнее нижнего альба, считают, что меловая морская трансгрессия в северной зоне Малого Кавказа началась лишь в альбе.

Далее к юго-западу от района с. Верин Агдан нижнемеловые отложения констатированы А. А. Атабекяном на южном склоне широтного синклинального Иджеванского хребта. Здесь на южном его склоне альбские отложения с конгломератом в основании залегают над известняками верхней юры, перекрываясь трансгрессивно верхнемеловыми отложениями. Представлены они, по А. А. Атабекяну, глауконитовыми и известковистыми серыми и желтовато-серыми песчаниками и частично мергелями общей мощностью 70 м. В нижней части толщи встречаются: *Exogyra djamandjarica* Musaf., *Turrillites hugardianus* Orb., *Puzosia sharpei* Spath, *Stoliczkaia rhamnonota* (Seeley), *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др., характеризующие средний альб; верхняя часть толщи, видимо, относится к верхнему альбу.

К северо-западу от гор. Иджевана альбские отложения констатированы А. А. Атабекяном также в окрестностях сс. Геташен и Айрум. Здесь альбские отложения представлены свитой толстослоистых, желтоватых, мелкозернистых туфопесчаников, нормально осадочных песчаников и песчаных мергелей, содержащих *Hysterocheras orbigny* Spath, *Hys. carinatum* Spath, *Hamites* sp., *Baculites* sp., *Barbatia* ex gr. *cottardi* Orb., характеризующие верхний альб.

В последние годы отложения нижнего мела констатированы также в Базумском хребте. Здесь к нижнему мелу относятся, по В. Т. Акопяну, свита темно-серых, местами зеленовато-серых алевролитов, песчаников с прослоями зеленовато-серых алевролитов, песчаников с прослоями известняков и туфопесчаников темно-серого цвета и подстилающая ее

толща сильно рассланцованных известняков с прослоями песчаников и туфогенных пород. Обнажаются они в верховье р. Гергер и протягиваются к западу по северному склону Базумского хребта.

В этих породах на склонах г. Чах-чах П. Л. Епремяном в 1956 г. была найдена альбская фауна: *Kossmatella agassizi* Pict., *Kos. cf. chabaudi* Fal. В. Т. Акопяном в 1959 г. в темно-серых алевролитах указанного пункта были встречены альбские аммониты: многочисленные экземпляры *Puzosia sharpei* Spath, *Anisoceras* sp. и др., а в известняках левого склона ущелья р. Желтой — зуб акулы — *Strophodus* sp.

Слои с указанной фауной совершенно согласно подстилаются свитой сильно рассланцованных, местами окремненных известняков с прослоями песчаников, отнесенных ранее к сенону, а А. Т. Асланяном — к верхней юре. Ее стратиграфическое положение и согласный переход в вышеописанные отложения с фауной убедительно говорят об их нижнемеловом возрасте.

Верхний мел. Верхнемеловые отложения, как указывалось, имеют значительное развитие, причем в распределении их выявилась следующая закономерность. На севере и северо-востоке описываемой области представлен полный комплекс отложений, являющийся резко трансгрессивным. По направлению к востоку и юго-востоку отложения сеномана и турона последовательно выпадают (срезаются), и далее к югу развита лишь трансгрессивная толща верхнего сенона. Образования сеномана и турона сохранились здесь от размыва лишь на небольших участках. Этот факт указывает на заложение Иджеванского поперечного прогиба только в послесантонское время.

Сеноман. В северной части области, в Марнеульском районе Грузии, отложения сеномана протягиваются сравнительно узкой полосой в широтном направлении, от правобережья р. Машаверы на западе до р. Дебед (в районе ст. Садахло) на востоке и далее к юго-востоку в районе с. Ноемберян. Мощность сеномана колеблется от 100 до 500 м, достигая, однако, местами 1,5 км.

В основании толщи залегает свита разнообразных песчаников и известняков; выше располагается толща вулканогенных пород, представленных порфиритами различной основности (вплоть до кварцевых порфиров) фиолетовых оттенков и их туфами и туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками и др.

В районе Локского кристаллического массива в породах основания сеномана, залегающего трансгрессивно на отложениях средней и нижней юры, различными исследователями (К. Е. Габуния, В. Г. Грушевой, В. Я. Эдилашвили и др.) была встречена обильная фауна, часть которой одно время считалась нижнемеловой.

Среди указанной фауны были определены следующие сеноманские формы: *Exogyra columba* Lam., *Neithea laevis* Drou., *Protocardia hillana* Sow., *Prot. sp. indet.*, *Trigonoarca passiana* Orb., *Tellina stoliczkai* Zitt. var., *Inoceramus crippsi* Mant., *Astarte* sp., *Cyprina* sp. indet. (определения В. П. Ренгартена), *Itruvia subgloboides* Pöel., *It. gigantea* Pöel. (определения В. Ф. Пчелинцева); несколько выше встречены *Inoceramus pictus* Sow., *In. crippsi* Mant., *In. labiatus* Schloth. (определения А. Л. Цагарели).

По правую сторону р. Дебед отложения сеномана развиты в районе с. Кохб, где они представлены перемежающейся толщей разнообразных песчаников (туфогенных, мергелистых, железистых, известковистых, конгломератовидных), нечистых известняков (детритусовых, песчаных, глинистых и др.), туфов и туфобрекчий. В шлифах известняков И. Э. Карстенсом определены: *Lithothamnium* (мелкие), *Briozoa*, *Globigerina*, *Orbulina*, *Textularia*, *Globotruncana*. Указанным автором отмече-

но сходство этой микрофауны с таковой пород свиты Укугмарт (сеноман Кахетии). В. П. Ренгартеном (1938) собрана в этой толще следующая фауна: *Lima* sp. ex gr. *rhotomagensis* Orb., *Pecten* sp. indet., *Ostrea* (*Liostrea*) sp. ex gr. *rouvellei* Coq. (обломки), *Crinoidea*, *Phylloceras* sp. ex gr. *velledae* Michl., *Neolobites* (?) sp. cf. *vibrayensis* Orb., *Inoceramus* sp. ex gr. *crippsi* Mant., *In. crippei* Mant., *Orbulina* sp., *Eryphyllia striata* Sow., *Pervinqueria* cf. *gracillima* Kossm., *Exogyra* cf. *canaliculata* Sow., *Holaster* sp.

Т. А. Мордвилко, по сборам К. Н. Паффенгольца (1934), определены: *Trigonia weberi* Arch., *Pinna*, *Gervillia*, *Astarte*, чем был впервые обоснован сеноманский возраст этой толщи.

А. А. Атабекян (1954), специально изучавший меловые отложения этой области, приводит для сеномана указанного района многочисленную фауну, твердо обосновывающую этот возраст.

Далее к юго-востоку отложения сеномана слагают довольно большую площадь в Шамшадинском районе, к северу от с. Берд. Здесь вышеописанная апт-альбская карбонатно-вулканогенная бердская толща перекрывается трансгрессивно, но с незначительным угловым несогласием, новой осадочно-вулканогенной толщей, относимой к сеноману.

Эти отложения представляют фацию весьма неглубокого моря прибрежного характера, в котором накопление нормальных осадков прерывалось излиянием лав из подводных вулканических центров и трещин. Такому характеру седиментации отвечает пестрота литологического состава толщи, характеризующейся чередованием песчаников с пачками различных туфогенов, туфов, туфобрекчий и порфиритов с прослоями известняков.

Толща состоит в основном из разнообразных порфиритов, витрокластических туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов с прослоями туфитов и алевролитов и др. У сс. Чинчин—Товуз описываемая толща согласно перекрывается конгломератовидными известковистыми песчаниками и известняками, которые рельефно обнажаются в виде карниза, протягивающегося в широтном направлении вплоть до левого берега р. Товуз.

Видимо, в низах этой толщи, у подножья г. Рами-ял, в известковистых песчаниках левого берега р. Товуз, И. Н. Сытковский (1935) встретил довольно многочисленную фауну, среди которой была определена руководящая, по В. П. Ренгартену, сеноманская форма *Inoceramus ethelridgei* Woods.

Эффузивные разности вулканогенной толщи определяются под микроскопом как порфириты (мало) и трахиандезиты (преобладают). Таким образом, сеноманский магматический цикл является по отношению к предшествовавшему (апт-альбскому) более кислым.

В. П. Ренгартен (1953) считает, что толща эта залегает на предыдущей совершенно согласно, выделяет ее под названием «артаминской свиты» и определяет ее возраст в интервале валанжин-нижний апт. Далее он ту же «артаминскую» толщу параллелизует с подобной обломочно-вулканогенной свитой района с. Котигюх (Ноемберянский район), для которой ныне А. А. Атабекян (1954) указал нижнесенонский возраст, что не согласуется с данными В. П. Ренгартена.

К юго-западу от гор. Иджевана незначительные выходы пород сеномана констатированы по южному склону Иджеванского хребта.

Верхний турон-сантон. Выше сеноманских пород следует мощная трансгрессивная вулканогенная (в основном) толща, имеющая большое развитие в северной и северо-восточной частях описываемой области.

Вулканогенная толща турона, протягивающаяся в широтном направлении в северной части описываемой области, представлена в главной своей массе неслоистыми туфобрекчиями, прослаиваемыми покровами афировых плагиоклазовых порфиритов, нередко кварцевых. Местами туфобрекчии и порфириты прослаиваются туффитами, конгломератами, туфогенными песчаниками, песчанистыми известняками и песчанистыми глинами.

В низах толщи встречаются места покровы кварцевых порфиров и их туфов; кварцевые порфиры большей частью афирового типа, причем выделения кварца представляют неправильные остроугольные осколки, а не бипирамиды, как в лейасовых кварцевых порфирах. Основная масса породы обычно фельзитовая и микрофельзитовая.

Туфобрекчии и порфириты турона подвержены обычно сильной цеолитизации; нередко в них встречаются жеоды вторичного кварца, халцедона, аметиста, кальцита и др. в различной комбинации друг с другом.

В Марнеульском районе породы этой вулканогенной толщи, по данным В. Я. Эдилашвили, часто окварцованы и ороговикованы, содержат редкие прослои зеленовато-серых мергелей. Этой же толще подчинена свита полосчатых строительных туфов, кварцевых порфиров и порфиритов.

В Марнеульском районе фауна в вулканогенной толще пород турона не встречена, и ее возраст определяется здесь, по указанному автору, по ее стратиграфическому положению.

В Западной Грузии этой же вулканогенной толще отвечает так называемая свита Мтавари; ранее она на основании иноцерамовой и другой фауны (А. Л. Цагарели, 1941—1946; Б. Ф. Мефферт, 1936 и др.) относилась к сеноману—нижнему турону. Ныне, по последним данным Н. С. Бендукидзе (1954), возраст ее, на основании изучения 25 форм, найденных в ней кораллов, определяется как верхнетуронско-сантонский.

В туфогенных и карбонатных породах верхов вулканогенной толщи турона в районе с. Кохб В. П. Ренгартеном (1941) была встречена обильная фауна, отнесенная им к нижнему турону. Всего им приводится список из 41 формы, в котором кроме иноцерамов обращает на себя внимание обилие рудистов. Впоследствии в юго-восточной части Мало-го Кавказа для этой же вулканогенной толщи упомянутый автор (1950) по рудистой фауне доказывал ее верхнесантонский возраст, считая, что существуют две разновозрастные вулканогенные толщи—нижнетуронская и сантонская.

К. Н. Паффенгольц всегда признавал наличие лишь одной вулканогенной толщи; по новейшим данным А. А. Атабекяна (1954), для описываемой вулканогенной толщи Северной Армении ныне доказывается ее нижнесенонский возраст (коньяк-сантон). А. А. Атабекян приводит для этой толщи громадные списки (около 100 форм) фауны, систематизируя ее следующим образом: фауна низов толщи (верхний турон (?) и нижний коньяк) в фациальном отношении принадлежит к сублиторальной зоне теплого мелкого моря с постоянным движением водной среды; обращает на себя внимание обилие брюхоногих, рудистов и кораллов. Отсюда указываются: *Gaudriceras rouvillei* (?) Gross., *Plesiptygmatis bicincta* (Bronn), *Plagiptychus sevanensis* Renng., *Hippuritella incisa* Douv., *Vaccinites inferus* Douv., *Radiolites trigeri* Coq., *Durania bertholoni* Perv., *Inoceramus cf. crassus* Petr., *Echinocorys vulgaris* Breyn. и др.

Верхняя часть вулканогенной толщи (верхний коньяк—нижний сантон) характеризуется фауной, принадлежащей к типичной средиземноморской провинции: *Actaeonella crassa* Duj., *Plagiptychus exogyra*

Reuss, *Vaccinites giganteus* Hombres-Firmas, *Praeradiolites plicatus* Laj., Negr. et Toul., *Sauvagesia tenuivalvuta* Viant., *Biradiolites angulosissimus* Toucas, *Bournonia bobkovaе* Atab., *Inoceramus* cf. *wandereri* Andert, *Echinobriscus markovi* Faas.

Самые верхи вулканогенной толщи отнесены А. А. Атабекианом к верхнему сантону на основании следующей фауны: *Baculites incurvatus* Dujardin, *Parapachidiscus* aff. *stanislaopolitanus* Lomn., *Ancyloceras* aff. *bipunctatum* Schloth., *Plesioptygmatis turbinata* (Zek.), *Trochactaeon cosmanni* Choif., *Praeradiolites toucasi* Orb., *Bournonia osensis* Vidal., *Inoceramus decipiens* Zittel, *In. crassus* Petr., *Endocostea brooksi* John., *Neitheia regularis* Schloth., *Micraster coranguinum* Kb., *Octocoenia lugduensis* Orb.

Эта фауна также принадлежит к типичной средиземноморской провинции, характеризующейся преобладанием в сантонское время теплолюбивых форм—рудистов.

К юго-востоку, по правобережью р. Агстев, вулканогенная толща также имеет большое развитие, протягиваясь дальше в Кировабадский район Азербайджанской ССР.

В Шамшадинском районе, к северу от с. Берд, сеноманская вулканогенная толща и известняки района с. Чинчин перекрываются трансгрессивно и несогласно новой вулканогенной толщей, относимой к верхнему турону-сантону и расчленяемой на две свиты (нижнюю и верхнюю).

Нижняя свита представлена в основном порфиритами, прослаиваемыми на разных горизонтах туфами и отчасти туфобрекчиями. Породы темных оттенков, обычно выветрелые.

Интересно отметить, что в грубозернистых полимиктовых туфопесчаниках этой толщи у с. Кармрахбюр (Кызыл-булах) В. В. Тихомиров (1950) встретил гальки розовых лейкократовых плагногранитов и кремнисто-глинистых тонкослоистых пород (идентичных таковым нижнего (?) палеозоя у ст. Ковлар).

Вышеописанная вулканогенная толща в свою очередь перекрывается трансгрессивно, но без видимого углового несогласия новой вулканогенной толщей. Несогласие это, незначительное на западе, быстро увеличивается к востоку и в районе с. Юхари-Оксюзли нижняя свита полностью срезается верхней.

Верхняя вулканогенная свита также представлена плагноклазовыми порфиритами и их эластическими производными; местами наблюдаются прослои песчаников и известняков, а также рифы известняков.

Под микроскопом порфириты этой свиты и туфы ничем не отличаются от предыдущих.

Часть этой сантонской вулканогенной толщи по правобережью р. Агстев, на участке, ограниченном двумя сбросами субмеридионального направления, А. А. Атабекиан (1954) относит к верхней юре (келловей-оксфорд), а вышележащие известняки—к лузитану. Но детальная съемка этого района показала, что на южном склоне г. Сарум-сахлу отложения, относимые указанным автором по фауне к келловей-оксфорду, совершенно отчетливо перекрывают (при пологом залегании) фаунистически хорошо охарактеризованные породы альба.

Таким образом, необходимо признать, что юрская фауна Армении изучена еще далеко не достаточно. Далее, необходимо указать, что подобное смещение верхнеюрской и верхнемеловой фауны имело место и раньше; эти случаи разобраны К. Н. Паффенгольцем в его сводной работе по Армении.

Работами последних лет нижнесенонские отложения установлены

в западной части Базумского хребта, где они имеют значительное распространение.

В Гогаранцском хребте, по южному его склону, по левому склону ущелья р. Желтой, нижнесенонские отложения представлены, по В. Т. Акопяну, свитой алевролитов, с прослоями туфов, туфоконгломератов и известняков. Обнажаются они в ядре синклинальной складки, где трансгрессивно перекрывают различные горизонты нижнемеловых образований.

В нижней части указанной свиты, в 2,5 км к востоку от месторождения «Желтая речка» В. Т. Акопяном в 1959 г. была обнаружена богатая фауна гастропод и рудистов, среди которых им были определены: *Plagioptychus sevanensis* kenng., *Plesioptygmatis pupoidea* Pčel., *Pl. nobilis* Munst., *Pl. bicincta* Bronn, *Pl. caucasica* Pčel., *Trochacteon* cf. *obtusa* Zek., указывающие, по его мнению, на нижнесенонский (коньяк-сантон) возраст включающих пород.

Верхние горизонты этой сенонской свиты здесь размыты, а контакт ее с эоценовыми осадками тектонический.

Известняки, слагающие западную часть Базумского хребта, собраны в ряд (больше 5) прямых и опрокинутых изоклинальных складок, почему весьма смяты, сплюснуты и даже гофрированы. По внешнему виду, а также, как указывается ниже, по своему составу они сильно отличаются от известняков южной части бассейна р. Памбак, почему описание их приводится порознь.

Перейдем теперь к описанию известняков, слагающих западную часть Базумского хребта. Макроскопически эти известняки представляют плотную, сильно рассланцованную породу от светло-серого до светло-зеленого цвета; преобладают тонкоплитчатые разности, сильно смятые, сплюснутые и гофрированные.

Эти структурные особенности породы приобрела в результате большого динамического воздействия, имевшего место при интенсивной пликативной дислокации верхнеэоценового времени, в результате которой известняки этого района собраны в ряд изоклинальных складок (прямых и опрокинутых). Кроме того, известняки эти по северному склону хребта интродуцированы большим количеством основных пород габбровой магмы.

Под микроскопом известняки этого района отличаются от предыдущих полосчатой текстурой и существенным количеством вторичного кварца в форме тончайших узорчатых образований.

Таким образом, эти известняки испытали довольно интенсивный процесс окремнения; последний обусловлен, вне сомнения, гидротермальными процессами, связанными с поствулканической фазой указанных интрузий (верхнеэоценовых) основных пород.

В известняках обнаружена лишь скудная макро- и микрофауна. Подобные же известняки констатированы Н. П. Батуриным к западу от с. Мусаелян, в Гукасянском районе, на том же простирании. Указанный автор склонен был приписать им также верхнемеловой (сенонский) возраст, на основании редких фораминифер.

На юге описываемой области, в средней части Памбакского хребта, в районе Анкавана, по данным В. Н. Котляра разрез верхнего мела начинается отложениями коньякского яруса, представленного базальными конгломератами с прослоями песчаников (40—70 м), туфогенными песчаниками и туфами с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов (20—80 м) и темными, почти черными, глинистыми песчаниками, иногда сланцеватыми и слабо слюдистыми (38—40 м).

Отчетливо выявляется уменьшение вулканогенного материала в

двух нижних горизонтах в направлении от гребня Памбакского хребта к юго-востоку; вместе с тем уменьшаются мощности двух нижних свит.

Располагается коньякская толща в районе Анкавана на метаморфическом комплексе кембрия-докембрия. В этом районе найдена довольно обильная фауна во всех трех горизонтах данной толщи. Изучение собранной из четырех различных участков фауны, произведенное В. П. Ренгартеном, показало наличие следующих форм: *Baculites* ex gr. *undulatus* Orb., *Pervinquieria* sp. nov., *Nucula* cf. *pectinata* Sow., *Nuc. pictinata* Sow. var. *cretae* Gardn., *Protocardia hillana* Sow., *Cardium hypericum* Arch., *Pholadomya nodulifera* Goldf. var. cf. *albina* Geinitz, *Inoceramus tenuis* Mant., *Pecten* (*Camptonectes*) *kalkowskyi* Petr., *Neitha quinquecostata* Sow., *Pelecypoda* sp. ind.

Возраст отложений—коньякский. Кроме того, из другого участка определен *Scaphites* (?) sp. ex gr. *aturicus* Schr., что не противоречит коньякскому возрасту. Выше согласно залегает толща, которая состоит из мергелей и мергелистых песчаников, обнажающихся обычно в виде плитняков. Низы этой толщи, по-видимому, относятся еще к коньяку, а верхняя часть—уже к сантону. Отложения коньяка-сантаона без уловимого несогласия перекрываются мергелистыми известняками верхнего сенона. В описываемых породах характерной фауны не найдено, почему ее возраст основывается главным образом на стратиграфическом положении этой толщи. Мощность ее непостоянна и колеблется от нескольких десятков метров у г. Сары-кая до 100 м у Дебахлинского перевала и у с. Мармарик.

Верхний сенон. Вулканогенная толща сантона перекрывается трансгрессивно, но без заметного углового несогласия, мощной толщей известняков и мергелей.

Указанное несогласие и трансгрессивность карбонатной толщи хорошо констатируются по простирацию. В Ноемберянском районе местами наблюдается вполне согласная постепенная смена туфопесчаников верхов сантонской вулканогенной толщи указанными известняками; но переход этот (смена фаций) происходит на весьма коротком по вертикали расстоянии (всего 2—5 м). Такая же картина наблюдается и в районе с. Ревазлу Иджеванского района. К юго-западу же от гор. Иджевана известняки располагаются трансгрессивно непосредственно на породах верхней юры, а на юге описываемой области—на метаморфическом комплексе кембрия-докембрия.

В районе к северу от с. Кохб мергелистые известняки слагают синклиналь антикавказского направления. Известняки и мергели большей частью светло-серого цвета, средне- и толстослоистые; мергелистые известняки белого цвета, мелоподобные, средне- и тонкослоистые. Изредка встречаются плотные тонкослоистые разности литографского типа с плоскораковистым изломом. В основании толщи обычно залегают зеленоватые и красноватые (розовые) известковистые песчаники и песчаные известняки, туфогенные песчаники и мергели с незначительными линзами убогой марганцево-железистой руды.

Среди карбонатной толщи верхнего сенона большое практическое значение имеют отложения кампана, представляющие естественное цементное сырье. Представлен кампан чередованием мергелей и известняков, сменяющихся кверху среднеслоистыми белыми известняками с тонкими прослоями бледно-зеленых мергелей и примазками глин по плоскостям напластования.

Маастрихт представляет чередование разнотернистых, массивных и толстослоистых известняков, известковистых песчаников и песчаных мергелей. В верхах свиты залегают перекристаллизованные, слабо песчаные известняки, внешне очень сходные с титонскими; местами

Они доломитизированы. Структура известняков местами крупнобрекчиевидная. Довольно часто присутствуют дымчато-серые и буровато-серые кремневые конкреции.

Известняки местами почти полностью доломитизированы, занимают большие площади, как, например, на водоразделе рр. Агстев и Ахум, где они впервые констатированы А. Т. Асланяном (1949) между вершинами Сарум и Агдаг; мощность их там превышает 100 м.

По правобережью р. Агстев, в районе с. Црвиз и других участков, часть известняков верхнесенонской толщи оказывается в той или иной степени окремененной.

К низам карбонатной толщи обычно приурочены проявления киллоподобных глин, представляющих измененные гальмиролизом пепловые (витрофировые) туфы, прослаивающие мергели и известняки на разных горизонтах.

Видимая мощность известняково-мергелистой толщи в Ноемберянском районе превышает 700 м. Эта толща протягивается отсюда вдоль предгорий северного склона Малого Кавказа в Кировабадский район Азербайджана и далее к юго-востоку.

Эту карбонатную толщу В. П. Ренгартен (1941) и М. М. Алиев (1939) относили, на основании определенной ими иноцерамовой фауны, целиком к сенону, включая верхний турон. При этом В. П. Ренгартен указывал в ней фауну всех соответствующих ярусов сенона, отмечая, что по направлению к юго-западу от гор. Кировабада низы карбонатной толщи выпадают и приобретают региональное (?) значение трансгрессии сантона и маастрихта.

А. А. Атабекян (1954) на основании многочисленной (около 70 форм) фауны эту толщу относит к кампан-маастрихтскому возрасту. Нижняя часть карбонатной толщи, отнесенная к кампану, характеризуется: *Pachydiscus cf. levyi* Gross., *Gaudiyceras* sp., *Inoceramus subsarumensis* Renng., *In. sarumensis* Renng., *In. balticus* Boehm, *In. regularis* Orb., *In. lingula* Goldf., *In. lobatus* Goldf., *Austinocrinus solignaci* Vallet, *Conulus albogalerus* Klein, *Micraster scheroederi* Stoll., *Echinochocorys ovatus* Leske, *Oolopigus piriformis* Leske, *Ornithaster evaristei* Cott., *Galeaster bertrandi* Seunes.

Анализ этой фауны показывает, что в кампанское время трансгрессия моря еще более расширилась, вследствие чего происходил свободный обмен между фаунами северных и южных провинций.

Маастрихт представлен в Ноемберянском районе свитой пелитоморфных, слегка песчанистых известняков, пластующихся совершенно согласно с идентичными осадками кампана. Возраст их определяется следующей фауной: *Diplomoceras cf. cylindraceum* Deffr., *Pachydiscus cf. colligatus* Binkh., *Hauericeras sulcatum* Kner, *Belemnitella langei* Schatsk., *Inoceramus nebrascensis* Owen, *In. colchicus* Tsag., *In. cf. decipiens* Zitt., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Echinoconus globulus* Klein, *Cyclaster munieri* Seunes, *Coraster sphaericus* Seune, *Physast. abichi* Anth., *Echinochocorys duponti* Lamb., *Guettaria racardi* (Cott.) Lamb., *Stegaster georgicus* Roukh., *Cardiotaxis hebberti* Cott., *Lambertiaster douvillei* Gauth., *Isomicraster brevis* Desor., *Parasmilia centralis* Mant.

Фауна маастрихтского яруса представлена главным образом морскими ежами, иноцерамами и реже аммонитами, белемнителлами, плеченогими, кораллами и вентрикулитами; имеет большое сходство с фауной средней Европы.

В шлифах пород была обнаружена довольно обильная микрофауна и микрофлора, определенные И. Э. Карстенсом, давшим следующий список форм: *Nullipora* (*Lithothamnium*), *Miliolidae*, *Quinqueloculina*

Textularidae, Fissulina, Orbulina, Globotruncana (Rosalina), Globigerina, Lagena, Nodosaria, Calcarina, обрывки Bryozoa, Echinodermata.

И. Э. Карстенс отметил большое сходство указанной известняково-мергельной толщи с верхнемеловыми отложениями Кахетинского хребта.

Значительно большее развитие имеют отложения сенона в юго-западной части описываемой области, где они выступают в антиклинальном залегании в районе бассейна р. Памбак и Памбакского хребта. Выражены они здесь всюду в известняковой же фации. В средней части бассейна р. Памбак известняки слагают ядро довольно крупной антиклинали к северу и северо-западу от Джаджурского перевала; сравнительно небольшой выход их оконтурен также в ядре антиклинали, в среднем течении р. Чичкан (крупного левого притока р. Памбак, в в районе зимовок Гомцак и Ширахмат).

Известняки района Джаджурского и Спитакского перевалов, а также среднего течения р. Чичкан слагают довольно пологие крупные антиклинали и весьма сходны между собой. Известняки южной части области представляют средне- и тонкослонистую, сильно трещиноватую породу, обычно светло-серых оттенков; в верхах толщи встречаются разности светло-розовых оттенков. Излом неровный, занозистый. Весьма редко встречаются слабо мергелистые и песчанистые разности. Под микроскопом структура известняков сгустковая и участками неравномерно тонкозернистая; весьма редко наблюдается полосчатая текстура, в подавляющем большинстве шлифов порода представлена почти чистым карбонатом; в качестве примеси встречаются в убывающем порядке кварц, плагиоклазы, водные окислы железа, хлорит, эпидот и глинистые продукты. Количество этих примесей лишь в редких случаях доходит до 10%, и породу можно назвать тогда песчанистым известняком. Подобные разности чаще наблюдались в районе Спитакского перевала, где в единичных случаях (обычно в верхах и низах толщи) встречались также известковистые песчаники. Размеры зернышек кварца не превышают 0,2—0,5 мм; следует отметить, что местами скопления кварца имеют отчетливую узорчатую форму вторичных образований. Наиболее чистые разности известняков наблюдались к северу от Джаджурского перевала; известняки этого района местами эксплуатируются для обжига на известь в промышленном масштабе, так как близ них проходит линия железной дороги. Макрофауна в известняках южной части района не встречена; в некоторых шлифах констатирована обильная микрофауна, определенная В. П. Ренгартемом: Orbulina, Globigerina, Globotruncana, Textularidae, Nodosaridae, обломки Bryozoa, Echinodermata Lithothamnium, Calcarina, обломки Pelecypoda, характеризующие верхний мел.

Надо указать, что в шлифах подобных известняков Гукасянского района, к западу-северо-западу от Джаджура, из коллекции Н. П. Батурина, Н. Б. Вассоевичем определены: Radiolaria, Globotruncana и другие более редкие фораминиферы, среди которых есть и «сферы», Н. Б. Вассоевич относит подобные известняки к верхнему мелу.

Часть вышеуказанных шлифов изготовлена из образцов, взятых непосредственно в всячем боку толщи известняков, у самого контакта с туфогенными породами эоцена, на северном крыле Джаджурской антиклинали, а другие—в Памбакском хребте, к западу от вершины Памб (2425,9 м) и по своему стратиграфическому положению в точности соответствуют положению первых.

Химический состав известняков разных участков исследованного

района может быть иллюстрирован следующими анализами (аналитик Н. К. Сироткина) (табл. 1).

Из сравнения данных анализов отчетливо вытекают следующие выводы. Все известняки бедны глиноземом, окислами железа и магния, щелочами и т.п. Известняки Базумского хребта отличаются содержанием значительного количества кремнезема; этот факт, в связи с ничтожным количеством магния и микроскопическими данными, позволяет утверждать о бывшем процессе окремнения при отсутствии доломитизации.

Наиболее чистыми являются известняки Джаджурского перевала. Известняки района Спитакского перевала являются слабокремнистыми.

Возраст описанных известняков

Таблица 1

Компоненты	25	41	281
SiO ₂	31,78	4,42	10,00
TiO ₂	0,11	0,07	0,14
Al ₂ O ₃	2,44	1,17	1,37
Fe ₂ O ₃	1,36	1,12	1,60
CaO	35,30	51,72	47,80
MgO	0,96	0,61	0,46
K ₂ O+Na ₂ O	0,48	0,05	0,34
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,06
SO ₃	0,01	0,09	—
CO ₂	27,78	40,57	38,07
+H ₂ O	0,62	0,29	0,09
-H ₂ O	0,07	0,23	0,16

определяется главным образом по взаимоотношению их с породами эоцена, а также путем прослеживания этой толщи в соседние районы, где в них была встречена скудная фауна.

Известняки района Спитакского перевала отчетливо прослеживаются по простираанию к востоку-юго-востоку в том же антиклинальном залегании в Анкаванский район, исследованный В. Н. Котляром (1934). Здесь известняки без видимого несогласия перекрывают толщу мергелей и мергелистых песчаников турина и имеют мощность около 250 м. Известняки серого или светло-серого цвета лишь местами перекристаллизованы под влиянием гранодиоритовых интрузий. Участки мрамора г. Дебахлу связаны с небольшой интрузией щелочных сиенитов. На этом же участке среди известняков отмечены тонкие прослои с мелкими обломками раковин, по-видимому, иноцерам.

На северном склоне Памбакского хребта полоса известняков сильно нарушена и нередко представлена разобщенными между собой клиньями или участками среди далеко протягивающейся Сарыкаинской зоны разрывов. Несмотря на тщательные поиски фауны, находки последней ограничились отпечатком, который, по определению В. П. Ренгартена, является формой *Anatina cf. roya* Orb., сходной, но не тождественной с описанной под этим названием из соседних и нижних горизонтов сеномана в Малой Азии. Из этих же пород, но находящихся несколько южнее, Н. Б. Вассоевичем в шлифах были определены *Gumbelina*, *Globotruncana*, относящиеся, по его мнению, к гельветскому покрову верхнего мела. Для района несколько южнее Цахкуняцкого хребта из этой толщи по сборам Н. Г. Казаковой, М. В. Баярунасом был определен *Stegaster* sp.

В западной части Памбакского хребта известняки сенона совершенно согласно и отчетливо переходят в туфогенную толщу эоцена, хотя переход этот происходит на весьма кратком по вертикали расстоянии (все-го 2—5 м). Этот факт был отмечен Г. Абигом и иллюстрирован им на разрезе, приведенном при описании известняков «Аг-кентского прохода» (Джаджурский перевал). Туфогенная толща нижнего и среднего эоцена охарактеризована нуммулитами, почему в ее возрасте сомневаться не приходится. Известняки района г. Памб налегают на авгитовые порфиры кембрия-докембрия (?), а в северо-западной и северной частях бассейна р. Памбак—на метаморфические сланцы кембрия-докембрия. Из этих фактов можно вывести определенное заключение о трансгрессивном залегании толщи известняков: трансгрессия эта сказалась силь-

нее на северо-западе и в незначительной степени на востоке, вероятно, в силу особых колебательных движений, следы которых наблюдались в соседних районах весьма часто.

Из вышеизложенного явствует, какое широкое развитие имели в описываемой области меловые трансгрессии: предаптская, предсеноманская, предсантонская и предверхнесенонская.

Верхнемеловые отложения играют заметную роль в экономике области. Мергели и известняки карбонатной толщи являются хорошим строительным материалом. Некоторые горизонты (преимущественно кампана) являются хорошим цементным сырьем и для обжига на извесь; нередко здесь же встречаются разности известняков литографского типа.

В мергельной толще нижнего кампана встречаются прослой бентонитов. Известняково-мергельная толща важна также в гидрогеологическом отношении; к ней приурочено много родников с водой хорошего качества. Наконец, сантонской (исключительно) вулканогенно-обломочной толще подчинены проявления агата, представленные неправильными жеодами, прожилками и стяжениями.

4. ЭОЦЕН

Отложения эоцена имеют в описываемой области широкое развитие, слагая почти всю среднюю часть ее территории. Выражены они преимущественно в вулканогенной фации, причем на юге и юго-западе наблюдается сравнительно полный разрез эоцена, согласный с сеноном, а вдоль северо-восточного края полосы их развития разрез начинается со среднего эоцена, являющегося резко трансгрессивным и перекрывающим с угловым несогласием образования верхнего мела, верхней и средней юры.

В бассейне р. Марцигет (правого притока р. Дебед), в районе г. Лалвар и к югу от Джандарского массива, в основании толщи среднего эоцена поверх маломощного (2—3 м) базального конгломерата наблюдается свита изменчивой мощности (100—500 м) песчаников, частью туфогенных, с прослоями и пачками известняков и мергелей, по простиранию выклинивающихся. В микроконгломератах, песчаниках и известняках найдены характерные нуммулиты лютетского яруса (*Nummulites distans* Desh., по определению Б. Ф. Мефферта). В шлифах микроконгломератов (конгломератовидных песчаников, тотчас над базальным конгломератом) видно большое количество великолепной сохранности *Nummulites*, *Discocyclina*.

Песчаники состоят из обломков основной массы порфиритов, кристалликов и обломков плагиоклазов, стекла, незначительного количества зерен пироксена и рудного минерала; много хлорита, железистых и глинистых продуктов и изменчивого количества карбонатов.

Известняки (мергелистые) под микроскопом состоят из тонкослойной кальцитовой массы с примесью изменчивого количества глинистого вещества и незначительного количества туфогенного материала. В одном пункте к северо-западу от развалин монастыря Агарцин (к северо-востоку от Дилижана) уже среди типичных туфобрекчий встречен выход рифовых известняков (площадь около 200×250 м) белого цвета, сильно мраморизованных. Эта свита среднего эоцена прослеживается из верховья р. Марцигет, далее к юго-востоку, вплоть до района с. Куйбышев, где по шоссе, выше устья р. Гетик, в песчаных известняках также встречены обильные нуммулиты.

Над вышеописанной карбонатно-песчаниковой толщей среднего эоцена располагается мощная вулканогенная толща, разрез которой в бассейне р. Марцигет следующий (снизу вверх): туфы и туфобрекчии, порфириты, затем вновь туфы и туфобрекчии, но более кислого состава, прослаиваемые толщей дацитов; последние констатированы также в районе Дзорагетской гидроэлектрической станции (К. Н. Паффенгольд, 1933).

В подстилающих их здесь туфобрекчиях встречены: *Turritella imbricata* Lamk., *Tur. cf. oppenheimi* Newton (*Tur. carinifera* Desh.), *Turbonilla subelliptica* Abich, *Pecten (Chlamys) sp.*, *Nummulites sp. indet.* (определения А. И. Исаевой), указывающие на средне-верхнеэоценовый возраст включающих пород. Такое заключение упомянутого автора находится в полном соответствии со стратиграфическим положением этой свиты туфобрекчий, находящейся значительно выше свиты упомянутых известковистых песчаников основания среднеэоценовой толщи бассейна р. Марцигет.

В Алавердском районе и к юго-западу от него, в северо-восточной части Степанаванского района (массив г. Леджан), вулканогенная толща среднего эоцена представлена витропорфиритами, авгитовыми порфиритами, туфами и песчаниками; последние две породы преобладают в низах толщи, слагая маркирующую свиту, соответствующую по своему стратиграфическому положению вышеописанной известняково-песчаниковой толще бассейна р. Марцигет. Местами в упомянутой свите в Алавердском районе преобладают туфы.

К северо-западу от этого района (массивы гор Леджан и Лалвар), уже в бассейне верхнего течения р. Машавера, развиты песчаники (местами известковистые) и пелитовые туфы среднего эоцена с подчиненными авгитовыми лабрадорowymi порфиритами, витропорфиритами и альбитофирами. В известковистых туфогенах основания толщи в районе с. Джандар и вершины Лалвар В. Я. Эдилашвили (1939) были встречены: *Nummulites patschi* de la Harpe, *N. distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. munchisoni* Rutim. (определения И. В. Качарава) и *Globigerina cf. pseudobulloides* Plummer, *Cibicides cf. refulgens* Montfort, *Cib. cf. lobatulus* Walker et Jac., *Discocyclina cf. douvillei* Schlumberger, *D. strophiolata* (Gümbel) (определения А. В. Фурсенко).

Для всей вулканогенной толщи среднего эоцена бассейнов правых притоков р. Храмы в целом характерна фиолетовая и фиолетово-серая окраска пород, в отличие от зеленоватых тонов пород юрской вулканогенной толщи. Из минералогических отличий эоценовых пород отмечается довольно постоянное присутствие в них калинатрового полевого шпата (чаще, по-видимому, анортклаза), наблюдаемого даже в сравнительно основных разностях пород, и из цветных минералов—частое присутствие биотита.

В юго-западной части Степанаванского района, по северным склонам Базумского хребта, средний эоцен представлен порфиритами и кератофирами, перемежающимися с их туфами. В тектоническом отношении они слагают южное крыло близширотной синклинали, примерно по оси которой располагается долина р. Дзорагет (Лорийское плато).

Отложения нижнего эоцена (и палеоцена?) констатированы лишь в южной части области, где они пластуется совершенно согласно с карбонатной толщей сенона, а кверху согласно переходят в вулканогенную толщу среднего эоцена.

Отложения эоцена здесь имеют общую видимую мощность около 2,5 км и легко расчленяются на две толщи: нижняя мощностью около 1—1,5 км, представлена главным образом туфогенными породами; в

верхней же толще (мощностью около 1 км) преобладают порфиристы. Разрез отложений эоцена, составленный по линии Джаджурский перевал—г. Урасар, представляется в следующем виде (снизу вверх).

Над светлыми известняками сенона (*Globotruncana*, *Orbulina*, *Globigerina*, *Textularidae*, *Nodosaridae*) совершенно согласно располагаются*:

1. Кристаллические туфы мелко- и среднезернистые, обычно грязно-зеленоватых оттенков; местами переходя в мелкообломочные агломератовые туфы подобных же оттенков. Местами указанные туфы, обогащаясь примесью терригенного материала, переходят в типичные туффиты, а через них в мелкозернистые песчаники. Преобладают в этой толще все же кристаллические туфы; все породы отчетливо средне- и толстослоистые. Общая мощность около 600—700 м. В песчаниках этой толщи, по простиранию к западу, Н. П. Батуриным встречены нуммулиты, среди которых Б. Ф. Меффертом определены: *Nummulites atacicus* Leym. (A, B), *N. perforatus* Montf., *N. laevigatus* Brun., *N. lucasi* Deifr., *Assilina* sp. ex gr. *exponens* Sow., характеризующие вообще нижний эоцен.

2. Пачка песчанистых известняков местами туфовидных; порода средне- и тонкослоистая, трещиноватая, темно-серого цвета. Мощность их сильно варьирует (от 5—10 до 40 м и более).

В более песчанистых разностях подобных известняков, в южной части района, встречена обильная нуммулитовая фауна, среди которой А. Н. Рябининым были определены две формы: *Nummulites atacicus* Leym. (B), *N. atacicus* Leym. (A), характеризующие вообще нижний эоцен.

3. Туфовые сланцы обычно ярких оттенков зеленого и голубоватого цветов. Порода среднеслоистая, трещиноватая, плотного сложения с плоско-раковистым изломом. Мощность около 300—400 м.

4. В верхах указанной толщи появляются небольшой мощности покровы порфиритов, которые затем слагают громадную толщу мощностью до 1 км. Но в этой «порфиритовой» толще все же встречаются небольшой мощности выклинивающиеся по простиранию пачки и прослои туфов (но не зеленых), известковистых туфогенных пород и даже известняков (весьма редко).

Указанными порфиритами кончается разрез эоценовых отложений юго-западной части области. Следует отметить, что эта толща довольно хорошо выдерживается по простиранию. Туфы же и туфовые сланцы «нижней» толщи по простиранию к востоку часто переходят в типичные туфобрекчии, также отчетливо слоистые.

По правобережью р. Памбак, к востоку от гор. Кировакана, эоценовые отложения представлены мощной (свыше 2,5 км) вулканогенной толщей сложного фациального характера. Детальные исследования Г. Т. Тер-Месропяна (1952) позволили расчленить эту толщу на три свиты, границы между которыми намечаются, однако, не всюду отчетливо, ввиду часто наблюдающегося постепенного перехода одних фаций в другие.

Все же определенно было замечено, что степень кислотности излияний убывает кверху: в основании толщи констатируются наиболее кислые эффузивы и их обломочные разности (кварцевые порфиры и порфи-

* В бассейне р. Раздан (район сс. Ахпюрак (Агпара) и Макраван), а также по северо-восточному побережью оз. Севан (район сс. Шоржа и Артаныш) верхний сенон и нижний эоцен выражены в известняковой фации, без всяких следов перерыва между ними. Известняки эоцена в указанных районах хорошо охарактеризованы нуммулитами.

риты, их туфы и туфобрекчии), сменяющиеся сверху дацитами и андезито-дацитами, а затем порфиритами (андезитовыми) и, наконец, андезито-базальтами и базальтами (борбортская свита); последние до исследований Г. Т. Тер-Месропяна здесь никем не указывались. Местами наблюдаются характерные вулканогенно-осадочные породы, представляющие переходные фации к нормальным морским осадочным отложениям (сланцы, мергели, песчаники, известняки), слагающие, однако, лишь ограниченные площади. Такое взаимоотношение фаций указывает на сложные вертикальные колебательные движения дна бассейна, в котором упомянутые осадки накапливались. Эти движения были обусловлены всем ходом истории геологического развития области, которая показывает, что с палеоцена (после орогенической фазы) верхнесенонского (последатского?) времени Малый Кавказ начал испытывать постепенные поднятия, в связи с чем здесь проявлялся в широком масштабе вулканизм, причем море постепенно отступало к северу и югу.

В основании вулканогенной толщи эоцена в Шагали-Эйларском районе Г. Т. Тер-Месропяном выделяется перемежающаяся свита (до 1,5 км) разнообразных порфиритов (нередко кварцевых), кварцевых порфиров, альбитофиров, туфоконгломератов, туфов, туфитов, туфобрекчий и др., а также алевролиты, полимиктовые песчаники, песчанистые известняки и др.

Кварцевые порфиры не представляют, как и другие эффузивы, выдержанного горизонта, замещаясь по простиранию их туфами, туфобрекчиями, а также другими туфогенными породами. Наибольшего развития достигают они по обе стороны долины р. Гарпи, между сс. Лермонтово и Хидзорут. Впервые выделены В. Н. Котляром (1939), затем их описал П. Л. Епремян (1949).

Указанной нижней вулканогенной свите по правобережью р. Марцигет подчинены туфогенные и другие песчаники, нередко известковистые с нуммулитовой фауной.

В районе с. Шамут она же включает свиту угленосных плотных глинистых сланцев и серых, местами красноватых мелкозернистых песчаников, нередко известковистых, содержащих многочисленные нуммулиты.

Подобные (?) темные глинистые сланцы констатированы в районе сс. Папанино—Шамахян (к западу от гор. Дилижана), где они занимают, видимо, несколько более высокое стратиграфическое положение. Там сланцы местами слабоуглистые, содержат довольно богатую флору и фауну, среди которых определены: *Callistemophyllum pariseum* (sp.), *Andromeda*, *Myrio* sp., *Dryandra brogniarti* E. H. и отпечатки мелких *Clupea*, *Prolibas armeniacus* n. sp., *Lepidocutis nova* sp., указывающих, по В. В. Богачеву, на олигоценный возраст включающих пород. Но ввиду отчетливого согласования прослаивания глинистыми сланцами вулканогенной толщи их олигоценный возраст исключается.

Кроме указанных прослоев песчанистых известняков, в описываемой вулканогенной толще на разных горизонтах встречаются неправильной формы участки «глыбовых» известняков, представляющих несомненно рифовые образования.

Анализируя данные о возрасте «нижней» вулканогенной свиты, приходим к следующему выводу: на севере она, судя по фауне, средне-эоценовая, причем резко трансгрессивна; более глубокие ее горизонты на юге, где вулканогенные породы пластуется совершенно согласно с известняками верхнего сенона, несомненно, являются более древними и, возможно, отвечают нижнему эоцену-палеоцену.

«Нижняя» свита вулканогенной толщи района долины Гарпи по простиранию к западу переходит на левобережье р. Памбак и далее к

западу-северо-западу слагает северные и южные склоны Базумского хребта (туффито-известняковая толща И. В. Барканова).

Комплекс пород указанной «нижней» вулканогенной свиты кверху без всяких признаков несогласия фациально сменяется новым комплексом вулканогенных пород, в общем несколько менее кислого состава. Представлен он серией пород альбитофирового и трахиандезитового состава—их эффузивами и обломочными разностями. Эта серия распространена к северу и особенно к северо-западу от гор. Дилижана, слагая целую сеть вершин. В этой свите развиты дацитовые туфы, некоторые разности которых являются прекрасным строительным материалом, широко используемым местным населением.

В районе Анкадзорского (Шагали-Эйларского) месторождения в этой свите выделяется туфово-порфиритовая толща, породы которой сильно изменены контактовыми и гидротермальными процессами; в этой толще встречено несколько выходов рифовых (?) известняков, которые относились вначале к верхнему мелу (Г. Абиш, 1876; О. С. Степанян, 1948), а затем к нижней юре (К. А. Мкртчян, 1955).

Указанная шагали-эйларская рудовмещающая вулканогенная толща, или «сисимаданская свита», представляет в структурном отношении тектонический клин, в котором, рассуждая теоретически, могли быть выжаты более древние породы; но приводимые указанными авторами обоснования мелового и юрского возрастов упомянутых пород являются неубедительными. Фауна эта весьма плохой сохранности, почти неопределимая. Указываемый К. А. Мкртчяном аммонит *Wagneroceras cf. megastoma* Wagner, если бы он был определен правильно, то должен был бы, по разъяснению Н. Р. Азаряна, характеризовать геттангский ярус нижнего лейаса, который вообще до сего времени в разрезе юры Малого Кавказа и Грузии неизвестен.

Упомянутый автор относит верхи вулканогенной толщи Шагали-Эйлар, правда, предположительно, к верхнему миоцену, не имея никаких данных.

Вышеуказанные породы «средней» вулканогенной свиты Шагали-Эйларского района кверху согласно переходят в более основные—в андезито-базальты и базальты (трахидолериты). В орографическом отношении слагают мощный синклинальный гребень между ущельями рр. Аларекс (Чанахчи) и Сарыбулаг. Андезито-базальты встречаются в основании свиты, а базальты—в верхах ее, что отчетливо доказывает возрастание основности излияний к концу эоценового магматического цикла.

Таким образом, эоценовая вулканогенная толща является единой; совершенно непонятно, почему О. Саркисян (1959) выделяет в ней трансгрессивный верхний эоцен?!

В заключение следует коснуться устойчивости фаций вулканогенных пород. Выделенные в районе Джаджурского перевала две толщи—нижняя-туфогенная и верхняя-порфиритовая—прослеживаются на большие расстояния. Эти толщи констатированы В. Н. Котляром к юго-востоку от указанного района и К. Н. Паффенгольцем (1934) к югу и юго-востоку от гор. Кировакана, в северо-западной части бассейна оз. Севан.

Несмотря на быструю изменчивость фаций вулканогенных пород, отдельные свиты выдержаны на довольно большие расстояния, появляясь далее по простиранию после перерыва, в том же стратиграфическом положении. Так, например, зеленые туфовые сланцы западной части описываемой полосы по простиранию к востоку-юго-востоку фациально

замещаются туфобрекчиями, но по правобережью р. Дзыкнагет, в северо-западной части бассейна озера Севан, они констатированы вновь; некоторые их разности представляют типичные трассы. Залегают они здесь, так же как и на северо-западе, примерно в 50 м над известняками сенона, будучи отделены от них толщей кристаллических и агломератовых туфов с подчиненными прослоями песчаников. Подобный же разрез вулканогенного эоцена наблюдается и в бассейне р. Арпа (Вайк).

5. ОЛИГОЦЕН

В западной и юго-западной частях описываемой области развита новая, более молодая вулканогенная толща, отчетливо дислоцированная и располагающаяся несогласно на нивелированной поверхности вышеописанных отложений эоцена и сенона. Фауны в этой толще не встречено, но по данным регионального порядка она должна быть отнесена к олигоцену. В западной и северо-западной частях области эта толща слагает восточные отроги Кечутских (Мокрых) гор и в тектоническом отношении представляет пологую широтную синклиналь (Лорийскую) и, следующую за ней к северу, антиклиналь.

Разрез этой, весьма однообразной толщи представляется в следующем виде: в основании залегает свита долеритовых базальтов, переходящих кверху в андезито-базальты и андезиты; далее кверху кислотность эффузий продолжает возрастать. Общая мощность толщи в Кечутских горах превышает 1,5 км; общая же мощность олигоценовой вулканогенной толщи в других районах Армении превышает 2 км. Обломочных вулканических образований в указанной толще Кечутских гор нигде не встречено.

В юго-западной части описываемой области вулканогенная толща олигоцена слагает западную оконечность Памбакского хребта с вершинами Капанак (2323,78 м), Арснакар (Гялин-кая) (2487,95 м) и Дардыел (2310,69 м).

Указанная толща представлена здесь главным образом различного рода андезитами; обломочные вулканогенные породы (туфобрекчин) занимают в ней совершенно подчиненное положение. Андезиты местами переходят в андезито-дациты (трахиандезиты) и дациты.

Андезиты представляют макроскопически типичную порфировую породу обычно с крупными (до 0,5 см) вкрапленниками плагиоклазов. Кроме того, иногда видны и выделения темноцветных компонентов, но значительно меньших размеров. Под микроскопом структура порфировая, чаще полифировая, чем олигофировая; основная масса чаще гналопилитовая, грязно-серого и бурого цвета, реже пилотакситовая или витрофировая. Иногда в одном шлифе наблюдаются участками различные структуры. Минеральный состав вкрапленников следующий: плагиоклаз (андезин-лабрадор), роговая обманка, биотит (редко), магнетит и изредка кварц.

В нижних частях покровов наблюдаются андезиты (порфириты) с полнокристаллической тонкозернистой, диоритового типа основной массой.

В единичных случаях в основании толщи встречались разности андезитов с редкими овоидными вкрапленниками кварца; основная масса этих пород и плагиоклазы обычно почти нацело хлоритизированы и эпидотизированы, почему структура их неясна. Вероятно, это дацит или дацито-липарит.

Кроме указанных более кислых разновидностей андезитов низов толщи, в верхах ее констатированы и более основные разности, переходные к андезито-базальтам. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом, авгитом и оливином (мало); основная масса пилотакситовая с флюидальной текстурой. Сложена микролитами плагиоклаза, зернышками авгита и магнетитом.

Грубообломочных пород среди покровов андезитов не встречено; констатированы лишь тонкие прослои кристаллических туфов, не выдерживающиеся по простиранию.

Из сказанного явствует, что вулканогенная толща Кечутских гор имеет по сравнению с таковой западной оконечности Памбакского хребта более основной характер. В тектоническом отношении указанная толща Памбакского хребта представляет южное крыло синклинали (Лорийской) Кечутских гор.

Небольшие «останцы» вулканогенного олигоцена встречены В. Н. Котляром в средней части Памбакского хребта. Это довольно однородные лавы серых, часто светлых оттенков, отвечающие по своему составу андезитам. Нередко в них (в миндалинах) различаются выделения кварца, обычно вторичного. Никаких туфов или туфобрекчий, сопровождающих эти лавы, не обнаружено. Наиболее значительные покровы лав данного типа были установлены на северном склоне Памбакского хребта у с. Алавар и на южном его склоне—в местности Алтун-тахт, к северу от с. Анкаван. В первом из этих участков лав заметны следы их дислоцированности. Оба покрова налегают несогласно, причем второй перекрывает также и щелочные интрузии.

В указанной вулканогенной толще Памбакского хребта фауны не встречено; возраст ее устанавливается все же, вне сомнения, как олигоценовый на основании данных регионального порядка, приводимых в сводных работах К. Н. Паффенгольца.

6. МИОЦЕН

Отложения миоцена имеют в описываемой области ничтожное развитие; слагают уцелевшие от эрозии останцы в северо-восточных предгорьях района.

На водоразделе между рр. Дебед и Кохб, непосредственно к северу от вершины Вартигех (1105,2 м), к северо-западу от с. Кохб, на относительной высоте около 600 м над уровнем р. Дебед (над уровнем р. Кохб около 360 м), встречены незначительной мощности галечники с линзой вулканического пепла. Залегают они на вулканогенных породах верхней юры.

К северу от с. Калача, в Ноемберянском районе, на известняках верхнего сенона констатирован на г. Какил (710 м) останец отложений среднего миоцена. Представлен конгломератами и известняками-ракушечниками, содержащими спаниодонтееллы (характерные для караганского горизонта). Мощность пород около 20 м, падение пологое на север.

7. ПОСТПЛИОЦЕН

Отложений плиоцена в описываемой области не встречено, и следующими по возрасту являются четвертичные образования. Представлены они различными лавами, туфами, накоплениями террас, а также аллювиально-делювиальными и озерными образованиями.

а. Террасовые и аллювиально-делювиальные отложения

Указанные образования имеют наибольшее развитие в двух районах описываемой области: в бассейне верхнего и среднего течений р. Памбак и в нижнем течении р. Дебед; несколько меньшее распространение имеют упомянутые осадки в бассейнах верхнего и среднего течений рр. Агстев и Дзорагет.

Аллювиальные отложения террас представлены по р. Памбак различными глинами (песчанистыми и илистыми), преимущественно желтых оттенков, переслаивающимися с галечниками и туфами. Относительные высоты хорошо выраженных террас достигают 40, 46, 52, 100 и 120 м. Кроме того, наблюдается еще ряд промежуточных, едва намечающихся; эрозионные террасы имеют незначительное распространение.

Наибольшее развитие имеет терраса относительной высоты +40—46 м, развитая в районе сс. Налбанд и Спитак.

В районе с. Налбанд указанная терраса (+40 м), вероятно, смешанного, озерно-речного происхождения; сливается она к западу от селения с обширной плоской равниной верховья р. Памбак, по которой река меандрирует в очень низких (0,5—1,5 м) берегах.

Эта часть долины р. Памбак была подпружена в период образования отмеченной 40-метровой террасы в районе устья ее левого притока — р. Чичкан. К востоку от с. Налбанд долина р. Памбак быстро суживается и в 0,5 км выше устья р. Чичкан река течет уже в типичном ущелье (10—20 м шириной), сложенном коренными породами. Ниже устья р. Чичкан ущелье несколько расширяется, но сохраняет свой общий тип на протяжении 5—6 км, после чего переходит в обширную долину района с. Спитак. Указанная подпруда несомненно тектонического происхождения; она обусловлена, возможно, сбросом в районе с. Чичкан или, что вероятнее, сводообразным поднятием участка между сс. Налбанд и Спитак в период, предшествовавший образованию указанной террасы. А. Л. Рейнгард склонен относить ее, на основании заключенной в ней фауны, к вюрмскому времени.

В связи с подпрудой долины р. Дебед у ст. Туманян лавами, образовавшееся озеро достигало района Кировакана; поэтому это место являлось базисом для Памбакской долины, что способствовало обширному развитию здесь аллювиально-делювиальных накоплений (см. ниже).

Терраса по р. Дебед, на которой расположен лавовый поток, изменяет свою относительную высоту от 300 м (у ст. Туманян) до 0 м (у ст. Садахло); эти факты указывают на прогиб (опускание) северо-восточной части или поднятие юго-западной части области.

В районе ст. Садахло и ниже получают развитие, по данным А. Л. Рейнгарда (1937), две нижние террасы (+30, +10 и 3—5 м). Террасу +30 м упомянутый автор склонен относить к рисскому времени; ниже по реке она сливается с Марнеульской равниной.

У склонов возвышенностей террасы часто прикрыты более молодыми делювиальными накоплениями, представленными большей частью глинами. Во многих местах покров делювиальных глин внедряется по боковым долинам до водораздельных высот склонов, маскируя часть выходов коренных пород. Широкое развитие имеют делювиальные отложения по долинам боковых притоков р. Дзорагет, подпертым четвертичными лавами Лорийского плато.

В юго-восточной части описываемой области имеют широкое развитие глыбовые делювиальные отложения, представляющие колоссальные «потоки» известняковых глыб, опускающихся с обрывов синклинального Иджеванского хребта, сложенных известняками верхней юры. Длина таких потоков достигает нескольких километров; у подножья

южного склона Иджеванского хребта наблюдается сплошной покров из известняковых глыб, два языка которого доходят до с. Куйбышев. Поток района с. Аккихлы, длиной около 6 км, доходит до русла р. Агстев. Поверхность потоков известняковых глыб большей частью уже задернована; промежутки между глыбами заполнены глинисто-щебневым материалом элювиально-делювиального происхождения. Контакт вышеуказанных «потоков» с подлежащими коренными породами является, как правило, водоносным. При наличии на некоторых площадях в основании потоков глинистого материала происходит подвижка известняковых глыб, чем и обусловлен наблюдающийся во многих местах типичный оползневый характер поверхности «потоков».

По р. Агстев развиты лишь нижние террасы; на одной из них расположен гор. Дилижан. Выше по р. Агстев, в районе сс. Фиолетово, Гамзачиман и Лермонтово, а также по правому притоку р. Памбак — р. Гарпи, по склонам долины имеют широкое развитие делювиальные отложения, представленные главным образом глинами, с редкой примесью щебнистого материала.

В западной части Лорийского плато у подножья Кечутских гор развиты аллювиально-пролювиальные образования, слагающие обширные конусы выноса, частью задернованные; последние находятся у устья ущелий, носящих выше несомненные следы ледниковой эрозии; поэтому надо предполагать, что часть этих образований флювиогляциального происхождения.

б. Вулканические туфы

Выше указывалось, что отложения речных террас р. Памбак нередко прослаиваются, а также перекрываются вулканическими туфами. Эти «туфовые» террасы достигают наибольшей относительной высоты около 120 м; мощность туфовых толщ достигает 5—6—10 м. Макроскопически они представляют черные, красные и пестрые обломочные породы различной крепости («уплотненности») с глыбовой, а местами со столбчатой отдельностью. Структура их иногда напоминает таковую эффузивной породы. Наиболее уплотненные разности этих туфов являются прекрасным строительным материалом.

Указанные туфы бассейна р. Памбак и условия их залегания отметил еще Г. Абих (стр. 19) в следующих выражениях: «...Своеобразные, темные туфовые массы по берегу р. Памбак, которые спускаются подобно лавам узкими потоками с края долины, окаймляющего западный горизонт». Очевидно, у Абиха еще не было тогда отчетливого представления о генезисе этих туфов.

Указанные террасы сильно размыты, почему туфы выступают по склонам долин в виде узких длинных лент, обычно черного цвета, прослаивающих отложения террас на разных горизонтах.

Ниже приводится разрез (сверху вниз) одной из наиболее характерных высоких (+105 м) террас по левому берегу р. Памбак, между сс. Налбанд и Спитак.

- | | |
|--|--------|
| 1. Почвенный слой | до 1 м |
| 2. Туфы черного цвета, уплотненные сверху и сравнительно рыхлые | |
| внизу | 12 м |
| 3. Глины желтого цвета с примесью щебня и редких галек; внизу появляются прослой, линзы и «карманы» галечников | 13 м |
| 4. Туфы черного цвета, довольно крепкие сверху и рыхлые в низах горизонта | 5—6 м |
| 5. Глины буровато-желтого цвета с прослоями и неправильными скоплениями галечников | 10 м |

Ниже склон покрыт делювием.

К северо-востоку от с. Налбанд—в нижнем течении р. Чичкан (левый приток р. Памбак) строение террасы (+40 м) следующее (сверху вниз):

1. Лессовидные глины, перемешанные со щебнем и галечниками	3—4 м
2. Туфы темных оттенков	4—5 м
3. Глины желтого цвета, местами песчанистые	5—6 м
4. Галечники	10 м
5. Глины буровато-желтого цвета	11—12 м
6. Туфы черного цвета, слабо уплотненные; видимая мощность	3—4 м

Выходят они в основании широкой (до 150 м) заболоченной поймы.

Близ с. Налбанд, по левому склону р. Памбак, в выемке ж. д., пронизывающей эту террасу, на глубине около 10 м от поверхности (т. е. в толще песчанистых глин) были встречены, по данным Н. И. Каракаша (1898), обломки бивней, коренных зубов и других частей скелета мамонта (*Elephas primigenius*), а также зуб *Equus caballus*. По заключению А. Л. Рейнгарда, эту террасу можно отнести к вюрмскому времени.

Ниже по р. Памбак туфы встречены среди террасовых отложений района сс. Жданов, Сарал и др.

Следует отметить, что в подобных вышеуказанным туфам левобережья р. Алавар (правый приток р. Памбак), выше с. Макарашен, констатируется прекрасная столбчатая отдельность.

Вышеописанные туфы бассейна р. Памбак являются крайними северными выходами вулканических туфов района г. Арагац, где разности их известны под названием туфолав. Вопрос о возрасте и генезисе туфолав Армении до последнего времени является спорным.

в. Лавы

Четвертичные лавы встречены в центральной и крайней юго-западной частях описываемой области.

Лавы юго-западной части области находятся вне бассейна р. Памбак, уже в системе р. Аракс. Они являются частью обширного покрова лав моногенного вулкана Шараи-лер (Голгат), принадлежащего к вулканическому нагорью системы г. Арагац.

Вулкан Шараи-лер (1484,76 м) представляет хорошо сохранившийся вулканический конус, расположенный на водоразделе между рр. Ахурыан и Апаран; потоки лав спускаются на него концентрически во все стороны, причем западный поток достигает гор. Лениакана, где располагается на террасе, имеющей относительную высоту около 120 м. По возрасту эти лавы, вероятно, относятся к рисс-вюрмской межледниковой эпохе.

Макроскопически эти лавы представляют крупнопористую, местами пузырчатую породу темно-серого до черного цвета, с неправильной глыбовой отдельностью. Под микроскопом структура порфировая и микропорфировая, полифировая; основная масса гиалопилитовая, участками пилотакситовая и лишь изредка интерсертальная. Текстура лишь местами флюидальная. Минералогический состав вкрапленников следующий: основной плагиоклаз, авгит, редкие зерна оливина, магнетит. Наиболее крупные вкрапленники плагиоклазов достигают 1,5—2 мм. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, микроскопических зернышек авгита, небольшого количества стекла и рудной «пыли»; вторичные же минералы представлены хлоритом и карбонатом.

В центральной части области четвертичные лавы имеют значительно большее развитие, слагая обширное Лорийское плато и два узких,

но длинных потока по долинам рр. Дебед и Башкичет (левая вершина р. Машавера). Центры излияния этих лав находятся у подножья восточных склонов Кечутских гор.

Представлены лавы весьма однотипными базальтами, преимущественно темно-серого до черного цвета. Макроскопически они имеют несколько разновидностей, выражающихся как в оттенках цвета и различной степени раскристаллизованности, так и в различной плотности. Сложение плотное, пористое и местами пузырчатое, особенно в верхних горизонтах. Отдельность в лавах короткостолбчатая, глыбово-полиэдрическая и неправильная глыбовая; преобладает последняя.

Общая длина потока по р. Дебед около 100 км, а потока по р. Машавера (оканчивающегося выше гор. Болниси)—около 40 км. Эти цифры свидетельствуют о том, насколько жидка была магма.

У ст. Туманян лавы, спустившись с Лорийского плато по долине р. Дзорагет, заполнили не только главную долину р. Дебед, но заходили и в боковые притоки—иногда на большое расстояние (по долине р. Марцигет у сс. Кариндж—Марц на 6 км выше устья). Гипсометрический уровень их при этом заметно снижается вверх по этим боковым долинам.

От района ст. Туманян лавовый поток спускается вниз по долине р. Дебед, достигая ст. Садахло; всюду на этом протяжении указанные лавы слагают так называемые лавовые террасы. Высота их над уровнем р. Дебед у ст. Туманян равна около 350—400 м, а вниз по реке, постепенно снижаясь, доходит до уровня реки у ст. Садахло. Ширина указанных террас достигает 1—2 км при длине отдельных участков до 12 км (Узунлар-Цатерская терраса). Ввиду того, что лавы заполнили древнее русло р. Дебед, мощность их в обнажениях весьма различна—от 10—15 до 200 и больше метров; вверх по склону они, конечно, выклиниваются. Под базальтовым покровом встречаются местами галечники, представляющие древние речные отложения; местами же в районе ст. Туманян встречены слабоуплотненные конгломератовидные песчаники, переслаивающиеся с рыхлыми вулканическими продуктами. Общая средняя мощность потока около 60 м, причем наибольшая достигала в районе ст. Туманян 300—350 м.

В связи с указанной лавовой подпрудой долины р. Дебед находятся озерно-речные отложения, плохо, однако, сохранившиеся в глубоком ущелье, а также замаскированные впоследствии делювиальными наносами.

Высшая отметка базальтовых лав района сс. Туманян—Цатер достигает около 1300 м; следовательно, до этой горизонтали выше по ущелью распространялся озерный водоем. Судя по отметкам, он достигал окраины гор. Кировакана и поэтому должен был являться временным базисом эрозии для Памбакской долины; этот факт может объяснить широкое развитие у указанной долины аллювиально-делювиальных образований.

Совершенно идентичны гипсометрические данные условий залегания Башкичетского потока по левой вершине р. Машавера.

Макроскопически лавы представлены, как указывалось выше, то плотными, то пористыми разностями серого, темно-серого и черного цветов. Местами встречаются пустоты до 1—1,5 см в диаметре; нередко губчатые разности.

Под микроскопом структура порфировая; основная масса нередко полнокристаллическая, микроклеритовая. Значительно реже наблюдаются витрофировая, пилотакситовая и гиалопилитовая основные мас-

сы; последняя состоит из агрегата преобладающих табличек плагиоклаза, лейсточек пироксена и магнетита. Минеральный состав вкрапленников следующий: основной плагиоклаз (пертитовый лабрадор-битовнит), авгит (местами опациitized), рудный минерал и оливин. Количество вкрапленников сильно варьирует, так что можно наблюдать все переходы от афировых до полифировых разностей.

Химический состав указанных лав показывает, что лавы Лорийских потоков (Башкичетского и Дебедского) должны быть отнесены к типичным базальтам. Лава вулкана Шараи-лер относится к андезито-базальтам (верхняя часть потока) и к базальтам (нижняя часть).

Кроме указанных лав, в северо-западной части области были констатированы (К. Н. Паффенгольц, 1952) еще два потока лав, более древних—в районе с. Орузман и пос. Ленино.

Лавы Орузманского потока представлены типичными андезитами и андезито-дацитами (тип С). Центр их излияния находится в 2 км к юго-западу от с. Армутлы, по правую сторону ущелья р. Машавера. Представлен он щитовидным лавовым конусом (район вершины «1623») с размытым кратером. Лавы излились к востоку, заканчиваясь в районе совхоза Махмутли и с. Верхний Орузман. Длина потока всего около 6 км, что обусловлено большей вязкостью кислой (андезитовой) магмы по сравнению с базальтовой.

Следующий (наиболее древний) поток представлен базальтами (тип В), местами долеритового типа; центр их излияния находится на водоразделе между бассейнами рр. Машавера и Дебед, в 2 км к юго-востоку от совхозного пос. Ленино. Представлен он щитовидным лавовым кратерным конусом, сильно размытым. От этого центра лавы идут в двух направлениях: к юго-востоку и северо-востоку; первый поток короткий (около 1,5 км), второй достигает 5 км, заканчиваясь над обрывом у фермы Махмутли.

Вышеописанные лавы Лорийского плато и вулкана Шараи-лер, несомненно, одновозрастные и по своему стратиграфическому положению должны соответствовать лавам так называемого типа Д (К. Н. Паффенгольц, 1931) бассейна р. Арпа; возраст последних определяется как рисс-вюрмский.

Лавы Махмутлинского потока являются миндель-рисскими, а пос. Ленино—гюнц-миндельскими. Особое положение занимают лавы, встреченные по долине р. Гарпи, к востоку от гор. Кировакана. Этот небольшой поток начинается по левому притоку р. Гарпи (центр излияния не обнаружен), располагаясь по левому склону ущелья; достигая долины р. Гарпи в районе с. Хндзурт, лавы переходят на правый берег долины; поток здесь расширяется, несколько заходя даже вверх по реке, а затем ниже раздваивается. Один язык потока (правый) заканчивается над с. Мегрут, а другой достигает гор. Кировакана, располагаясь у уреза р. Гарпи. Следует отметить, что в районе с. Хндзурт, у устья р. Тандзут, констатирован небольшой участок вулканических туфов.

Лавы представляют ноздреватую породу серого цвета с крупноглыбовой отдельностью. Под микроскопом обладают довольно однородным петрографическим составом, отвечающим андезитам. Любопытно отметить, что в этих лавах изредка наблюдаются явления опацизации темноцветных компонентов, что было отмечено (см. выше) и в лавах Башкичетского (Машаверского) потока.

Раньше К. Н. Паффенгольц относил эти лавы предположительно к вюрму; однако дальнейшие исследования К. А. Мкртчяна (1955) и Г. Т. Тер-Месропяна (1960) показали, что в эти лавы врезаны террасы относительной высоты 50—55 и 70—80 м. Таким образом, этот поток

является более древним, отвечая, вероятно, лавам типа С миндель-рисского возраста.

Б. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы описываемой области весьма разнообразны как по петрографическому составу, так и по времени внедрения. Здесь представлены интрузии нижнепалеозойского и допалеозойского возраста, с одной стороны, и интрузии мезозойского и третичного—с другой, причем и те и другие выражены в виде различных фаз внедрения. Вследствие неполноты стратиграфического разреза в районах, где проявлены те или иные интрузии, а также из-за недостаточного стратиграфического расчленения и фаунистической характеристики древней сланцевой толщи и мощных вулканогенных толщ мезокайнозоя мы еще не всегда имеем достаточно оснований для отнесения некоторых интрузий к определенному возрасту. В подобных случаях приходится прибегать к региональным сопоставлениям, а также пользоваться другими косвенными данными. В настоящее время в этом вопросе петрологии оказывает значительную помощь метод определения абсолютного возраста пород.

Так как интрузивные породы играют большую роль в металлогении области, то описание их приводится с несколько большей полнотой, чем эффузивных пород вулканогенных толщ.

В силу понятных обстоятельств описание различных интрузий не может быть дано в одинаковом плане, поскольку некоторые интрузии изучены еще совершенно недостаточно, и для них мы ограничиваемся лишь краткой характеристикой.

Все распространенные в описываемой области интрузии могут быть подразделены по возрастным признакам на следующие группы:

1. Интрузии допалеозойского и нижнепалеозойского возраста.
2. Интрузии мезозойского (нижнемелового?) возраста.
3. Интрузии третичного (верхнеэоценового) возраста.

Ниже мы в общих чертах охарактеризуем эти интрузии, имея в виду то, что они более детально описаны в трудах других исследователей, специально занимающихся их изучением.

1. ИНТРУЗИИ ДОПАЛЕОЗОЙСКОГО И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

Древние интрузии допалеозойского или нижнепалеозойского возраста обнажаются в крайней северо-восточной части исследованной площади на территории Грузинской ССР, где образуют известный в литературе Джандарский (Локский) массив, и в южной части района в пределах Памбакского и Мисханского хребтов.

Залегают они среди древних метаморфических пород и часто в той же степени рассланцованы.

1. Джандарский (Локский) массив. Древние интрузии Сомхетии известны еще со времени Г. Абиha (1867), но долгое время оставались не в достаточной мере изученными. Лок-Джандарский массив относительно детально был изучен Е. К. Устиевым (1936), В. Г. Грушевым (1935), И. В. Баркановым (1935), а в последующем и другими исследователями.

Массив обнажается на водоразделе pp. Лок, Дамблуд и Паназур в южной части Марнеульского района Грузии у границы с Армянской ССР

и занимает площадь около 50 кв. км. Залегают массив среди толщ метаморфических сланцев и перекрывается, как и вмещающие его сланцы, трансгрессивно песчаниками нижней юры.

Кроме собственно Джандарского массива, вблизи него отмечено еще два небольших выхода интрузивных пород, площадью в 1,5 и 0,5 кв. км по р. Ахкерпи. Состав всех трех интрузий Е. К. Устиев считал довольно близким, выраженным розовыми гранитами, резко отличающимися от распространенных по соседству более молодых интрузий.

И. В. Барканов (1935), наоборот, для Камышлинского участка массива отметил как серые граниты, кварцевые диориты, диориты и кварцевые габбро-диориты, так и розовые микроклиновые граниты, причем последние, по его мнению, являются более поздними. С розовыми гранитами связаны пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы. Кроме того, указываются более поздние жильные микрогранодиориты, микрогаббро и диабазы и еще более поздние жильные порфиры и свежие габбро-порфиры. Этот же автор подчеркивает большое сходство этих пород с древними интрузиями Дзирульского массива.

Можно полагать, что серые граниты массива являются не только более ранними по отношению к розовым микроклиновым гранитам, но, имея в виду соответствующие соотношения в Дзирульском массиве, являются еще докембрийскими.

По Е. К. Устиеву и В. Г. Грушевому, розовые граниты состоят из микроклина, альбита, кварца, мусковита, биотита и магнетита. Преобладающим является микроклин или альбит, нередко образующие перитовые сростания. Количество кварца колеблется в значительных пределах, но обычно он составляет до 30—40% шлифа. Из слюд преобладает мусковит—один или совместно с биотитом. Отмечены также аплитовидные и пегматоидные разновидности гранитов и лампрофировые жилы. В общем изученность всего этого массива еще не является достаточной.

Древние интрузии анкаванского района

Эти интрузии распространены исключительно среди древней толщ метаморфических сланцев средней части Памбакского хребта и более южных районов. Главной особенностью этих пород является их рассланцованность, часто до полного превращения в сланцы.

По петрографическому составу здесь можно выделить:

- а) апоперидотиты (серпентиниты) и
- б) диабазы и габбро-диабазы.

Апоперидотиты (серпентиниты). Серпентиниты выявлены на северном склоне Памбакского хребта, в истоках р. Алавар, а также на Дамликгядукском отроге, соединяющем Цахкуняцкий и Памбакский хребты. Характерная особенность этих пород заключается в том, что они являются более или менее рассланцованными, переходя местами в нормальные роговообманковые сланцы. Участки нерассланцованных серпентинитов обычно невелики. Весьма важным является установление В. Н. Котляром факта прорыва серпентинитов плагiogранитами, которые относятся к палеозойскому времени, что наблюдалось у мраморных карьеров на Дамликгядукском хребте.

Макроскопически серпентиниты представляют собой черные с зеленоватым оттенком плотные или сланцеватые породы, иногда разбитые тонкими, до 1 мм, жилками хризотил-асбеста. Часто они приобретают сланцеватую текстуру, давая постепенные переходы в нормальные

сланцы. С серпентинитами тесно связаны актинолитовые породы, состоящие почти из сплошного зеленого игольчатого актинолита, представляющие собой результат воздействия со стороны плагиогранитов. Структура серпентинитов волокнистая, мелкочешуйчатая, нередко петельчатая. Часто в одном и том же шлифе наблюдаются участки разной структуры.

Минеральный состав серпентинитов представлен серпентином, присутствующим в количестве до 70—80% породы, хлоритом, тальком, магнетитом, иногда брукитом, а также остатками зерен оливина и моноклинного пироксена. В участках вблизи выходов плагиогранитов обычен актинолит.

Диабазы и габбро-диабазы. Эти породы являются довольно широко распространенными, входя в состав сланцевой толщи в Апаранском районе, т. е. главным образом уже за пределами описываемой области. Эти же породы отмечены у г. Шиш-кая к северу от с. Анкаван. Во всех участках рассматриваемые породы выступают среди сланцев и сами в большей или меньшей мере рассланцованы, причем дают к сланцам постепенные переходы.

Взаимное отношение рассматриваемых пород с серпентинитами неясное. И те и другие являются рассланцованными, и те и другие прорываются плагиогранитами.

Среди габбро-диабазов могут быть выделены две разновидности: более крупнозернистая, отмеченная в районе с. Дзораглух, и мелкозернистая, встреченная в районах с. Сараландж, г. Шиш-кая и др. Не исключается возможность, что эти разновидности представляют собой разновременные образования.

Габбро-диабазы представляют собой темные с зеленоватым оттенком мелко-, средне- или реже крупнозернистые породы массивной или сланцеватой текстуры. Диабазы—мелкозернистые породы, не отличимые от мелкозернистых габбро-диабазов. Нередко и даже чаще описываемые породы в той или иной мере эпидотизированы и хлоритизированы. Весьма часто габбро-диабазы амфиболитизированы.

Под микроскопом структура пойкилоофитовая, иногда габбровая. Структура диабазов типичная диабазовая.

Минеральный состав определяется присутствием основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, иногда биотита, а также магнетита, сфена и апатита.

Лейкократовые граниты Мисханского района. Лейкократовые граниты имеют широкое распространение среди пород метаморфической толщи. Обычно они представлены в виде мелких инъекций и пластовых залежей. Такова большая часть тел в верховьях р. Мармарик. Размеры их самые разнообразные. По мощности они варьируют от долей сантиметра, когда они переходят, собственно говоря, уже в мигматиты, и до десятков и даже сотен метров. В некотором соответствии с мощностью варьирует и длина выходов—от нескольких метров до километра и более. Вместе с типичными инъекциями нередко встречаются и секущие жилы, имеющие вполне подчиненное значение. Более крупные интрузии лейкократовых гранитов встречены на южном склоне Памбакского хребта и нередко включают в себя узкие пачки или ксенолиты метаморфических сланцев, порфиритов, туфов или диабазов (рч. Атам-дараси), указывающих на «согласный» характер интрузии. Возраст гранитов по их стратиграфическому положению является, несомненно, нижнепалеозойским.

Плагиоклазовые граниты, являющиеся главным типом рассматриваемых интрузий, представляют собой белые или светло-серые, крупно-, средне- или мелкозернистые, иногда аплитовидные породы, местами

порфировидные, но большей частью равномернозернистые. В более крупнозернистых разновидностях макроскопически различаются зерна белого полевого шпата изометрических очертаний, темной слюды, хлорита и иногда кварца. Среди крупнозернистых разновидностей, встречающихся у Имерлинского перевала, выделяются разновидности, несколько напоминающие рапакиви. В среднезернистых и мелкозернистых разновидностях иногда усматриваются элементы полосчатости. Весьма часты следы милонитизации.

Структура породы протокластическая, гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная с гранулитовой основной массой.

Минеральный состав породы характеризуется плагиоклазом (олигоклаз или олигоклаз-андезин), кварцем, биотитом (меньше 3%), иногда мусковитом, ортитом, эпидотом и акцессорными минералами. Калиевый полевой шпат обычно отсутствует.

Следующей, гораздо менее распространенной разновидностью, принадлежащей к описываемой группе пород, являются биотитовые амфиболо-биотитовые граниты. Макроскопически они почти не отличаются от плагиогранитов, хотя кое-где заметны мелкие выделения темноцветных минералов. Структура породы чаще гипидиоморфнозернистая. Порода отличается меньшим количеством плагиоклаза, значительным, иногда превышающим последний, количеством калиевого полевого шпата, а также иногда присутствующей роговой обманки. Ортит в этой разновидности не обнаружен, что, может быть, объясняется большей степенью разложенности пород рассмотренных шлифов.

Жильные дериваты, связанные с гранитами, исчерпываются аплитами. Распространение аплитов, секущих граниты, чрезвычайно ограничено. Все они представляют собой белую мелкозернистую породу с панидиоморфнозернистой структурой, состоящей существенно из альбита, часто сильно серицитизированного, кварца, сильно разложенного калиевого полевого шпата и небольшого количества светлой слюды.

2. МЕЗОЗОЙСКИЕ (НИЖНЕМЕЛОВЫЕ?) ИНТРУЗИИ

К этой группе нами отнесены гранитоидные интрузии, прорывающие юрские образования в северной и северо-восточной частях области. К ним относятся Шнох-Чочканский (Кохбский), Банушский, Ахпатский массивы и ряд более мелких интрузий (Цахкашатский и др.), проявляющихся в аналогичных условиях в пределах той же зоны.

Широко развита в этой же части области серия многочисленных малых интрузий кварцевых альбитофиров, проявляющихся на поверхности в виде жил, даек, силловых залежей, штокообразных тел.

В отношении возраста этой группы интрузивов среди исследователей нет до сего времени единого мнения. Наиболее ранние исследователи (В. Г. Грушевой, К. Н. Паффенгольц и др.) относили их к третичному времени, сопоставляя их с заведомо третичными интрузиями Малого Кавказа и включая их вместе с последними в единую группу неointрузий. Этой точки зрения придерживается ряд геологов и в настоящее время. Однако в последующем в результате детальных исследований накопился новый фактический материал, свидетельствующий о более древнем возрасте указанных интрузий. К наиболее важным данным, определяющим их возраст, относятся:

1. Нахождение галек и валунов интрузивных пород в основании трансгрессивной толщи верхнего мела в районе с. Ноемберян. Детальное их изучение показало, что в составе галек и валунов присутствуют все породы, слагающие отмеченные выше массивы, а также связанные с ними жильные породы.

2. Определение абсолютного возраста пород, отобранных из различных массивов, дающее возрастные пределы—верхняя юра—нижний мел.

В связи с тем, что интрузии прорывают породы верхней юры и перекрываются на Шнохском массиве трансгрессивно фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего мела, возраст их определяется как нижнемеловой.

Большое петрографическое сходство пород, слагающих отдельные массивы, нахождение их не только в пределах одной и той же геотектонической зоны, но и в пределах одних и тех же структур свидетельствуют об их одновозрастности.

Однако необходимо указать, что и возможность наличия более молодых интрузий в пределах этой же зоны отрицать нельзя. Об этом, в частности, свидетельствует факт прорыва третичных отложений у вершины г. Лалвар небольшой интрузией основного состава.

Очевидно, детальное изучение этих пород, условий их нахождения и сопоставление их с интрузиями, относимыми к нижнемеловому времени, должно явиться задачей дальнейших исследований.

Ниже кратко охарактеризуем главнейшие массивы отмеченной группы интрузий.

Наиболее крупным среди них является Шнох-Чочканский (Кохбский), обнажающийся на правом берегу р. Дебед, переходя лишь в незначительной своей части на левый берег реки в районе с. Чочкан. Массив, судя по его контактам, представляет собой штокообразное тело, наклоненное к северо-востоку, несогласное с вмещающей его вулканогенной толщей. Интрузив имеет довольно постоянный состав, представленный биотито-роговообманковыми кварцевыми диоритами, среди которых лишь в отдельных небольших участках отмечены гранодиориты. В краевых частях массива на отдельных участках на склоне гг. Кондох и Зикатар отмечаются и более основные разновидности диорита, связанные с кварцевыми диоритами постепенными переходами.

Минеральный состав пород характеризуется всегда преобладающими плагиоклазом (андезин), кварцем (15—30%), роговой обманкой, биотитом, а также магнетитом, апатитом и сфеном. Количество цветных минералов колеблется от 5 до 15—20% общей массы породы. В краевых частях кварцевые диориты более лейкократовые и несут следы автотаморфизма. В. Г. Грушевой (1938), подчеркивая однообразие петрографического состава этой интрузии, объяснял эту особенность глубиной эрозионного среза, медленным и спокойным характером подъема магмы в соответствии с незначительными тектоническими движениями, проявленными в районе интрузии и в медленном выделении газов при затвердевании в замкнутом пространстве под значительным давлением.

Слабая дифференцированность интрузии выражается также и в довольно слабом развитии и малом разнообразии жильной фации, выраженной мелкими жилами аплита, редкими жилами пегматита и более многочисленными дайками гранит-порфиоров, кварцевых и бескварцевых порфиритов и лампрофиоров (диабазов и габбровых порфиритов).

Банушская интрузия располагается к западу от Шнох-Чочканской. Образует дайкообразное тело весьма прихотливой конфигурации. Интрузия начинается на западе в виде узкого выхода в верховьях р. Ахкерпи; далее расширяется и протягивается к востоку, доходя опять-таки в виде узкой полосы до меридиана ст. Ахтала. В средней, самой широкой части ее она образует к югу выступ к верховьям рч. Лалвар.

Интрузия прорывает в северной части туфоосадочную толщу верхней юры, а в остальных частях—вулканогенную толщу средней юры. Сложена она порфировидными и среднезернистыми серыми или розо-

ватыми гранитами и гранодиоритами. В южной периферической части ее отмечены также диориты и габбро-диориты. В петрографическом составе гранитов и гранодиоритов принимают участие плагиоклаз (олигоклаз или андезин), а иногда вторичный альбит, калинатровый полевой шпат (иногда микропертитовый), кварц, роговая обманка, биотит и минералы-примеси.

Из указанной интрузии В. Г. Грушевой описывает и порфировые породы: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и сиенит-порфиры, отличающиеся от соответствующих непорфировых пород главным образом лишь структурными признаками.

Ахпатская интрузия обнажается на левом берегу р. Дебед, у ж.-д. разъезда Ахпат; представляет собой штокообразное тело площадью 7—8 кв. км, прорывающее вулканогенную толщу средней юры. Сложен интрузив серыми и розоватыми среднезернистыми гранитами, дающими в краевых частях переходы к гранодиоритам и диоритам. Главнейшими пороодообразующими минералами гранитов Ахпатской интрузии являются плагиоклаз и кварц.

В значительно меньшем количестве, в виде единичных зерен, в породе присутствуют роговая обманка, биотит и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом, магнетитом. Широко проявившиеся процессы автометаморфизма привели к образованию в породе вторичного кварца, хлорита, эпидота, серицита, карбоната и др.

Породы, аналогичные по составу ахпатским гранитам, встречены буровой скважиной, заложеной на Ахталском полиметаллическом месторождении на глубине 316 м,—ясное свидетельство распространения массива в направлении к указанному месторождению. В этом случае массив приобретает значительно большие размеры и на глубине, по всей вероятности, соединяется с Банушскими и другими интрузиями, сложенными породами того же состава.

Как видно из приведенного описания, нижнемеловые интрузии характеризуются слабой дифференцированностью пород, отсутствием в составе пород монцонитового ряда, чем они в значительной мере отличаются от описываемых ниже третичных интрузий.

Характерно также широкое развитие в районе их нахождения многочисленных малых интрузий кварцевых альбитофиров, являющихся, по всей вероятности, одним из последних дериватов того же магматического очага. Об этом свидетельствует сходство петрографического и химического состава с нижнемеловыми интрузиями гранитоидов и тесная пространственная связь их с последними. Отмечены многочисленные случаи пересечения дайками и жилами кварцевых альбитофиров пород гранитоидных интрузий. Вместе с этим были отмечены отдельные редкие случаи обратного соотношения указанных пород, указывающие на наличие малых интрузий кварцевых альбитофиров и более раннего возраста.

Кварцевые альбитофиры часто образуют пологопадающие (обычно на север), пластообразные интрузии сравнительно небольшой мощности, но иногда имеют форму лакколитоподобных тел, хотя залегание их несогласное или не вполне согласное с залеганием вмещающих пород. В тех случаях, когда эти породы залегают среди слабо уплотненных пород, они в связи с их большей плотностью резко выделяются в рельефе, слагая вершины возвышенностей или протяженные дайкообразные тела.

Макроскопически это розовато-серые или розовые, весьма плотные породы, в которых выделяются светлые вкрапленники полевых шпатов и кварца.

Структура породы обычно порфировая. Среди тонкозернистой аллотриоморфнозернистой или микролитовой основной массы, состоящей из альбита, кварца и аксессуарных минералов, резко выделяются вкрапленники плагиоклаза и реже кварца. Плагиоклаз вкрапленников относится к альбиту, реже олигоклазу. Описываемые кварцевые порфиры широко развиты в пределах рудного поля Алавердской группы месторождений (Алаверди, Шамлуг, Ахтала). Рядом исследователей они рассматривались как корни излияния кварцевых порфиров средней юры. Но широкое развитие их и в верхней юре, пространственная приуроченность к выходам гранитоидных интрузий дает основание рассматривать их как дериваты этих интрузий.

3. ТРЕТИЧНЫЕ ИНТРУЗИИ

Подавляющая часть известных и изученных интрузивных пород рассматриваемой группы принадлежит к третичному, вероятно, верхнеэоценовому возрасту.

Наиболее прочно устанавливается верхнеэоценовый возраст кварцевых диоритов, гранодиоритов и монцонитов р. Мармарик и Каджерийского хребта, а также памбакского щелочного комплекса. Для этих пород установлено прорывание ими вулканогенной толщи среднего эоцена и налегание на них лав олигоцена, обоснование возраста которых дано К. Н. Паффенгольцем (1939). Кроме того, в брекчиях, залегающих в основании вулканогенной толщи олигоцена, наблюдаются обломки указанных выше интрузивных пород. Для Каджерийской интрузии, прорывающей толщу среднего эоцена, установлено пересечение ее дайками сиенит-порфира, относящимися к щелочному комплексу. Более поздние внедрения гранитов и щелочных интрузий по сравнению с кварцевыми диоритами устанавливаются на основании отношения их к одному и тому же Фиолетовскому разлому. Кварцевые диориты у с. Лермонтово пересекаются им, а граниты у с. Фиолетово внедряются вдоль него.

Поскольку эти разломы разновозрастны с Севанским надвигом (верхнеэоценовым), можно полагать, что Фиолетовская интрузия послеоэоценовая (т. е. олигоценовая—нижнемиоценовая).

Характеристика кайнозойских интрузий приводится в следующем порядке:

- а) основные и ультраосновные интрузии;
- б) гранодиориты, кварцевые диориты и монцониты отдельных массивов и групп;
- в) порфировидные граниты;
- г) щелочные интрузии.

а) Основные и ультраосновные интрузии. К этой группе относится несколько небольших интрузий на Базумском хребте, а также на правом склоне Каджерийского отрога у сс. Мегрут и Лермонтово.

Наиболее хорошо изучена небольшая Лермонтовская интрузия, отличающаяся некоторыми особенностями. Расположена она в нижней части юго-западного склона Каджерийского хребта, почти непосредственно у названного селения. Она имеет довольно сложную конфигурацию, но в общем несколько вытянута в широтном направлении. Площадь ее составляет всего 0,63 кв. км. Северо-восточный контакт ее

с кварцевыми диоритами на всем его протяжении неясен. Южные же контакты габбро с прорываемыми ими туфами и туффитами эоцена наблюдались в ряде мест непосредственно. Обычно они резкие и довольно извилистые; падение контактов весьма крутое, до отвесного, также изменчивое и в ту и в другую сторону.

Строение описываемой интрузии представляется довольно сложным. Кроме крупнозернистых габбро, довольно широкое распространение имеют мелкозернистые, а местами и порфировидные габбро, наконец, существенную роль играют шаровые и полосчатые габбро. Ширина полосы шарового габбро доходит до 15 м, причем между нею и массивной породой отмечается и полосчатое габбро.

Необходимо отметить резкие контакты, наблюдающиеся между мелкозернистыми и крупнозернистыми разностями габбро, а также жилки первых в последних. Резкий контакт наблюдается также между шаровым и крупнозернистым габбро, причем, по-видимому, первая разновидность сечет вторую. Здесь же обе разновидности пересекаются жилой мелкозернистого габбро.

Петрографический состав габбро Лермонтовского и Мегрутского массивов характеризуется наличием основного плагиоклаза (битовнит до анортита), моноклинного пироксена, магнетита, биотита, иногда апатита и вторичных образований. Нередко встречается оливин с иддингситом.

В разностях, близких к пироксенитам, отмеченным в тех же массивах, плагиоклаз наблюдается лишь в небольшом количестве, уступая место моноклинному пироксену и роговой обманке. Шаровое габбро имеет в общем такой же минеральный состав, как и нормальные габбро, но часто характеризуется разным распределением минеральных компонентов как в разных овоидах, так и в промежуточной массе.

Образование этих структур может быть объяснено пульсирующим характером внедрявшейся магмы.

Как одновременные образования можно рассматривать и дайки основных и ультраосновных пород, известные в западной части Базумского хребта на участке между вершинами Базумтар и Урасар. Здесь в долине Желтой речки между карбонатной толщей мела и вулканогенной толщей эоцена залегает мощная дайка, приуроченная к крупному тектоническому нарушению, которое, вероятно, представляет собой западное продолжение Севанского надвига. Дайка протягивается в широтном направлении при крутом северном падении и прослежена с перерывами почти на 20 км. Сложена она пироксенитами, габбро-пироксенитами и серпентинитами. У Чибухлинского месторождения порода соответствует габбро-нориту, близкому к пироксениту, и состоит из преобладающего гиперстена, лабрадора, моноклинного пироксена и магнетита.

Перидотитов в данной полосе никто не указывает, но характер серпентинитов позволяет думать, что эти породы, как и в Севанской полосе, здесь присутствуют и во всяком случае явились источником для образования серпентинитов. Наконец, основные породы габбрового состава В. Г. Грушевым указываются для Шагалинской интрузии в виде отдельных участков среди монцонитов.

Следует отметить, что все эти выходы основных интрузий совершенно идентичны таковым Севанской полосы, приуроченной, как известно, к зоне крупного надвига. Это тождество усматривается и в петрографическом составе пород, и в их возрасте и, по-видимому, в их отношении к другим типам интрузивных пород. Внедрение этих основных и ультраосновных интрузий, происходившее, по-видимому, не вполне одновре-

менно, мы можем рассматривать как первую фазу в длинной цепи магматических событий, имевших место в верхнеэоценовое время.

б) Интрузии гранодиоритового и кварцево-монцитного состава. Породы, относимые к этому комплексу, образуют наиболее крупные массивы, сопровождающиеся обычно рядом мелких интрузий. Другая особенность этого комплекса заключается в чрезвычайно большом разнообразии петрографических типов, связанных между собой в большинстве случаев постепенными переходами. Такое разнообразие усматривается не только от центра к периферии крупных интрузивов, но и по их простираанию.

К рассматриваемым породам относятся следующие крупные массивы и группы интрузий: 1) Каджерийский массив с прилегающими к нему мелкими интрузиями; 2) Шагалинский массив.

Возраст большинства рассматриваемых пород, может быть, не является совершенно одинаковым, но, по-видимому, весьма близким. Интрузии прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена и, как указывалось, перекрываются (Анкаванская и Цахкашенская интрузии) андезитовыми лавами, относимыми к олигоценному времени. Таким образом, внедрение интрузий произошло после среднего эоцена, но до олигоцена.

Ниже дается сжатая характеристика каждой из выделенных выше групп интрузий и отдельных массивов пород данного типа.

Каджерийский массив расположен несколько к северу от р. Гарпи и верховьев р. Агстев, слагая почти нацело Каджерийский хребет. Длина его составляет около 15 км при ширине около 2 км, площадь его равна примерно 27 кв. км. Массив вытянут в северо-западном направлении и в обоих концах сопровождается отдельными мелкими интрузиями сателлитного характера. Интрузия прорывает преимущественно нижние горизонты вулканогенной толщи эоцена, представленные кварцевыми порфирами, порфиритами и их туфами. Весьма важным является то обстоятельство, что массив интенсивно разбит сбросами, причем ряд разрывов окаймляет его с обеих сторон. По этой причине в массиве широко развиты зоны милонитизации; одна полоса милонитов проходит внутри массива, пересекая восточную часть его в широтном направлении.

По причине сильной нарушенности массива контакты его с вмещающими породами большей частью тектонические. Представляют интерес юго-западные контакты интрузива, выраженные широкой зоной инъекции в вулканогенную толщу и эруптивных брекчий.

Каджерийский интрузив, в общем, приурочен к синклинальному прогибу, усложненному крупными продольными, северо-западного направления разрывами, причем последние имеют более поздний возраст по отношению к массиву.

Каджерийский массив представлен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монцитами и гранитами. Все они, кроме гранитов, связаны постепенными переходами, и у нас нет данных, чтобы говорить о вполне разновременном извержении порций магмы, давших эти породы. Но не исключено последовательное внедрение отдельных порций, когда охлаждение одной или некоторых предыдущих порций еще не закончилось, в результате чего между породами этих разных порций резких контактов не наблюдается.

Для гранитов и небольших отдельных участков гранодиоритов описываемого массива характер контактов указывает на более позднее образование этих пород.

Гранодиориты и кварцевые диориты представлены серыми, иногда

слабо розоватыми мезократовыми породами, состоящими из плагиоклаза (андезин или андезин-лабрадор), кварца, роговой обманки, моноклинного пироксена, небольшого количества биотита, а также магнетита или титаномагнетита, апатита, сфена, нередко циркона и иногда ортита. Общее количество цветных минералов колеблется от 10—15 до 30—36%, причем соотношение роговой обманки и моноклинного пироксена постоянно, до полного вытеснения последнего первой.

Состав широко распространенных, особенно в западной части интрузии, кварцевых монцонитов характеризуется основным плагиоклазом, различными модификациями калинатрового полевого шпата (ортоклазом, анортотклазом и реже нерешетчатым микроклином), кварцем, моноклинным пироксеном, обычно в подчиненном количестве роговой обманкой, постоянно присутствующим, хотя и в сравнительно небольшом количестве, бурым биотитом, а также магнетитом, апатитом, сфеном и реже цирконом. Обычно хорошо выражена монцонитовая структура. Кварцевые монцониты дают частые переходы, с одной стороны, в сиенито-диориты, а с другой—в бескварцевые монцониты.

В тесной локальной и генетической связи с описанными выше кварцевыми диоритами и монцонитами находятся граниты и гранодиориты. Они имеют ограниченное распространение в Каджерийском массиве (у г. Цак-кар и у разъезда Памбак) и в западной части Мармарикского массива (по рч. Намазелян), преимущественно занимая краевое положение. Соотношение их с монцонитами у каменоломен разъезда Памбак и у г. Цак-кар указывает на возможно более позднее образование этих пород.

Следует отметить факт приуроченности гранитов к краевым частям крупных интрузий гранодиоритового и монцонитового составов. Размер тел, сложенных гранитами и гранодиоритами, невелик (менее 0,5 кв. км).

Внешние контакты гранитных тел или скрыты наносами, или характеризуются постепенным переходом. У г. Цак-кар наблюдался контакт гранитов с порфиритами, но с образованием в зоне контакта гибридных пород. Вместе с тем здесь намечается крутое падение контакта к северу.

Макроскопически граниты данного типа представляют собой серые, довольно светлых оттенков, средне- и равномернозернистые породы. В них ясно различаются выделения полевых шпатов, немного кварца и роговой обманки. Структура обычно гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из калиевого полевого шпата (анортотклаз), кварца, плагиоклаза (альбит или альбит-олигоклаз), роговой обманки и минералов-примесей, представленных магнетитом, апатитом, цирконом и сфеном.

Мезократовые и среднезернистые гранодиориты у Памбакского карьера резко отличаются от темных мелкозернистых монцонитов, выходящих в близком соседстве. Структура их гипидиоморфнозернистая с участками монцонитоподобной. Порода состоит из андезин-лабрадора (нередко зонального), калинатрового полевого шпата (анортотклаз), кварца (до 20—25%), зеленой роговой обманки, биотита, моноклинного пироксена, замещающегося роговой обманкой, а также магнетита и апатита.

С интрузией Каджерийского массива связаны жильные породы, выраженные аплитами, пегматитами, а также лампрофирами. В минеральном составе аплитов нередко существенную роль играет турмалин. Заслуживает упоминания присутствующий в пегматитах вермикулит.

К Каджерийскому массиву тяготеют мелкие сателлитовые интрузии у его северо-западной и юго-восточной оконечностей, а также Головинская интрузия с обособленным выходом вблизи гор. Дилижана. Голо-

винская интрузия имеет небольшие размеры и также находится среди вулканогенной толщи эоцена. По своему составу она выражена диоритами и габбро-диоритами, иногда содержащими некоторое количество кварца.

Несколько обособленно от других расположены мелкие интрузии северного склона Памбакского хребта. Более значительные из них сосредоточены в бассейне р. Алавар, к юго-западу от гор. Кировакана. Они представляют штокообразные тела довольно однообразного диоритового состава с обычно ясно выраженными микропегматитовыми структурами. Лишь для Хндзорутской интрузии состав соответствует сиенито-диоритам, переходящим в кварцевые монцитоны.

Шагалинская, или Заманлинская интрузия расположена по соседству, к северо-западу от Каджерийской и также имеет резко вытянутую форму в том же северо-западном направлении. Длина ее около 12 км при ширине от 0,5 до 2 км. Она прорывает вулканогенную толщу эоцена и, по В. Г. Грушевому, по-видимому, представляет собой плитообразное тело с довольно пологим падением к северу. Интрузия сложена преимущественно породами типа кварцевого монцитона с переходами, с одной стороны, в гранодиорит и гранит, а с другой — в пироксеновый габбро-диорит и габбро. Ю. А. Арапов и Н. Я. Монахов граниты и гранодиориты склонны рассматривать как другую, более позднюю фазу, что более соответствует данным по Каджерийскому массиву. Вполне возможно, что при более детальном изучении этой интрузии будет установлено более раннее внедрение габбро по отношению к кварцевым монцитонам.

Судя по имеющимся описаниям, в отличие от Каджерийского массива, кварцевые диориты здесь играют незначительную роль. Кварцевые монцитоны, а также граниты и гранодиориты в общем сходны с каджерийскими. Как и среди последних, бескварцевые монцитоны весьма редки. Следует отметить, что для кварцевых монцитонов здесь также характерно наличие монцитонной структуры, основного плагиоклаза, выраженного лабрадором, неоднородный характер калинатрового полевого шпата, выраженного то анортитом, то ортоклазом или микроклином, обычное присутствие моноклинового пироксена и роговой обманки и постоянное присутствие биотита. О повышенном количестве апатита, сфена, а также о частом присутствии ортита указаний не имеется. В. Г. Грушевой отмечает редкое присутствие ромбического пироксена. Заслуживает упоминания авгито-роговообманковый сиенито-гранит, описанный еще Бекке из коллекции Абиha и относящийся к участку у Сисимадана.

Две небольшие пластообразные интрузии на Базумском хребте, описанные И. В. Баркановым (1936), представлены порфировидными гранодиоритами и гранодиорит-порфирами с хорошо развитыми микропегматитовыми срастаниями кварца и калинатрового полевого шпата.

Следует также остановиться на интрузии кварцевых диоритов у с. Урут, для которой И. В. Барканов допускал возможность мезозойского возраста, вследствие сильного катаклаза и прорыва ею пород, которые этим автором относились к юре. Однако в настоящее время доказана принадлежность вмещающих интрузию пород к вулканогенной толще эоцена, чем и определяется третичный, а не мезозойский возраст интрузии.

в) Порфировидные граниты Гилутского массива и Фиолетовской интрузии. Эти породы занимают обособленное положение, слагая довольно крупный Гилутский массив и небольшую дайкообразную интрузию у с. Фиолетово, расположенную по соседству. При этом они являются обособленными от других интрузий не только

локально, но и по относительному возрасту, намечая собой как бы переход к целому ряду интрузий уже щелочного ряда. Более поздний возраст рассматриваемых пород по сравнению с каджерийскими кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами и гранодиоритами устанавливается по их различному отношению к одной и той же Лермонтовско-Фиолетовской зоне разлома: кварцевые диориты Каджерийского массива секутся ею с образованием брекчированных и милонитизированных зон, а Фиолетовская дайкообразная интрузия проникает вдоль нее и лишена всяких следов катаклаза. Кроме того, степень дислоцированности вообще всех гранодиоритов, кварцевых диоритов, монцонитов и других пород этого ряда не может идти ни в какое сравнение со слабой дислоцированностью гранитов Гилутского массива.

Верхний предел возраста определяется временем внедрения сиенитов Памбакского хребта, дайки которых наблюдались среди гранитов Гилутского интрузива. Кроме того, порфиоровидные граниты секутся и нордмаркитами.

Гилутский массив расположен на северном склоне Памбакского хребта, между меридианами сс. Лермонтово и Фиолетово. Он является удлинненным в северо-западном направлении и в северной части прикрыт широким плащом четвертичных образований долины р. Агстев и ее правых, спускающихся с массива притоков. Общая площадь массива равна примерно 20 кв. км. Фиолетовская интрузия протягивается в виде мощной дайки от восточного края селения до ущелья Фролова Балка, будучи опять-таки разобранной в нескольких участках четвертичными отложениями.

Гилутская интрузия прорывает эоценовую вулканогенную толщу, в южной части же с ней контактируют сиениты более позднего возраста, и, наконец, с севера она прикрыта четвертичными отложениями. Фиолетовская интрузия прорывает вулканогенную толщу эоцена, причем в ее породах отчетливо усматриваются контактовые воздействия.

В тектоническом отношении Гилутская интрузия приурочена к северному крылу Памбакской синклинали, местами усложненной дополнительной складчатостью, и расположена южнее крупной зоны разломов.

Особенностью Гилутского массива является его довольно постоянный петрографический состав; то же можно сказать и о Фиолетовской интрузии. Нигде не отмечено сколько-нибудь выраженных, резко отличимых по составу краевых зон или участков внутри массива. Другой характерной особенностью интрузии является почти повсеместное присутствие ксенолитов, имеющих состав, отвечающий главным образом сиенито-диоритам или кварцевым микродиоритам.

Гилутский массив и Фиолетовская интрузия представлены гранитами с уклоном их к сиенитам. Лишь в северной части массива можно выделить участок несколько обогащенных кварцем пород, к тому же несколько заохренных, в то время как в остальных обнажениях породы по внешнему виду являются совершенно одинаковыми.

Макроскопически рассматриваемые породы представляют собой порфиоровидные с крупными, до 2—3 см, несколько удлиненными выделениями полевого шпата, розоватого цвета. В мелкозернистой массе различаются более мелкие выделения роговой обманки, кварца и блесчатки биотита в светлой полевошпатовой массе.

Структура пород гипидиоморфнозернистая или порфиоровидная с гранитовой основной массой. Очень часто наблюдаются участки гранулитовой структуры с резко идиоморфным кварцем по отношению к калиевому полевоому шпату, но ксеноморфным по отношению к плагиокла-

зу. При этом в одном и том же шлифе можно наблюдать идиоморфные и ксеноморфные выделения кварца.

Порода состоит из ортоклаза, плагиоклаза (олигоклаза), кварца, роговой обманки, биотита, а также сфена, магнетита, иногда циркона и турмалина.

Количество окрашенных минералов составляет обычно меньше 10%. Роговая обманка и биотит выражены маложелезистыми разновидностями. Для порфировидных гранитов Гилутского массива весьма характерным является их уклонение в сторону сиенитов, что выражается в несколько пониженном количестве кварца в некоторых шлифах и вместе с тем в несколько повышенном содержании ортоклаза. Порода может быть отнесена в ряде случаев к граносиенитам (кварцевым сиенитам) и даже к сиенитам. По соотношению щелочей и по химическим анализам рассматриваемые породы имеют сходство с гранитами типа рапакиви, в частности с мариупольскими рапакиви. Отличием является малое количество железа в химическом составе породы и отсутствие олигоклазовых кайм вокруг ортоклаза.

Связанные с порфировидными гранитами жильные породы представлены: 1) аплитами, 2) пегматитами и 3) лампрофировыми породами типа спессартитов. Среди них гораздо меньше распространены пегматиты, а дайки спессартитов являются единичными.

Аплитовые жилы имеют разную величину и форму. Чаше всего встречаются жилы мощностью от 3—5 до 20 см, но нередко до 0,5 м и больше. Длина их варьирует до нескольких десятков метров. Нередко наблюдаются разветвления жил. Макроскопически аплиты имеют обычное мелкозернистое, до плотного, сложение серого или слегка розоватого цвета. Структура породы аплитовая, иногда гранулитовая. Порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, не всегда присутствующих роговой обманки или биотита, или обоих вместе, а также рудного минерала, апатита, сфена и иногда турмалина. Последний гораздо чаще встречается в пегматитах, в которых размеры кристаллов достигают иногда значительной величины.

Сиениты Памбакского хребта

Эта порода намечает собой дальнейший переход к породам щелочного ряда и представляет обособленную интрузию, расположенную на северном склоне Памбакского хребта, недалеко от его гребня, несколько северо-восточнее г. Тежсар. Размеры ее около 2,3 кв. км.

Возрастное положение интрузии определяется тем, что она прорывает вулканогенную толщу среднего эоцена и порфировидные граниты Гилутского массива, но сама прорезается жилами нордмаркитов. Ввиду довольно близкого состава ее с гилутскими граносиенитами позволено рассматривать ее как субфазу этой же интрузии. Так же, как и Гилутский интрузив, описываемая интрузия находится в пределах северного, здесь довольно пологого крыла Памбакской синклинали. Но породы интрузии по внешнему виду существенно отличны от порфировидных гранитов Гилутского массива. Это мелко- и довольно равномернозернистые породы обычно розоватого цвета с мелкими выделениями роговой обманки и биотита.

Структура их гипидиоморфнозернистая, но с наблюдающимися иногда участками монцонитовой. Порода состоит из микропертита, плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, иногда моноклинного пироксена, а также рудного минерала, сфена, апатита и редкого, в единичных зернах, турмалина и циркона. Калиевый полевой шпат—микропертит обычно составляет более 50% площади шлифа.

г) Интрузии нефелиновых и щелочных сиенитов и связанные с ними породы. Щелочной комплекс занимает центральное положение среди других эоценовых интрузий Памбакского хребта. Он состоит из: 1) Тежсарского массива, расположенного в середине комплекса, почти на вершине названного хребта; 2) Маймехской интрузии, находящейся в ближайшем соседстве к северо-западу от него; 3) Кемдарасинской, расположенной к западу и 4) Южной, огибающей Тежсарский интрузив с юга и юго-востока. Сюда же относятся Архашанская, Тандзутская интрузии, имеющие небольшие размеры, а также ряд совсем мелких, расположенных к северу и северо-востоку от Тежсарского интрузива. К этому же комплексу мы должны отнести и Бундукскую интрузию с сопровождающими ее мелкими сателлитами, расположенную уже севернее р. Агстев, между Фиолетовским и Блданчайским разрывами.

Рассматривая взаимное расположение интрузий щелочного комплекса, необходимо отметить, что Маймехская и Кемдарасинская интрузии почти соединяются между собой и разобщены только небольшой полоской наносов, а Кемдарасинская и Южная разобщены узкой полоской покрова лав Алтун гахта. Таким образом, мы имеем один крупный центральный Тежсарский массив, который с трех сторон огибается на небольшом расстоянии другими узкими дайкообразными интрузиями. Эти интрузии и составляют основную часть щелочного комплекса.

Рассматриваемый комплекс расположен между Каджерийским и Мармарикским массивами гранодиоритового и кварцево-монцититового состава, как бы ограничивающими его с севера и юга, а с севера мы имеем Алавердскую группу интрузий того же состава. Необходимо особенно подчеркнуть локальную приуроченность щелочных интрузий только к тому участку, где развиты и щелочные эффузивы.

За пределы щелочного интрузивного комплекса щелочные лейцит-содержащие эффузивы и их туфы не распространяются, и лишь только ортофиры заходят несколько дальше. Таким образом, в средней части Памбакского хребта мы имеем комплекс щелочных пород эоценового возраста, представленных эффузивными, туфовыми и интрузивными их типами.

Возраст интрузий щелочного комплекса определяется тем, что они прорывают вулканогенную толщу, относящуюся к среднему и, по-видимому, частью и к верхнему эоцену, и перекрываются андезитовыми лавами олигоцена.

Внедрение интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов произошло скорее всего в верхнем эоцене, причем позже излияния щелочных эффузивов, которые ими прорываются. Далее внедрение их приурочено к более поздней фазе, чем внедрение интрузий кварцево-диоритового, гранодиоритового и кварцево-монцититового составов, а также последовательных внедрений порфировидных гранитов, сиенитов и псевдолейцитовых сиенитов, но происходит раньше интрузий нордмаркитов и, по-видимому, более поздних монцититов, выходы которых наблюдались у г. Маймех.

В тектоническом отношении рассматриваемый комплекс и его центральный массив приурочены к синклинальному прогибу, ось которого совпадает с осью хребта, но распространяется более в сторону южного его крыла, усложненного дополнительной складчатостью. У вершин г. г. Маймех и Дебахли намечается вторая, более второстепенная синклиналь.

Рассматриваемый массив находится вне крупных разрывов северо-западного направления, которые проходят дальше по одну и по другую

стороны от него. Одна из ветвей крупного Сарыкаинского разлома,ходящая в верховья Алаварского ущелья от него к западу, очевидно, прорвана Маймехским интрузивом и до Тежсарского массива не доходит.

Улашиковский сброс северо-восточного направления, перемещающий к северо-востоку всю толщу верхнего мела, обусловил, по-видимому, южный и северный уступы в данной интрузии, внедрившейся, может быть, уже после его образования. На это указывает взаимное расположение контактов интрузии вблизи уступов. Если же считать, что данный сброс был после интрузии, то тогда необходимо признать, что вместе с вертикальным смещением имело место также и поступательное движение западного крыла в южном направлении или восточного—в северном.

Остановимся кратко на характеристике отдельных интрузий щелочных пород.

Тежсарский (Центральный) интрузив. Тежсарский массив занимает центральное положение среди других интрузий щелочного комплекса. Он расположен в наиболее высокогорной части Памбакского хребта, размеры его составляют около 40 кв. км. Конфигурация массива эллипсоидальная с небольшими выступами и вогнутостями; это единственный из всех массивов, имеющий большое количество обнаженных и доступных для непосредственного изучения резких контактов. Изучение их показало, что все они являются крутыми, но с довольно широкими пределами колебаний угла падения—от 45 до 90°. Лишь для одного из участков так называемой Северной Зубчатки отмечено падение контактов под углом 18°.

Направление падения контактов в большинстве случаев от интрузии, т. е. с расширением ее книзу. Характерной особенностью контактов является их извилистый характер с наличием довольно резких, но мелких изгибов, не меняющих общую конфигурацию массива. Такая извилистость отмечена не только по простираанию, но в ряде случаев и по падению. Помимо того, кроме изгибов, контакт интрузивов нередко дает и апофизы в боковые породы в виде единичных даек или сети тонких жил.

В эндоконтактной зоне заметно обогащение породы нефелином и меланитом, причем ширина этой зоны составляет около 15 м. В массиве у контакта нередко наблюдается ясная полосчатость.

Состав интрузива не представляет вполне однородным. Кроме эндоконтактных зон, отмеченных уже выше, и в центральных частях интрузива нередко вариации его состава, часто различимые по наружному виду.

Среди пород, слагающих массив, можно выделить следующие разновидности:

- а) псевдолейцитовые сиениты;
- б) нефелиновые сиениты крупно- и среднезернистые, обычно со щелочным амфиболом гастингситового типа,
- в) эгирин-нефелиновые сиениты;
- г) щелочные сиениты;
- д) порфиroidные разновидности щелочных сиенитов.

Все выделенные породы связаны между собой совершенно постепенными переходами и представляют одновременные в смысле геологического возраста образования. Наконец, псевдолейцитовые сиениты отчетливо приурочены только к краевым частям интрузива. Никаких участков развития этих пород внутри массива не обнаружено. Заслуживает внимания также тот факт, что псевдолейцитовые сиениты нередко располагаются не в самом контакте, а в некотором удалении от него (на 8—10 м).

Нефелиновые сиениты широко распространены не только в перифе-

рических частях интрузива, но и далеко заходят в центральные его части. В общем их развитие более широкое, чем остальных типов. Эгирин-нефелиновые сиениты довольно широко распространены в юго-восточной части массива. Щелочные сиениты распространены также довольно широко и приурочены преимущественно к средней его части. Они наблюдаются по р. Тежсар, несколько в меньшей мере по р. Улашик и ее притокам.

Порфиroidные разности щелочных сиенитов отмечены лишь в отдельных, но тоже довольно значительных по размерам участках, по правому среднему притоку р. Улашик и на Кероглинском отроге.

В краевых зонах отмечается полосчатость. Ширина их различная: от десяти до сотен и более метров. Здесь часто заметно обогащение нефелином. Наряду с нефелином в отдельных участках замечается обогащение породы щелочной роговой обманкой, а также меланитом и иногда флюоритом.

Ксенолиты в Тежсарском массиве довольно часты, но в отдельных участках они имеют особенно широкое распространение. Вполне отчетливо намечается полоса ксенолитов, проходящая в северо-восточном направлении через правые притоки р. Улашик в северо-западной части массива, где ксенолиты достигают огромных размеров. Другой участок сосредоточения ксенолитов намечается несколько восточнее г. Халхалы Восточный. В распределении ксенолитов не отмечается приуроченности только к периферической части интрузива.

Маймехская интрузия расположена в 1—1,5 км от северо-западной оконечности Тежсарского массива; южная часть ее обнажается на южном склоне Памбакского хребта, но главная ее часть расположена уже на северном его склоне, несколько восточнее г. Маймех, в верховьях р. Вана-дзор.

Конфигурация Маймехской интрузии довольно сложна, площадь ее около 7 кв. км.

Необходимо подчеркнуть морфологическую особенность интрузии, выражающуюся в склонности посылать от себя апофизы в боковые породы, что является весьма характерным почти для всех окружающих Тежсарский массив интрузий.

Петрографический состав интрузии неоднороден. Наряду со щелочными и нефелиновыми сиенитами, здесь у вершины Памбакского хребта отмечены и монцониты. Переход от щелочных сиенитов к нефелиновым постепенный. Преобладающее распространение в рассматриваемом массиве имеют щелочные сиениты, к каковым близок и средний валовой его состав. Нефелиновые сиениты слагают южную часть интрузии.

Кемдарасинская интрузия является продолжением Маймехской далее к югу и, по-видимому, составляет с нею одно целое. Она расположена на южном склоне Памбакского хребта, конфигурация ее еще более прихотлива вследствие ряда апофиз, которые отходят от нее к северу, а также вследствие наличия отдельных покровов перекрывающих их лав. На продолжении северных апофиз интрузии по южному склону г. Маймех имеются небольшие изолированные дайкообразные тела монцонитового состава. Площадь интрузии около 3,25 кв. км. В северной и западной частях интрузия прорывает, кроме эопена, также часть известняковой толщи сенона, давая в контакте с нею полосу гранатовых со скаполитом скарнов, а также с небольшими скоплениями магнетита и вкрапленностью халькопирита.

Южная интрузия огибает Тежсарский массив с юга, как бы являясь продолжением к югу Кемдарасинской интрузии, от которой отделена покровом олигоценых лав Алтунтахта. Она имеет вид ши-

рокой дугообразной изгибающейся полосы, разветвляющейся к северо-востоку на две дайкообразные интрузии. Площадь интрузии составляет 8,5 кв. км; длина дайкообразной интрузии г. Тая-кая достигает более 4 км, при мощности от нескольких десятков до ста метров.

Данная интрузия прорывает вулканогенную толщу эоцена, а у с. Улашик и смещенную часть известняков сенона с образованием здесь значительного участка гранатовых скарнов.

Северные контакты интрузии там, где они нами наблюдались, являются резкими и имеют падение к северу, согласное с общим падением пород. В северо-восточной, а также в западной частях интрузии падение ее круче падения пород.

Чрезвычайно интересным и важным является факт перемежаемости интрузива в средней его части с породами вулканогенной толщи с образованием в данном интрузиве ксенолитов. Падение контактов интрузии в этом участке также согласное с залеганием вулканогенных пород. Эти факты показывают, что внедрение магмы имело в данном участке характер крупных послонных инъекций.

Рассматриваемая интрузия сложена почти исключительно щелочными сиенитами. Нефелиновые сиениты играют в ней лишь небольшую роль. Изменение состава интрузии имеет место главным образом в направлении с запада (где распространены крупнозернистые серые породы) на восток, где превалируют розоватые, иногда порфиоровидные разности. Мелкие ксенолиты имеют лишь ограниченное распространение.

Небольшая Тандзутская интрузия расположена в 2—3 км к северу от контакта Тежсарского интрузива, выступая на левом берегу Тандзутского ручья. В отличие от многих других интрузий, она вытянута в северо-восточном направлении, площадь ее составляет лишь 0,85 кв. км. Контакты интрузии почти со всех сторон скрыты наносами.

Сложена интрузия преимущественно сиенитами; краевых зон и других особенностей в ее строении не отмечено, что может быть объяснено ее слабой обнаженностью, выражающейся фактически лишь в нескольких (3—4) обнажениях.

Бундукская интрузия расположена уже к северу от р. Агстев, т. е. в некотором удалении от сосредоточения главных интрузий щелочного комплекса. Отнесение ее к последнему основано, во-первых, на сходстве состава породы, а во-вторых, на более молодом, чем кварцевые диориты, возрасте этой интрузии. Она слагает южные и западные склоны г. Бундук и протягивается длинной полосой далее к западу, доходя до долины р. Агстев, несколько выше с. Гамзачиман. Площадь ее составляет около 4 кв. км. Интрузия прорезает вулканогенную толщу эоцена, проходя в промежутке между Дилижанской зоной разломов—с севера и Фиолетовским разломом—с юга, причем, несмотря на близость к ним, следов катаклаза в ней не заметно. Отсюда можно заключить, что интрузия моложе разломов. Непосредственное отношение ее к гранодиорито-монцитовому комплексу выражается тем, что жила сиенита пересекает небольшой сателлит Каджерийского интрузива у рч. Хатаги-дзор.

Контакты интрузии наблюдались лишь для ее узкой части. В южной части по р. Почта-дзор и вдоль контакта проходит зона милонитизации, шириной 0,5—1 м. Простирание зоны СВ 75° до широтного, падение на север под углом 80—85°. Вдоль северного контакта также отмечаются трещины с зеркалами скольжения, с весьма крутым, почти вертикальным падением.

Интрузия сложена в своей главной Бундукской части серыми, довольно крупнозернистыми щелочными сиенитами.

Кроме всех интрузий, рассмотренных выше, в данном комплексе В. Н. Котляром при картировании отмечен ряд других, более мелких, размер которых иногда выражается всего лишь несколькими десятками квадратных километров. Такие мелкие интрузии отмечены: 1) у Кироваканского перевала среди сенонских известняков, чем объясняется, между прочим, мраморизация последних в этом участке; 2) у подножья северного склона г. Халхалы Восточной; 3) у Архашанского перевала; 4) две на южном склоне г. Маймех и 5) три несколько более крупных на левобережье р. Блдан на участке между рч. Хатаги-дзор и монастырем.

Все эти интрузии имеют состав щелочных сиенитов, щелочных сиенит-порфиров (р. Блдан) или монцонитов, причем некоторые из них имеют дайкообразную форму (на южном склоне г. Маймех).

По правобережью р. Агстев, в юго-восточной части описываемой области, интрузивные породы приурочены к ядру крупной антиклинали и представлены производными гранодиоритовой магмы. Наиболее распространенной оказалась группа гранитоидов, представленная гранитами и гранодиоритами, кварцевыми и бескварцевыми диоритами. Основные породы представлены незначительным количеством габбро-диабазов; последние констатированы в средней части диоритовой интрузии, с которой связаны постепенными переходами. Такое явление может быть обусловлено лишь кристаллизационной дифференциацией.

По петрографическому составу породы, входящие в состав всех отмеченных выше интрузий, могут быть подразделены на:

Нефелиновые и щелочные сиениты и их разновидности. Наиболее распространенными типами пород щелочных интрузий являются нефелиновые и щелочные сиениты, между которыми имеются все переходы. Это обычно средне- или крупнозернистые, довольно светлые породы гранитоидного или трахитоидного сложения. Нередко они имеют порфировидную структуру. Минеральный состав выражен каликатровым полевым шпатом, плагиоклазом, нефелином, щелочной роговой обманкой, иногда эгирином или эгирин-авгитом, анальцимом, биотитом, мусковитом, а также сфеном, апатитом, цирконом, титаномagnetитом, меланитом и флюоритом. Каликатровый полевой шпат почти всегда является преобладающим и обычно микропертитовым, причем, судя по многочисленным измерениям, ближе всего стоит к ортоклазу.

Следует отметить, что в нефелиновых сиенитах часто наблюдаются псевдоморфозы лейцита, выполненные обычно цеолитом. Из других разновидностей рассматриваемых пород следует указать на нефелиновые и щелочные сиениты с меланитом и анальцимовые сиениты.

Нефелиновые сиениты с меланитом отмечены только для Тежсарского интрузива, причем лишь в некоторых его участках у северной периферии массива, и связаны постепенными переходами с породами главной части массива.

Выделения меланита имеют разную величину—от нескольких миллиметров до двух и более сантиметров, причем нередко наблюдаются кристаллические формы в виде ромбического додекаэдра. Цвет этих выделений всегда черный. Количество их разное и достигает иногда до 50% массы породы. Нередко можно наблюдать прорастания меланита удлиненными кристаллами полевого шпата.

Анальцимовые сиениты являются широко распространенной разновидностью интрузивных пород, слагающих главные массивы памбакского щелочного комплекса. Эти разности наблюдаются преимущественно в периферических частях Тежсарского массива и в интрузиях, его окружающих; для них очень характерна трахитоидная структура, где промежутки между удлиненными кристаллами каликатрового полевого

шпата и шахматного альбита заполнены полностью или частично резко ксеноморфным анальцитом. В этих породах часто присутствует и флюорит, иногда в значительном количестве. Также характерно частое наличие слабоокрашенного эгирина и биотита. Калинатровый полевой шпат и присутствующая в несколько меньшем количестве щелочная роговая обманка, а также минералы-примеси имеют тот же характер, что и в трахитоидных щелочных сиенитах.

Псевдолейцитовые сиениты распространены исключительно в Тежсарском интрузиве, причем только в краевых его частях. Они связаны с нефелиновыми сиенитами постепенными переходами.

В своем наиболее ярком проявлении эти породы выражены серыми узловатого сложения разностями, обращающими на себя внимание чрезвычайно интересными, выделяющимися из породы шариками, состоящими из полевого шпата и нефелина величиной в грецкий орех (3—4 см). В выветрелых у поверхности выходов эти «шарики» легко отделяются от основной массы породы. Количество этих узлов или «шариков» по объему доходит до 50 и более процентов всей массы породы, имеющей вид нормальных зернистых сиенитов.

В более свежих и компактных породах этого типа можно видеть сгустки розового нефелина, одного или вместе со светлым полевым шпатом, иногда с редкими и мелкими защемленными зернами темноцветных минералов, среди светло-серой массы типа обычных нефелиновых сиенитов гранитоидного сложения.

Явно более древними являются также лейцитовые сиениты дайкообразной интрузии, проходящей по юго-западному склону г. Кероглы. Возрастное положение этих пород определяется тем, что они прорываются нефелиновыми сиенитами, т. е. являются более древними.

Они представляют собой светло-серые среднезернистые породы, содержащие крупные выделения белых кристаллов лейцита, замещенного ортоклазом и мусковитом. Средний размер таких выделений составляет 3—5 см, но наблюдаются сростки величиной до 12 см.

Нордмаркиты. Эти породы рассматриваются отдельно, поскольку являются более поздними, чем породы главных интрузивов, охарактеризованных выше. Они слагают небольшие интрузии на северном склоне Памбакского хребта у сочленения с ним Гилутского отрога. Здесь же наблюдались жилы этой породы среди сиенитов нормального состава.

Макроскопически это мелко-, средне- и до крупнозернистых, более или менее равномерного сложения породы, бурого или буровато-розового цвета, очень бедные цветными компонентами.

Структура породы обычно гипидиоморфнозернистая; состоит из калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, щелочной роговой обманки, моноклинного пироксена, биотита, небольшого количества кварца, иногда мусковита и минералов-примесей, которые представлены титаномagnetитом, сфеном, апатитом и иногда цирконом.

Монцониты. Эти породы, образование которых, по-видимому, имело место одновременно с нордмаркитами или еще позднее, слагают несколько мелких интрузий на южном склоне г. Маймех, а также отмечены в южной части Маймехской интрузии. Они не имеют почти ничего общего с монцонитами Каджерийского и Мармарикских интрузивов, будучи, очевидно, самыми молодыми из интрузивных пород Памбакского хребта.

Эти породы более темные, иногда почти меланократовые, средне- или мелкозернистого сложения. Структура обычно монцонитовая. В их составе принимают участие следующие минералы: плагиоклаз (лабра-

дор, реже андезин-лабрадор), ортоклаз, щелочная роговая обманка гастингситового типа (иногда зональная), моноклинный пироксен, иногда замещенный роговой обманкой, затем апатит, магнетит, сфен, а также цеолит и эпидот. По химическому составу они уклоняются в сторону эссекситов.

Эпилейцитовые порфиры из даек и покровов. Эпилейцитовые порфиры имеют небольшое распространение и сосредоточены в непосредственном соседстве с Тежсарским интрузивом. Они появляются в виде даек, обычно довольно значительных размеров; падение их крутое, до отвесного в разные стороны. Все дайки находятся вне тел интрузий и секут лишь породы вулканогенной толщи. Любопытно отметить, что они локализованы в непосредственном соседстве от эффузивных эпилейцитовых порфиров и их туфов, а также вблизи главного интрузива нефелиновых сиенитов.

Макроскопически эпилейцитовые порфиры представляют собой серые, иногда с зеленоватым оттенком породы, с более темной основной массой, в которой наблюдаются белые, обычно довольно крупные выделения. Кроме того, наблюдаются резко удлиненные кристаллы полевого шпата и темноцветного минерала. Последние иногда замещены в выделениях эпилейцита и имеют величину такую же, как и выделения полевого шпата—до 6—7 мм.

Светлые выделения эпи- или псевдолейцита имеют гораздо большие размеры. Они варьируют от нескольких миллиметров до 5—6 см, а в Архашанской дайке найдены огромные кристаллы величиной до 12 см, причем средняя величина их в этом месте составляет 4—6 см. Выделения эти очень часто имеют правильную форму триаксоктаэдров.

Структура породы порфировая, основная масса трахитовая, трахитоидная или микрогранитовая. Вкрапленники состоят из псевдоморфоз по лейциту, а также из калинатового полевого шпата, пироксена и иногда щелочной роговой обманки. Основная масса состоит из лейст калинатового полевого шпата (0,1—0,3 мм), цеолита, мелких листочков биотита, иногда мелких зерен бурого или чаще бесцветного граната. Последний, очевидно, надо рассматривать как результат воздействия на породу позднейших интрузий.

По данным химического анализа, эта порода близка к анхиметаморфозному фонолиту из Ишима и особенно к первому анализу, приведенному А. Н. Заварицким.

Кроме даек эпилейцитовых порфиров, в двух небольших дайках у г. Западная Халхалы встречены также и эпилейцитовые тефриты.

С интрузиями щелочного комплекса связаны довольно разнообразные жильные породы, особенно обильные в Тежсарском массиве. Среди них можно выделить в порядке возрастной последовательности щелочные и нефелиновые сиенит-порфиры, бостониты, пегматиты и меланитовые жилы.

4. КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

В связи с интрузиями обширное развитие имеют контактовые и гидротермальные изменения вмещающих пород. В контакте гранитоидных интрузий с известняками образуются скарны, имеющие в общем незначительное развитие в связи с ограниченным распространением известняков в приконтактных зонах. Они отмечены в бассейне р. Алавар, к юго-западу от гор. Кировакана, в районе Анкадзорского месторождения. Широко развиты в их составе гранит, диопсид, роговая обманка, иногда эпидот, кварц, магнетит. Местами в них отмечается незначитель-

ное количество халькопирита. В скарнах у Сисимадана указываются тремолит, хлорит и кварц. Следует отметить, что участки скарнов иногда проявлены и в стороне от непосредственного контакта интрузий среди древних сланцев и вулканогенных пород, но всегда вблизи них.

Гораздо более широкое развитие имеют роговики, широко распространенные в контактах с вулканогенными толщами юры и особенно эоцена. Состав роговиков весьма разнообразный, но особенно широко развиты биотито-амфиболо-полевошпатовые разновидности, часто с эпидотом.

Весьма широко проявлен контактовый метаморфизм в связи со щелочными интрузиями. Он выражен в образовании широких зон роговиков, гибридных пород и в меньшей мере гранатовых скарнов. Особенно интенсивно развитие роговиков вокруг Тежсарского интрузива, где ширина ореола их достигается местами многих десятков метров. У малых интрузий развитие роговиков гораздо слабее. Гранатовые скарны с магнетитом и скаполитом были отмечены по рч. Кем-дараси в 1 км выше его устья. Состав роговиков различен, в зависимости от характера контактирующих пород. Различается много типов этих пород, в зависимости от преобладания того или иного минерала. Среди них можно выделить темные, почти черные разновидности плотного сложения, богатые нефелином и щелочной роговой обманкой, серые с порфиоровидной текстурой или зернистым сложением существенно полевошпатовые разновидности, а также полосатые роговики и мигматиты. Последние наблюдались у Маймехского цирка, у г. Кер-оглы и на других участках и образовались в результате пропитывания магмой контактирующих пород. Таковыми же являются и гибридные породы, по составу близкие к нефелиновым сиенитам, широко распространенные в названных участках.

Породы с такситовой брекчиевидной текстурой развиваются у контактов интрузивов с грубообломочными туфами с разнородным составом включений. Представляет интерес развитие эпидотизации в порфиритах г. Восточная Халхалы.

В контактовых породах наиболее часто встречается гранобластовая, гетеробластовая структура. Величина зерен 0,1—0,5 мм, редко больше. В породах с пойкилитобластовой структурой в крупные неправильные зерна пироксена или амфибола (реже калинатрового полевого шпата и граната), ситовидно вкраплены мелкие зерна других минералов. Блестопорфировая структура наблюдается в контактово-измененных порфиритах. Для контактово-измененных лейцитовых пород и ксенолитов лейцитовых пород в нефелиновых сиенитах характерны очковые структуры. Реакционные структуры также пользуются значительным распространением.

В контактовых образованиях и ксенолитах были встречены те же минералы, что и в самих щелочных и нефелиновых сиенитах. Калинатовый полевой шпат играет большую роль почти во всех контактовых породах и ксенолитах. Альбит наблюдается иногда в небольших количествах в качестве более позднего образования и замещает нефелин, калинатовый полевой шпат и плагиоклаз. Редко он является существенной составной частью породы.

Плагиоклаз является реликтовым минералом. Состав его колеблется от № 20 до № 50. Нефелин встречается в наиболее сильно метаморфизованных контактовых породах и ксенолитах, являющихся гибридными породами сиенитового состава или мигматитами. Замещается цеолитом, мусковитом, анальцитом, иногда канкринитом.

Анальцит обнаружен в небольшом количестве в некоторых контактовых образованиях. Цеолит низкодвупреломляющий. Встречается очень часто в мелкозернистых агрегатах, замещающих полевые шпаты.

Пироксен встречается как в виде реликтов (в метаморфизованных порфиритах), так и в виде новообразований (в мигматитах и роговиках). В первом случае пироксен представлен обычно авгитом, в других случаях—эгирин-авгитом или диопсидом. Часто наблюдается замещение пироксена амфиболом.

Амфибол представлен обычной роговой обманкой или гастингситом. Биотит встречается также довольно часто и выражен обычно зеленой мелкочешуйчатой разновидностью.

Гранат типа андрадита-меланита встречается нередко, но обычно в небольших количествах. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и магнетитом, присутствующими почти всегда. Часто встречаются флюорит и циркон.

Интересно отметить наблюдавшееся в единичных случаях наличие рутила наряду со сфеном.

В некоторых шлифах были встречены обычно в незначительном количестве канкринит, эпидот, кальцит, являющиеся более поздними образованиями. Из других минералов часто наблюдался мусковит, образующийся главным образом за счет полевых шпатов.

В прилегающих к интрузиям участках, а также вдали от них вдоль разрывных нарушений развиты зоны гидротермально измененных пород. Они обычно резко выделяются среди вмещающих пород по их обеленности и обохренности. Изменение пород выражается в их окварцевании, серицитизации, хлоритизации, каолинизации. Эти породы несут рудную минерализацию (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.), на отдельных участках образующую промышленные концентрации. Так как указываемые породы являются рудовмещающими для подавляющего большинства рудных месторождений области, характеристику их приведем при описании этих месторождений. Здесь же ограничимся указанием на наличие среди гидротермально измененных пород разностей от высокотемпературных с серицитом, высокотемпературным кварцем до низкотемпературных с карбонатом, баритом, гипсом, халцедоном.

Гидротермальному изменению подверглись как породы вулканогенно-осадочных толщ юры, мела и эоцена, так и на отдельных участках сами интрузивные массивы.

В гранит-порфирах г. Лалвар среди вторичного кварца, серицита и хлорита В. Г. Грушевой отметил наличие андалузита и скаполита. Эта же порода далее переходит во вторичный кварцит с андалузитом, дюрмьеритом и рутилом. Более значительное развитие во вторичных кварцитах андалузита имеет место в районе Анкадзорской группы месторождений, где эти образования были открыты В. Г. Грушевым и впоследствии подверглись специальному изучению Е. С. Березиным (1936). Кроме андалузита, в этих образованиях указывается лазулит. Андалузитовые кварциты были выявлены В. Г. Грушевым и у Шнох-Кохбской интрузии на восточном склоне г. Кондох в 3 км к юго-западу от с. Кохб, в контакте с известняками сенона. Кроме кварца и андалузита, в породе присутствуют серицит и рутил. К. Н. Паффенгольц в этих же породах отмечает и корунд. Несравненно более широкое распространение, чем отмеченные высокотемпературные вторичные кварциты, имеют зоны измененных, осветленных с поверхности, заохренных пород типично гидротермального происхождения. В той или иной мере они обычно сопровождают многочисленные гидротермальные месторождения цветных металлов и даже мелкие их проявления. Особенно широко осветленные и заохренные породы распространены на участках месторождений Степанаванского, Алавердского, Шамлугского, Ахтальского.

Шагалинского, Туманянского, Армутлинского, Тандзутского, Фроловой Балки, у гор. Дилижана и в других пунктах. Они обычно контролируются разрывными нарушениями и прослеживаются вдоль них нередко на несколько километров. Характерным для всех пород является широкое развитие вторичного кварца, серицита, хлорита, нередкое присутствие карбоната. Довольно часто встречаются каолинит, гипс, на отдельных участках—алунит (у с. Гамзачиман и др.).

В. ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении описываемая область входит в состав трех структурных зон Малого Кавказа: 1) Куринской депрессии, 2) Сомхето-Кировабадо-Карабахской зоны и 3) Армянской складчатой зоны с ее офиолитовой субзоной (К. Н. Паффенгольц, 1959).

Куринская депрессия представляет типичный межгорный прогиб, с мощными разрезами мезо-кайнозойских отложений, подстилаемых древним жестким субстратом.

В описываемой области юго-западная граница ее проходит примерно вдоль р. Куры; здесь она представлена так называемой Сагареджо-Ширакско-Аджинаурской подзоной (по расчленению грузинских геологов). Сложена она здесь верхнепалеогеновыми и миоплиоценовыми мощными (несколько километров) терригенными, в основном мелководными отложениями.

Сомхето-Кировабадо-Карабахская зона располагается к юго-западу от предыдущей и отличается от нее более древним возрастом слагающих ее пород и более сложным характером тектонических структур, осложненных разрывными нарушениями. Характерны многочисленные интрузии кислых и средних пород.

Складчатая зона Армении сложена в основном интенсивно дислоцированными (до изоклинальных складок) отложениями эоцена и верхнего мела, осложненных надвиговыми явлениями. Для нее характерны интрузии гипербазитов, базитов и щелочных пород. Северной ее границей с Сомхето-Кировабадской зоной является серия кулисообразно смещающихся крутых надвигов и разломов, плоскости которых падают на север. По направлению к востоку-юго-востоку эти разломы отвечают крупному надвигу (подвигу) северо-восточного побережья озера Севан (К. Н. Паффенгольц, 1934).

Зона Куринской депрессии занимает в изученном районе лишь крайний северо-восточный угол, представлена здесь четвертичными отложениями, почему детально не описывается.

Сомхето-Кировабадо-Карабахская зона протягивается вдоль северного склона Малого Кавказа и притом в основном общекавказском простирании слагающих ее пород, прерывается районами с антикавказским направлением складок вулканогенно-осадочных образований; этими «анормальными» структурными участками являются: 1) район к юго-юго-западу от Тбилиси; 2) бассейн среднего течения р. Агстев; 3) Зурнабад-Дашкесанский район и 4) левобережье среднего течения р. Тертер. Таким образом, Сомхето-Кировабадо-Карабахская зона указанными «анормальными» структурами разделяется на четыре как бы изолированных сегмента, величина которых прогрессивно увеличивается по направлению к юго-востоку. Формироваться начали «анормальные» структуры этой зоны, начиная с верхнего мела, и обусловлены, видимо, движением глыб жесткого субстрата, ранее дислоцированного по другому плану—вдоль границы сопряжения двух тектонических зон.

Главная часть описываемой области входит целиком в крайний северо-западный отрезок Сомхето-Кировабадо-Карабахской зоны. В общем она представляет крупную Алавердскую антиклиналь (некоторые исследователи склонны ее называть антиклинорием) общекавказского направления, отчетливо погружающуюся к юго-востоку и осложненную по северо-восточному краю, вдоль границы с Куринской депрессией, более мелкими складками антикавказского простирання.

Алавердская антиклиналь на северо-западе, в районе Джандарского кристаллического массива, обнажающегося в ее ядре, сравнительно узка, ось ее по направлению к юго-востоку проходит через район гор. Алаверди, пересекает р. Дебед в районе с. Ахпат и далее к юго-востоку прослеживается до района гор. Иджевана на р. Агстев. По правобережью р. Дебед указанная складка значительно расширяется за счет более пологого на этом участке северного крыла ее, осложненного рядом второстепенных мелких пологих складок. Шарнир главной складки падает в том же юго-восточном направлении, вследствие чего по направлению к юго-востоку обнажаются более высокие свиты вулканогенной средней юры, а по левую сторону р. Агстев, напротив Иджевана, — известняки верхней юры, обладающие здесь отчетливым переклинальным падением. В плане главная ось указанной антиклинали образует слабо изогнутую сигмоиду, перегиб которой находится на р. Дебед в районе вышеупомянутого с. Ахпат; дуги сигмоиды обращены выпуклостью по левую сторону указанной реки к северу и по правую — к югу.

Юго-западное, более пологое крыло указанной антиклинали, осложнено в северо-восточной части области уже в районе развития верхнемеловых отложений более мелкой второстепенной, но довольно крутой складчатостью антикавказского простирання. Шарниры этих складок падают довольно круто в северо-восточном же направлении. Лучшее всего выражены подобные мелкие складки к северо-северо-западу от с. Кохб в районе вершин Кызыл-кая (963 м), Ельдаг (843 м) и Гилик (685 м).

К юго-западу от Алавердской антиклинали располагается обширная Лорийская синклиналь, сложенная в основании вулканогенными толщами эоцена и олигоцена (на западе). Складка эта обладает сравнительно крутым юго-западным крылом и пологим, осложненным второстепенной более мелкой складчатостью северо-восточным крылом. Шарнир этой складки падает в противоположном шарниру Алавердской антиклинали направлении, т. е. на северо-запад. В соответствии с этим на северо-западе, в ядре этой синклинали, получает существенное развитие вулканогенная толща олигоцена, а на востоке-юго-востоке из-под отложений эоцена появляются более дислоцированные породы верхнего мела и юры. Последние слагают узкий синклинальный гребень Далидаг и к северу от него короткую второстепенную антиклиналь района с. Армутлы, располагающуюся на южном крыле Алавердской антиклинали и сливающуюся с последней к востоку от указанного селения.

К юго-западу от Лорийской синклинали располагается юго-западная тектоническая зона области (офиолитовая подзона Армении), сложенная интенсивно дислоцированными породами эоцена и верхнего мела; здесь наблюдается местами ряд изоклинальных складок, осложненных разрывами, а также нарушениями надвигового (взбросового) характера. Северная часть этой зоны с несомненностью является северо-западным продолжением преднадвиговой зоны северо-восточного побережья озера Севан.

Западная часть этой тектонической зоны, в основном бассейн

р. Памбак, представляет в тектоническом отношении одну большую синклиналь широтного направления, сложенную эоценом и осложненную довольно крупной второстепенной складчатостью иного простирания. К северу и к югу от этой синклинали, в Базумском и Памбакском хребтах, располагаются крупные антиклинали, также осложненные второстепенной складчатостью различного масштаба и разрывами.

В южной части бассейна р. Памбак констатируется пологая обширная антиклиналь с осью, падающей на запад; в ядре ее выходят вулканогенная толща кембрия-докембрия, слагающая г. Памб. и гранодиориты района с. Цилкар (Мунджуклу); по северному крылу этой антиклинали обнажаются известняки района с. Вортнав.

Северо-восточное крыло этой антиклинали осложнено в районе с. Спитак—Спитакский перевал новой, довольно крупной антиклиналью общекавказского направления; в ядре ее обнажаются известняки верхнего сенона. Ось ее падает круто на северо-запад, вследствие чего известняки замыкаются к запад-юго-западу от с. Спитак. Сильно сжатая, узкая синклиналь между этими антиклиналями осложнена разрывами, вдоль которых выступают в виде узких клиньев вулканогенные породы эоцена.

Вышеупомянутая Спитакская антиклиналь протягивается на юго-восток в бассейн р. Мармарик, пересекая Памбакский хребет в районе Дебахлинского перевала к северо-западу от с. Анкаван. В ядре этой антиклинали, сильно осложненной в верховье р. Алавар сбросами, обнажаются в виде тектонических клиньев метаморфические сланцы кембрия-докембрия.

В северо-западной части бассейна р. Памбак, в западной части Базумского хребта (с вершинами Гогаран и Урасар) при общем антиклинальном поднятии констатирован ряд прямых изоклинальных складок, осложненных сильно расчленованными и окварцованными известняками верхнего сенона. Вдоль контакта их с прилегающими с юга порфиритами эоцена проходит разрыв, видимо, довольно большой амплитуды (свыше 1 км), так как отсутствует нижняя половина разреза эоцена. Местами порфириты эоцена даже пододвинуты (по крутопадающему на север контакту) под известняки сенона.

Эта тектоническая зона соответствует, вне всякого сомнения, по простиранию к востоку тектонической зоне северо-восточного побережья озера Севан. Здесь так же, как и в бассейне озера Севан, более интенсивная пликативная дислокация наблюдается во фронтальной северной части зоны; ответить на вопрос, имеется ли здесь надвиг (взброс?) известняковой толщи верхнего мела на порфириты верхнего (?) эоцена или подвиг соответствующих пород, трудно. Может быть, имели место в ранней стадии оба явления.

Возраст указанных пликативных дислокаций датируется верхним эоценом, ввиду того, что в других районах Армении зоны подобных нарушений перекрыты вулканогенной толщей нижнего олигоцена.

Район к северу от Лорийского плато дислоцирован, по данным И. В. Барканова и В. Г. Грушевого, слабо; представляет юго-западное пологое крыло западной части Алавердской антиклинали, сложенной здесь вулканогенной толщей эоцена, но осложненной разломами небольшой амплитуды. В обоих районах сравнительно жестким основанием являются интенсивно дислоцированные толщи метаморфических сланцев кембрия-докембрия. Естественно предположить, что эти толщи уже не могли сминаться согласно с покрывающими их мезозойскими, третичными отложениями, а могли лишь раскалываться. По одному из таких расколов (наклонных-косых) вдоль границы тектони-

ческих зон, покрывающих жесткие массы древних толщ, более пластичные верхнемеловые и эоценовые породы, естественно, могли быть сорваны по их контакту и сгружены вдоль фронтальной линии в ряд изоклинальных складок (хребст Гогаранцкий).

Крайний юго-западный угол описываемой области сложен вулканогенным олигоценом и представляет в тектоническом отношении северо-восточное крыло обширной синклинали левобережья р. Аракс; юго-западное крыло ее находится по левому берегу р. Аракс, в районе устья р. Ахурян. Указанная синклиналь осложнена в ядре крупной брахиантклиналью, представляющей морфологически массив г. Арагац.

В восточной части южной тектонической зоны описываемой области пликативная дислокация выражена не столь интенсивно, как в западной ее части, и имеет более равномерный характер; здесь наблюдается большее количество разрывов, но сравнительно небольшой амплитуды, приуроченных преимущественно к южным крыльям складок. Констатируется общая тенденция опрокидывания складок к юго-западу (при падении плоскостей разрывов на северо-восток под довольно крутыми углами).

По правобережью р. Агстев наблюдается одна крупная антиклиналь (Ахумская) близширотного направления, в ядре которой выходят метаморфические сланцы кембрия-докембрия. Антиклиналь эта по южному крылу осложнена крутым надвигом средней юры на нижнюю, а по северному крылу — большим количеством второстепенных складок антикавказского направления и сопровождающих их дизъюнктивных нарушений.

Наиболее приподнятая часть антиклинали находится в верховье р. Ахум; шарнир ее погружается здесь довольно круто как на запад, так и на восток. В этой, наиболее приподнятой части синклинали, наблюдается ряд незначительных разрывов, к которым приурочены все наиболее крупные рудные проявления этого района.

Дизъюнктивные нарушения. В описываемой области констатированы многочисленные дизъюнктивные нарушения, особенно развитые вдоль границ тектонических зон, причем замечено, что амплитуда их по направлению с северо-запада на юго-восток постепенно увеличивается.

Нарушения эти, имеющие характер взбросов и надвигов, протягиваются иногда на большие расстояния без перерыва; местами же они кулисообразно смещаются.

Ниже приводится краткая характеристика главнейших разломов, начиная с северной зоны.

Вдоль северной окраины Джандарского кристаллического массива, в зоне сочленения его с отложениями юры и мела, констатирована целая зона разломов, протягивающаяся далее к востоку почти до р. Дебед.

Разломы эти часто кулисообразно смещаются, причем наблюдаются и поперечные нарушения. Амплитуда сбросов в общем небольшая, не выходящая за пределы мощности свит. С ними, видимо, связаны довольно многочисленные интрузии гранитоидов послев верхнемелового возраста. На северо-западе к одной из таких интрузий приурочено Маднеульское медноколчеданное месторождение в Грузинской ССР.

Далее к югу, в северной части Степанаванского района (г. Леджан и др.), зафиксирован ряд разломов общекавказского направления, вдоль которых наблюдаются мощные зоны гидротермально измененных пород. Разломы эти также кулисообразно смещаются, и по направлению к юго-востоку продолжением одного из них, несомненно, является разлом по левобережью р. Марцигет. Здесь он разбит рядом поперечных нару-

шений, к которым приурочена серия проявлений полиметаллических руд.

К югу от г. Степанавана крупный разлом начинается от района г. Чахчах (опрокинутая к югу антиклиналь сенона с кембрием-докембрием в ядре)* и протягивается далее к востоку-юго-востоку через долину р. Заманлу в район Анкадзорского месторождения, а затем через водораздел в бассейне р. Агстев, проходя через монастырь Агарцин и севернее с. Куйбышев в долину р. Гетик. Амплитуда разлома на отрезке Аниадзор—Куйбышев значительна (особенно у последнего). В верховьях указанной реки разлом кулисообразно смещается и затем переходит в Севанский надвиг (подвиг). На отрезке от г. Чахчах и до Анкадзора к этому разлому приурочены мощные зоны гидротермально измененных пород (особенно на участке Заманлу—Анкадзор).

Параллельно этому разлому далее к югу из ущелья р. Желтой (т. е. западнее) начинается новый крупный разлом, протягивающийся далее в район Кировакана (с. Мегрут) и, проходя через сс. Лермонтово и Фиолетово, уходит к юго-востоку в ущелье р. Дзыкнагет, достигая озера Севан. В восточной своей части (Кировакан—Севан) этот разлом приурочен к ядру антиклинали и, видимо, амплитуда его здесь незначительна; в западной же части, в ущелье р. Желтой, он приобретает характер надвига (взброса) и к нему приурочены зона гидротермально измененных пород, интрузия (мощная дайка?) гипербазитов и ряд медноколчеданных месторождений.

Между указанными двумя разломами (Анкадзорским и Кироваканским) в восточной части области проходит ряд более мелких, второстепенных разломов, кулисообразно смещающихся: в районе р. Блдан (к западу от Дилижана) и в районе г. Маймех (к юго-востоку от Дилижана); в последнем участке к ним также приурочены зоны гидротермально измененных пород и рудные проявления (в том числе Головинская гранодиоритовая интрузия, с которой связано и золотое оруждение).

Следующая крупная зона разломов связана с так называемой Цахкуняцкой антиклиналью, которая прослеживается с перерывами (кулисообразно смещаясь) к юго-востоку через Гегамское нагорье, в Айоцдзор и Зангезур вплоть до района Кафана.

Левобережье р. Агстев в районе Иджевана представляет, как указывалось выше, периклинальную часть обширной Алавердской антиклинали, сложенной известняками верхней юры. Шарнир этой складки быстро погружается к востоку, испытывая дугообразный изгиб к северо-востоку и далее по правобережью р. Агстев, в указанном направлении проявляется уже в покрывающих юру верхнемеловых образованиях в виде брахиантиклиналей антикавказского направления, ограниченных дизъюнктивными нарушениями. Главными разломами этого района являются так называемые Агдан-Ревазлинский (25 км) и Ахумский (20 км) сбросы, представляющие в плане сигмоиду и соединяющиеся у с. Верин Агдан. Между ними находится ответвляющийся от Агдан-Ревазлинского, более короткий (около 6 км) сброс—Бузханский.

По левобережью р. Агстев ниже Иджевана констатирован так называемый Нижнеагданский сброс (8—10 км) север-северо-восточного направления, по западному крылу которого подняты известняки верхней юры, а по восточному—опущена вулканогенная толща сантона. Амплитуда этого сброса около 150 м, причем к северу он быстро затухает.

* Вопрос наличия отложений кембрия-докембрия является спорным. Ред.

Амплитуда Агдан-Ревазлинского сброса около 800 м, Ахумского—600 м, а Бузханского—400 м. Эти разломы также затухают в северном направлении; особенно интересен Агдан-Ревазлинский сброс, переходящий на северо-востоке в весьма крутое, а затем опрокинутое северо-западное крыло антиклинали антикавказского направления.

Наиболее интенсивная складчатость в юрских отложениях констатируется к югу от юго-западного загиба Ахумского сброса, где наблюдаются даже опрокинутые к югу изоклинальные складки (второстепенные по отношению к главной широтной антиклинали верховья р. Ахум).

К юго-западу от Иджевана хорошо фиксируется широтный сброс, начинающийся на западе в системе Иджеванского хребта. По этому сбросу опущено северное крыло (синклиналь известняков верхнего сенона) и поднято южное—с отложениями верхнего лейаса и нижнего мела. От этого места начинается расходящийся далее к северо-востоку веером пучок складок антикавказского направления.

Датировать время наиболее древней орогенической фазы описываемой области мы не можем ввиду неполноты стратиграфического разреза нижнего палеозоя; судя по данным соседних районов Армении, где известен полный согласный разрез от среднего девона до среднего триаса включительно, можно утверждать, что складчатость метаморфических сланцев Локского (Джандарского) массива и других участков обусловлена, в первую очередь, орогеническими фазами докаледонского и каледонского времени. За это время говорит также и необычное антикавказское простираение большинства пород кембрия-докембрия; породы же девона—триаса собраны в складки обычного кавказского простираения.

Трансгрессивное и несогласное залегание песчаников нижнего лейаса на породах кембрия-докембрия Локского массива обусловлено древнекемберийской орогенической фазой. Внутри юры констатируется донецкая орогеническая фаза, в результате которой наблюдается слабое несогласное залегание толщи кварцевых порфиров верхнего аалена—нижнего байоса на вулканогенной толще нижнего лейаса.

Небольшие, но все же отчетливые несогласия констатируются между толщей кварцевых порфиров и нижним байосом, равно как и между келловеем и лузитанским ярусом.

Некоторые изменения литологического состава средних частей разреза известняковой толщи Иджеванского хребта свидетельствуют о слабых отзвуках дотитонской орогенической фазы (колебательные движения андского или новокемберийского времени), выраженной более отчетливо в Дашкесанском районе Азербайджана.

Крупная орогеническая фаза и соответствующая трансгрессия протекали в описываемой области в нижнемеловое время (предаптская фаза).

Следующие крупные орогенические фазы мелового времени констатируются здесь перед сеноманом (австрийская фаза), перед сантоном и перед верхним сеноном (предкампанская). Наиболее крупными были среди верхнемеловых орогенических фаз и соответствующих трансгрессий—предсеноманская и предкампанская.

Ларамийская орогеническая фаза на границе верхнего мела и эоцена выявилась весьма отчетливо в средней части описываемой области, где нижний эоцен отсутствует, а породы среднего эоцена залегают несогласно и трансгрессивно на юрских и меловых отложениях.

В южной части области, как подчеркивалось выше, наблюдается полный (?) согласный разрез верхнего мела и эоцена, на основании чего можно утверждать, что эта часть области являлась в послейюрское

время в общем геосинклинальной зоной, но сравнительно неглубоководной. Средняя часть представляла геоантиклинальную зону, испытывавшую, однако, равно как и расположенная далее к северу новая геосинклинальная зона, колебательные движения, временами крупного масштаба. Этим главным образом объясняется разница фаций севера и юга описываемой области.

Наиболее крупная орогеническая фаза описываемой области падает на верхнеэоценовое—нижнеолигоценовое время; ею обусловлено трансгрессивное и несогласное залегание вулканогенной толщи олигоцена на дислоцированных породах эоцена и сенона, а в соседних к югу районах даже на метаморфических сланцах кембрия-докембрия. С этой фазой связано внедрение крупных интрузий гранодиоритов южной части области, играющих важную роль в ее металлогении. Далее здесь имели место крупные орогенические фазы перед нижним и средним миоценом. О более молодых орофазах говорить не приходится за отсутствием в описываемой области соответствующих отложений.

Интересно отметить, что с орогенической фазой верхнеолигоценового-нижнемиоценового времени на юго-востоке Армении связаны многочисленные гранитоидные интрузии (в том числе Мегринский плутон), большинство которых являются медь- и молибденоносными. В описываемой области, несмотря на наличие указанной фазы, соответствующих интрузий пока не констатировано. Причину этого надо искать, вне сомнения, в особых структурных условиях юго-востока Армении, представляющего в тектоническом отношении область юго-восточного погружения антиклинория Малого Кавказа.

Следует отметить роль сравнительно крупных поднятий (в общем сводового характера) в четвертичное время, о чем свидетельствуют речные террасы; относительное превышение их над дном ущелий рр. Дебед и Агстев достигает 400 и более метров.

Образование крупной продольной котловины верховья р. Памбак и низовья р. Гарпи, выполненной мощными аллювиально-делювиальными образованиями, вероятно, смешанного подпрудно*-тектонического характера. Коренное ложе р. Памбак, по данным К. А. Мкртчяна, понижается от ст. Памбак в обратном направлении до гор. Кировакана на 70 м. В районе ст. Памбак проходит ось антиклинали, видимо, осложненной разрывом, по которому и произошло поднятие.

* Базис эрозии уровня озера, образовавшегося при подпруде р. Дебед лавами района ст. Туманян (о чем сказано выше).

III. РУДОНОСНОСТЬ

Как уже отмечалось выше, описываемая область включает отрезки трех различных геотектонических зон Малого Кавказа: Куринской депрессии, Сомхето-Карабахской зоны и Армянской складчатой зоны с ее офиолитовой субзоной.

Рудоносность этих зон находится в тесной связи с особенностями геологического строения и истории их развития.

Куринская депрессия, расположенная в пределах Грузинской и Азербайджанской ССР и представляющая собой типичный межгорный прогиб, в пределах описываемой области не несет каких-либо признаков эндогенного оруденения. Последнее здесь может находиться на глубине под мощным чехлом миоплиоценовых и четвертичных терригенных образований, заполняющих широкую долину реки Куры.

В расположенной к югу от Куринской депрессии части области, входящей в пределы Сомхето-Карабахской геотектонической зоны, эндогенное оруденение (медное, серноколчеданное, полиметаллическое) проявляется во многих местах. Оно составляет часть единого пояса колчеданного оруденения Малого Кавказа, протягивающегося из юго-западной части Грузии через описываемую область в Азербайджан. Этот пояс сложен отложениями юры, мела и палеогена, представленными преимущественно в виде вулканогенных фаций и достигающими огромной мощности. Субстратом этих отложений служит комплекс метаморфических пород нижнего палеозоя-докембрия, обнажающихся на ряде участков. Для Сомхето-Карабахской зоны на всем ее протяжении характерны пологая складчатость общекавказского простиранья, нарушенная местами более молодыми поперечными структурами антикавказского простиранья, умеренно кислые гипабиссальные и субвулканические интрузии юрского, нижнемелового и третичного возраста, выходы которых приурочены, главным образом, к сводовым частям крупных антиклинальных поднятий.

С этими интрузиями пространственно и, как нам представляется, генетически тесно связаны колчеданные руды меди, полиметаллов, а также месторождения железа.

В крайней, северо-западной части области на значительной площади обнажаются граниты палеозойского возраста, образующие известный Локский (Джандарский) массив.

В пределах отмеченной части зоны четко выделяются две подзоны, существенно отличающиеся друг от друга по составу руд, условиям их нахождения, а также, возможно, и по возрасту оруденения: Алавердская подзона медных и местами генетически связанных с ними полиметаллических месторождений, а также месторождений железных руд и Марцигет-Привольненская подзона полиметаллического оруденения.

Алавердская подзона сложена вулканогенными и частью осадочными породами средней и верхней юры, образующими широкую Алаверд-

скую антиклиналь, осложненную на крыльях второстепенной складчатостью и разрывными нарушениями. В присводовой части и на северо-восточном крыле эти отложения прорваны интрузиями гранитоидов, обнажающимися на значительных площадях (Шнох-Кохбский, Банушский, Ахпатский и др. массивы) и многочисленными более мелкими телами плагиопорфиров.

К северо-западу, по направлению к Локскому массиву, антиклиналь суживается, ограничиваясь выступом метаморфических пород и гранитов указанного массива, к юго-востоку же расширяется, но породы юры здесь погружаются под меловые отложения, слагающие Иджеванский поперечный прогиб. На северо-восточном крыле антиклинали развиты меловые отложения, на юго-западном же породы юры перекрываются трансгрессивно налегающими на них отложениями палеогена.

В пределах описываемой подзоны располагаются известные промышленные месторождения меди и полиметаллических руд (Алавердское, Шамлугское, Ахтальское), а также многочисленные рудопроявления. В приконтактной зоне Кохбской интрузии расположены месторождения железных руд контактово-метасоматического типа.

В размещении месторождений и рудопроявлений отмечается определенная закономерность. Они располагаются в присводовой части Алавердской антиклинали, на участках, где обнажаются на поверхности интрузии умеренно кислого состава и контролируются разрывными нарушениями северо-западного простирания и сопряженными с ними структурами северо-восточного направления.

При рассмотрении карты размещения месторождений и рудопроявлений отчетливо выявляется их расположение вдоль отмеченных структур. Одно из подобных нарушений, контролирующих локализацию оруденения, протягивается от Карнутского (Армутлинского) медного месторождения в северо-западном направлении к Алавердскому месторождению и далее к верховьям р. Болниси. Помимо указанных месторождений к этому нарушению приурочен ряд рудопроявлений в гидротермально измененных вулканогенных породах верховьев рр. Аксибара, Воскепар и Болниси.

Другая полоса месторождений и рудопроявлений протягивается в том же северо-западном направлении от среднего течения реки Аксибара (рудопроявления Аксибара I, Аксибара II) к Ахтальскому и Шамлугскому месторождениям. К этой полосе приурочены многочисленные рудопроявления левобережья р. Шнох (Техут, Шевут, Гедак-бурун, Шнох, Сулуки-дзор, Негоц и др.). Рудопроявления в пределах отмеченной полосы приурочены к гидротермально измененным породам, в вулканогенных образованиях юры (рудопроявления Шевут, Шнох и др.) и в прорывающем их Шнох-Кохбском массиве (рудопроявления Техут, Манстев) вдоль общих структур северо-западного простирания. Наиболее крупные месторождения описываемой Алавердской подзоны (Алавердское, Шамлугское, Ахтальское) приурочены к структурам близмеридионального и северо-восточного простирания, опережающим крупные северо-западные разломы. Здесь, как и в большинстве подобных случаев, локализация оруденения была обусловлена характером рудовмещающих структур. Разрывные нарушения северо-западного простирания, вытянутые по направлению общей складчатости, сопровождаются зоной дробления пород с притертым характером трещин; нарушения же северо-восточного, близмеридионального простираний, вытянутые вдоль действующих сжимающих усилий или косо направленные к ним, должны были быть приоткрытыми и, следовательно, являлись благоприятными местами для циркуляции растворов и отложения руд.

Марцигет-Привольненская подзона располагается на юго-западном крыле Алавердской антиклинали непосредственно к югу от Алавердской подзоны. Сложена она вулканогенно-осадочными отложениями эоцена, образующими ряд пологих складок северо-западного простирания. Меловые отложения, широко развитые на северо-восточном крыле Алавердской антиклинали, здесь на значительных площадях отсутствуют, и эоценовые отложения налегают непосредственно и трансгрессивно на юрские вулканогенные образования. Интрузивные породы гранитоидного состава имеют здесь незначительное развитие и обнажаются на поверхности в виде небольших тел, прорывающих эоценовые отложения. Выходы их установлены в районе сс. Урут, Овандара, Когес, в районе Туманянского месторождения огнеупоров, в верховьях р. Марцигет. Все они являются, по всей вероятности, апикальными частями залегающих на глубине более крупных массивов.

Описываемая подзона характеризуется преимущественно свинцовым оруденением при подчиненном значении меди, цинка и железа. Исключения представляют лишь месторождения медных руд Спасакар и Агви, приуроченные, по данным П. Л. Епремяна и С. В. Казаряна, к низам среднего эоцена (ранее рудовмещающие породы этих месторождений относились к юре).

В размещении месторождений и рудопроявлений и здесь отмечается определенная закономерность: все они располагаются вдоль крупных разрывных нарушений северо-западного простирания и в сопряженных с ними структурах.

Одно из таких нарушений прослеживается по долине р. Марцигет в северо-западном направлении к ее устью.

Дальнейшее продолжение нарушения фиксируется в виде полосы гидротермально измененных пород, протягивающихся по гребню хребта Черемша в северо-западном направлении к сс. Привольное, Сарчапет, Сариар и далее в бассейн р. Машавера (Грузинская ССР).

К указанному нарушению приурочены небольшие месторождения свинцовых руд в бассейне р. Марцигет, свинцовые и медные месторождения Привольненской группы (месторождения Черемша, Медная гора, Вьючная гора, Телячья балка и др.) и месторождения полиметаллических руд в бассейне р. Машавера. Оруденение приурочено в основном к сопряженным с главным разломом структурам и представлено как прожилково-вкрапленными и жильными типами в вулканогенных породах эоцена (Марцигетская группа месторождений), так и пластообразными залежами в слоях туфопесчаников эоцена (Привольненская группа месторождений).

Другое нарушение того же северо-западного простирания, сопровождающееся изменением пород и рудной минерализацией, протягивается от с. Мгарт к с. Овандара. К нему приурочены рудопроявления меди и свинца в районе указанных сел.

На северо-западном продолжении этой зоны располагается Мецзорское месторождение медно-мышьяковых руд и далее рудопроявления Дарбандлы, Верблюжья Балка и Круглая Щель.

Третья зона нарушения протягивается в северо-западном направлении от с. Свердлов через вершину г. Айдарбек к южному склону г. Сисиатской. У с. Круглая Шишка в полосе сильно измененных пород геологом А. Мидяном было выявлено гнездообразное тело богатой свинцовой руды. На северо-западном продолжении этого нарушения в районе с. Шахназар располагаются месторождения агата, минеральных красок и проявления свинцового оруденения. К юго-западу от с. Свердлов зона нарушения в районе сс. Ягдан, Когес также сопровожда-

ется интенсивным окварцеванием пород и рудной минерализацией и прослеживается к устью р. Дзорагет.

Южная часть описываемой территории входит в пределы складчатой зоны Армении и характеризуется всеми особенностями, присущими этой зоне. Сложена она мощными (до двух и более километров) вулканогенно-осадочными образованиями палеогена, карбонатными отложениями мела и подстилающими их метаморфизованными породами нижнего палеозоя-докембрия.

Весь указанный комплекс пород интенсивно дислоцирован и порван гранитоидными интрузиями третичного возраста. С последними генетически и пространственно связаны месторождения медных, серноколчеданных, медно-молибденовых руд, месторождения золота и редкометального оруденения.

Указываемая зона отделяется от расположенной севернее Сомхето-Карабахской крупным разломом типа надвига. Последний протягивается в пределах описываемой территории, кулисообразно смещаясь в северо-западном направлении по долине р. Гетик к верховьям р. Агарци (левый приток р. Агстев) и далее от ж.-д. ст. Шагали к с. Куйбышев.

В пределах описываемой зоны также могут быть выделены две подзоны: Базумская и Памбакская с месторождениями, отличающимися по составу руд и по времени их формирования.

Базумская подзона приурочена к северной принадлежковой части складчатой зоны Армении. Породы мела и палеогена здесь интенсивно дислоцированы, местами образуют изоклинальные складки, сопровождающиеся серией глубинных разломов, по которым внедрились интрузии основного и ультраосновного состава. Многочисленные интрузии последних прослеживаются далеко за пределами исследованной нами территории (сотни километров) в ЮВ-СЗ направлении, образуя известный офиолитовый пояс Малого Кавказа. С ультраосновными интрузиями этого пояса связаны месторождения хромитовых руд и проявления платины.

В различных частях Базумской подзоны, на значительных площадях обнажаются гранитоидные интрузии. Характерна вытянутость последних в северо-западном направлении, в направлении складчатости вмещающих их вулканогенно-осадочных отложений палеогена. Широко развиты в пределах пояса дизъюнктивные нарушения типа сбросов и надвигов, прослеживающиеся на десятки километров.

Месторождения медных и серноколчеданных руд отчетливо контролируются этими нарушениями, тяготея вместе с тем к выходам интрузивных пород умеренно кислого состава.

К разлому типа надвига, разграничивающему, как указывалось, две различные геотектонические зоны, приурочены медные месторождения Анкадзорской группы (месторождения Анкадзор, Сисимадан, Чамлуг, Антониевское и др.) и многочисленные рудопоявления в гидротермально измененных породах, сопровождающих этот разлом.

Западнее с. Пушкино указываемый разлом срезает другое нарушение широтного простирания, протягивающееся от склонов г. Чах-чах к западу по долине р. Желтой к ее верховьям и далее за гребень Гогаранского хребта. Этот разлом, сопровождающийся внедрившимися вдоль него дайкообразными телами ультраосновных пород, контролирует медное и серноколчеданное оруденение Чибухлинской группы (Чернореченское, Желтореченское и др.) месторождений.

Другое нарушение, прослеживающееся южнее в том же северо-западном направлении по долине верхнего течения р. Агстев к гор. Кировакану, контролирует медное оруденение Фроловой балки, золоторудные

месторождения в районе с. Гамзачиман. Тандзутское серноколчеданное месторождение и ряд рудопроявлений (Фиолетово, Гамбара-тала, Гарпи и др.).

В крайней южной части области расположена Памбакская подзона, являющаяся частью более обширного Памбак-Зангезурского медно-молибденового пояса.

В ее строении принимают участие также вулканогенно-осадочные отложения палеогена, дислоцированные менее интенсивно, чем в Базумской подзоне и налегающие непосредственно на метаморфические сланцы нижнего палеозоя—докембрия. Среди последних на отдельных участках обнажаются древние интрузии, метаморфизованные и расслапанные в той же степени, что и вмещающие их сланцы. Широко развиты в пределах описываемой подзоны третичные интрузии гранитоидного состава, с которыми генетически связаны месторождения молибдена, меди, золота и редкометального оруденения.

Все отмеченные выше рудные зоны вытянуты в северо-западном направлении, согласно с направлением общей складчатости района и, несмотря на различие в их строении, характере развитого в них оруденения, а также возможно различного времени его образования, имеют ряд общих черт. Совершенно отчетливо проявляется во всех зонах взаимосвязь оруденения, тектоники и магматизма.

Магматический контроль оруденения проявляется в тесной пространственной его связи с выходами гранитоидных интрузий. В ряде случаев оруденение отмечается в самих интрузивных массивах, которые на рудоносных участках обнаруживают такой же характер изменения и минерализации, что и вмещающие их вулканогенные породы.

Эти факты указывают на возможную генетическую связь оруденения с отмеченными интрузиями или магматическими очагами, порождавшими их. Существуют также представления о парагенетической связи колчеданного оруденения с субвулканическими интрузиями (в смысле общности очага), основывающиеся на факте приуроченности их залежей на ряде месторождений к горизонтам развития кислых эффузивов и их туфов, прорванных субвулканическими образованиями, и известных представлениях о генезисе колчеданных месторождений Урала.

На ряде месторождений оруденение развито по всему разрезу вулканогенных образований как кислых, так и основных, их туфах и туфобрекчиях и проявляется в различных формах в зависимости от состава пород и структуры рудоносных участков.

Важную роль в формировании месторождений играли тектонические структуры, контролирующая роль которых в локализации оруденения проявляется так же отчетливо. К ним относятся как крупные структуры первого порядка: складчатые структуры и продольные разрывные нарушения, прослеживающиеся на десятки километров, так и сопряженные с ними более мелкие складчатые и разрывные нарушения второго порядка. Первые обуславливают линейное, поясовое размещение вдоль них месторождений по всему рудному району; в пределах же вторых локализуется оруденение на самих месторождениях. К структурам второго порядка относятся разрывные нарушения обычно меридионального или северо-восточного простирания, сопровождающиеся обычно зонами дробления и расслаивания пород, а также второстепенная складчатость на крыльях крупных складчатых же структур. К ним же относятся складки, образовавшиеся в процессе тектонических напряжений на границе различных по механическим свойствам пород. В результате отслаивания пород в этих случаях нередко образовывались полости,

которые, при наличии других рудообразующих факторов, служили благоприятными местами для отложения рудного вещества.

Немаловажную роль в формировании месторождений играли состав и механические свойства рудовмещающих пород. Ими в значительной мере обусловлено наблюдаемое разнообразие в морфологии рудных тел. Относительно крупные по размерам рудные тела—штоки и линзы—приурочены к слабо уплотненным породам, либо же к зонам дробления и расщепления пород. В первом случае рудные тела залегают согласно с вмещающими породами, во втором—имеют обычно секущий характер. Избирательное замещение слабо уплотненных пород (туфов, туфоконгломератов и др.) сульфидами у контролирующих оруденение структур отмечается на многих месторождениях. Интересно отметить, что в туфоконгломератах сульфидами замещается цемент, а обломки более плотных пород, находящихся в них (обычно порфириты), остаются без изменения, сохраняя в рудах первичную текстуру породы. Наиболее наглядно проявляется это на Агвинском месторождении. В более крупных масштабах это имеет место в зонах дробления пород, где среди рудной массы сохраняются обломки плотных слабоизмененных безрудных пород (зеленокаменные породы в рудной зоне Алавердского месторождения). При наличии над слабоуплотненными породами слоев более плотного состава рудные тела обычно сосредотачиваются у основания последних. Такими породами являются силлы альбитофиров, слои плотных туфопесчаников, толщи порфиритов и др. Будучи непроницаемы для рудоносных растворов, они на ряде месторождений (Шамлуг, Ахтала и др.) экранируют оруденение. В порфиритах, туфобрекчиях и других рудовмещающих породах, отличающихся большой плотностью, рудоносные растворы могли циркулировать лишь по трещинам или по системе тонких трещинок, не удаляясь сколько-нибудь далеко от них. В связи с этим в указанных породах развит преимущественно жильный или же на отдельных участках прожилковый тип оруденения. При этом жилы имеют секущий к слоистости пород характер, выдерживаются по простиранию на десятки и сотни метров и прослеживаются на значительную глубину (нижние горизонты Алавердского, Шамлугского, Ахтальского месторождений).

Имеющийся материал позволяет в известной мере оценить перспективы рудоносности каждой из выделенных выше подзон и определить в основных чертах направление дальнейших поисковых и разведочных работ в их пределах.

Наибольший интерес в отношении медного оруденения представляет Алавердская подзона и в ее пределах Алавердское, Шамлугское, Ахтальское месторождения и прилегающие к ним участки. Некоторые из них разрабатываются в настоящее время (Шамлуг, Ахтала), а другие—служили основным объектом разработки в недалеком прошлом (Алаверди).

Обработка большого фактического материала, накопленного за продолжительное время изучения и эксплуатации этих месторождений, позволяет осветить условия их формирования, характер распределения на них оруденения и оценить их перспективы.

Как известно, в основе проводившихся на указанных месторождениях разведочных и эксплуатационных работ продолжительное время лежали представления о приуроченности оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам, преимущественно к кислым эффузивам и их туфам (Шамлуг, Ахтала), либо же к зонам дробления, которые, как полагали, выклиниваются на небольших глубинах (Алаверди).

Эти представления, естественно, ограничивали перспективы место-

рождений и по существу привели в свое время к прекращению эксплуатационных и разведочных работ на Алавердском месторождении и длительной консервации Ахталских рудников.

Сейчас совершенно очевидно, что все эти месторождения и находящиеся между ними рудопоявления располагаются в пределах единого рудного поля. Оруденение в пределах последнего имеет значительное вертикальное развитие, охватывает всю толщу юрских образований, слагающих район, проявляясь с различной степенью интенсивности и в различных формах, в зависимости от структуры рудоносных участков и характера рудовмещающих пород.

Наиболее низкое стратиграфическое положение занимает оруденение Ахталского месторождения, приуроченное к наиболее древним породам района—толще кварцевых порфиров, наиболее же высокое—оруденение Алавердского месторождения, связанное с породами Шахтахтского комплекса вулканогенно-осадочных пород. Промежуточное положение занимают Шамлугское месторождение и многочисленные рудопоявления на различных стратиграфических уровнях как среди кислых, так и основных эффузивов, их туфов и туфобрекчий. Оруденение в пределах всего рудного поля отчетливо контролируется разрывными нарушениями сбросового характера, меридионального, северо-восточного и северо-западного простираний.

Вдоль этих нарушений породы раздроблены, изменены гидротермальными растворами и четко проявляются на поверхности в виде полос и зон осветленных и ожелезненных образований среди неизмененных плотных, темно-зеленовато-серых пород. Легко замешались рудным веществом вдоль рудоконтролирующих структур слабо уплотненные породы (агломератовые туфы и др.). В этом случае образовались сравнительно крупные тела: штоки, линзы (Алаверди). Последние образовались также на участках, где раздробленные породы перекрывались более плотными непроницаемыми для рудоносных растворов породами: силлами альбитофиров, слоями плотных туфопесчаников (Шамлуг) или порфиритами и их туфобрекчиями (Ахтала).

Указанные породы играли роль своеобразных экранов, и рудные тела образовывались у их лежачего бока среди раздробленных или слабоуплотненных пород.

Между Шамлугским и Ахталским месторождениями геологопоисковой партией Управления геологии СМ Арм. ССР были выявлены проявления медного оруденения в ряде мест на склоне правого берега р. Уч-Килиси, начиная от уреза реки до гребня хребта (у развалин крепости Тохмахкала). Необходимо отметить, что этот новый участок рудопоявления представляет большой интерес, так как находится на пересечении рудоносных структур Шамлугского (северо-западного) и Ахталского (северо-восточного) месторождений. Здесь на значительных площадях развиты гидротермально измененные, осветленные, с поверхности обохренные породы, несущие рудную минерализацию. Измененными рудоносными породами здесь являются туфобрекчии и порфириты, входящие в состав толщи, перекрывающей рудоносные кварцевые порфиры на Ахталском месторождении.

В рудное поле Алавердской группы месторождений должна быть включена и правобережная часть реки Дебед, заключенная между с. Шнох и гор. Алаверди, р. Дебед и гребнем Чатын-Лерского хребта. Этот участок сложен порфиритами и туфобрекчиями, среди которых местами в глубоких ущельях и на обнаженных склонах отмечаются участки интенсивно измененных минерализованных пород. Последние приурочены к тектоническим структурам, которые имеют тот же харак-

тер, что и на известных месторождениях левобережья р. Дебед. Указываемый участок также представляет большой интерес; он почти совершенно не затронут детальными поисковыми и разведочными работами. Затруднение в проведении этих работ здесь вызывается сильной задернованностью и залесенностью склонов. В связи с этим в комплексе проводимых работ здесь должны быть широко применены геофизические и геохимические методы исследований.

В пределах Марцигет-Привольненской подзоны полиметаллического оруденения заслуживает внимания группа месторождений и рудопроявлений полиметаллических (преимущественно свинцовых) руд, расположенных в районе с. Привольное. Эти месторождения и рудопроявления детально изучались за последние годы Армянским геологическим управлением с проведением большого объема буровых и частью горно-проходческих работ.

В основе проводившихся поисково-разведочных, а на отдельных участках детальных разведочных работ лежали представления об осадочном генезисе месторождений и развитии оруденения на обширной площади так называемого Лорийского бассейна.

Основанием для этих представлений послужила приуроченность оруденения к отдельным пластам песчаников с образованием в них тонких рудных прослоев, согласных с общим наложением пород. В соответствии с этими взглядами на генезис Привольненской группы месторождений буровые скважины задавались на значительных расстояниях друг от друга, с целью подсечения рудоносных пластов по их простирацию и падению.

Детальные геологические исследования, проведенные нами за последние годы в пределах описываемой подзоны, изучение текстур и структур руд, а также анализ всего фактического материала разведочных работ позволили установить, что и здесь оруденение связано с гидротермальной деятельностью и контролируется тектоническими структурами северо-западного простираения.

На участках, где эти структуры секут слои туфопесчаников, в последних имел место избирательный метасоматоз часто по очень тонким прослойкам. Протягиваясь вдоль нарушений, оруденение не распространяется на сколько-нибудь далекие расстояния от них. Этим и объясняется то обстоятельство, что значительное количество скважин, расположенных вдали от рудоконтролирующих структур, не подсекло ожидаемого оруденения на проектируемых глубинах.

Наиболее наглядно контролирующая роль тектонического нарушения в образовании оруденения проявляется на участке Черемша. Здесь по гребню хребта прослеживается в северо-западном направлении зона интенсивно измененных (до стадии образования вторичных кварцитов) осветленных пород. Вдоль этой зоны в туфопесчаниках, залегающих у гребня хребта, отмечается полиметаллическое оруденение. Последнее приурочено к отдельным тонким прослойкам в туфопесчаниках. Штольни, которые были заданы в туфопесчаниках на небольшой глубине, вошли в зону измененных пород, в которых подсекли прожилки и гнезда кварца с медной и полиметаллической рудой.

На северо-западном продолжении зоны участка Черемша расположены участки Медная Гора, Выючная и Песчаная. Гидротермальному изменению отчетливо подверглись породы, слагающие участок Выючная.

Зоны гидротермально измененных пород вдоль тектонических нарушений того же северо-западного простираения отмечены и на ряде других участков. В одной из таких зон у с. Круглая Шишка среди измененных окварцованных и карбонатизированных пород поисково-разведоч-

ными выработками, проведенными Геологическим управлением, было вскрыто гнездо (размером свыше 1 куб. м) богатой руды, состоящей целиком из галенита. Другая, более мощная и протяженная зона измененных пород с проявлениями полиметаллического оруденения протягивается в северо-западном направлении у с. Сарчапет. На продолжении этой зоны находится ряд проявлений полиметаллических руд в бассейне р. Мошевани на территории Грузинской ССР.

В свете изложенного очевидно, что при оценке перспектив Привольненской группы полиметаллических месторождений, как и рудопроявлений по всей подзоне, и определении направления на них дальнейших геологоразведочных работ должны быть учтены отмеченные выше особенности локализации оруденения и, в частности, структурный контроль его тектоническими нарушениями.

В следующей к югу Базумской подзоне заслуживающих внимания месторождений цветных металлов не обнаружено, несмотря на проведенный здесь большой объем поисковых и разведочных работ. Наиболее перспективные месторождения подзоны—Желтореченское (Чибухлинское) и Анкадзорское (Шагали-Эйларское)—детально разведывались в течение ряда лет. При высоком содержании в рудах меди запасы их на этих месторождениях оказались ограниченными. Однако возможность нахождения в пределах зоны промышленных месторождений меди не исключена. Необходимо учесть, что на значительных участках рудовмещающие измененные породы, прослеживающиеся вдоль тектонических нарушений на много километров, задернованы и покрыты густым лесом (бассейн р. Агстев). Для обнаружения в их пределах новых рудоносных участков необходимо применять новейшие методы геохимических и геофизических исследований.

В пределах Базумской подзоны расположены относительно крупные месторождения серного колчедана—Тандзутское и Чернореченское (Чибухлинское).

Крайняя, южная подзона области, охватывающая Памбакский хребет (к югу от р. Агстев), характеризуется нахождением в ее пределах редкометального (вольфрам, молибден и др.) и золоторудного оруденения. Особого внимания заслуживает последнее, так как описываемая подзона расположена на северо-западном продолжении рудоносного пояса, включающего известное Зодское золоторудное месторождение. Заслуживает детального изучения также редкометальное оруденение. Месторождения медных и полиметаллических руд промышленного значения в пределах описываемой подзоны не обнаружены. Все известные месторождения и рудопроявления небольшие и практического значения не имеют.

Таковы в основных чертах выявившиеся закономерности в формировании и пространственном размещении рудных месторождений Алавердской рудоносной области, которые мы рекомендуем принять во внимание как при оценке перспектив рудоносности всей области в целом, так и определении направления в ее пределах дальнейших геологоразведочных работ.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ниже приводится краткое описание месторождений по каждой из выделенных подзон, по состоянию их изученности к настоящему времени.

А. АЛАВЕРДСКАЯ ПОДЗОНА

В пределах Алавердской подзоны размещены главнейшие промышленно важные месторождения меди—Шамлуг, Алаверди и полиметал-

лических руд—Ахтала. К ним тяготеет ряд более или менее изученных проявлений преимущественно медных руд Агви, Алвард (Палан-Текян), Карнут (Армутлы) и др., описание которых приводится ниже.

1. АЛАВЕРДСКОЕ МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения. Алавердское медное месторождение расположено в северной части Армянской ССР, в трех километрах к северу от гор. Алаверди—крупного центра горно-рудной и химической промышленности республики. С ж.-д. станцией и гор. Алаверди месторождение связано автодорогой, протяженностью 6 км.

До консервации (1944) Алавердское месторождение, наряду с Шамлугским, являлось сырьевой базой—поставщиком медной руды для Алавердского медеплавильного завода.

Первые краткие сведения об Алавердском рудоносном районе приведены в работе И. Эйхвальда, который посетил Закавказье в 1825—1826 гг. Позднее этот район исследовал Г. Абих. В конце XIX и начале XX веков в связи с интенсивной эксплуатацией медных месторождений наблюдается заметное усиление геологических исследований. К этому периоду относятся работы Н. И. Лебедева, Н. А. Морозова и О. Т. Карапетяна.

С 1917 по 1925 гг. рудники Алавердского района были законсервированы и никаких разведочных работ в этот период не производилось. В 1925 г. началось восстановление рудников и планомерное изучение геологического строения и рудоносности Алавердского района.

Среди работ этого периода следует отметить исследования В. Г. Грушевого. Им составлены первые детальные геологические карты участка Алавердского и Шамлугского месторождений. Позднее геологическая съемка на более обширной площади проводилась А. Л. Додиним. В начале 30-х годов месторождения Алавердской группы посетил М. П. Русаков, высказавший оригинальные идеи о структуре и генезисе месторождений.

В 1933 г. в Алавердском районе работала экспедиция ВИМСа под руководством Н. Г. Кристина. В 1934 г. месторождения Алавердской группы посетил академик А. Н. Заварицкий.

На месторождениях Алавердского района геологоразведочными работами в течение ряда лет руководил О. С. Степанян. Материалы многолетних исследований им были сведены в монографической работе по геологии медных месторождений Северной Армении.

Вопросы геологического строения, структуры рудных полей и рудоносности района в той или иной степени освещены в работах П. Е. Мариносяна, Г. Д. Ажгирея, И. Г. Кузнецова, Н. Я. Монахова и др.

В 1944 г. рудные месторождения Северной Армении, в том числе и колчеданные месторождения Алавердского рудного района, изучались экспедицией Института геологических наук Академии наук Армянской ССР под руководством И. Г. Магакьяна. Экспедицией был собран и обработан большой фактический материал, который впоследствии послужил основой для выяснения металлогении северных районов республики.

С 1955 года Алавердская группа месторождений систематически и комплексно изучается Институтом геологических наук и Управлением геологии СМ Армянской ССР. В результате этих исследований и проведенных геологопоисковых и разведочных работ были выяснены перспективы Алавердского месторождения. Буровыми скважинами, пройденными на западном фланге месторождения, были вскрыты медные руды штокверкового типа, представляющие промышленный интерес.

Геологическое строение участка месторождения. Район месторождения сложен толщей пирокластических и агломератовых пород батского возраста, представленной разнообразными вулканическими брекчиями, конгломератами, туфами, переслаивающимися с агломератами, туффитами, иногда лавами, песчаниками и др. Описанные породы подстилаются байосской вулканогенной толщей, состоящей из вулканических брекчий и порфиритов. Эти толщи связаны между собой постепенными переходами. В районе месторождения широко развиты разнообразные по составу жильные породы: диабазы и диабазовые порфириты, а также альбитофиры. Сравнительно реже встречаются порфировые дайки и пикриты.

Оруденение в пределах рудного поля контролируется крупным Алавердским меридиональным сбросом, протягивающимся вдоль тальвега Алавердского ручья. Параллельно, а также вкрест простиранию Алавердского сброса проходят другие нарушения, падающие на запад, и поперечные северо-восточные, близширотные трещины сбросового, взбросового, а также сбросо-сдвигового характера.

Вдоль Алавердского сброса породы раздроблены и интенсивно гидротермально переработаны. Главная и параллельно ей второстепенные зоны охватывают толщу пирокластических пород и подстилающие их туфобрекчии и порфириты. Главная зона прослеживается на 3 км, то суживаясь до 30—40 м, то расширяясь до 300 м. Расширения зоны отвечают участкам наиболее интенсивного дробления и гидротермального изменения пород, литологически и структурно благоприятных для рудотложения. Участки же сужения сложены кристаллическими туфами и плотными туффитами, слабо измененными и менее благоприятными для локализации оруденения.

Интенсивным оруденением особенно выделялись два расширения (первое и второе), расположенные к северу от с. Алаверди и разобщенные небольшим пережимом. Севернее второго расширения рудная зона выклинивается до «Гипсового карьера», где снова, расширяясь, образует третье расширение зоны.

В пределах рудной зоны выделяются два рудоносных горизонта: 1) верхний горизонт, сложенный толщей пирокластических пород, содержащих штоки богатой колчеданной руды, и 2) нижний горизонт—вулканические брекчии и порфириты, заключающие в себе жилы и штокверковое оруденение.

Морфология, размеры и условия залегания рудных тел. Все рудные тела разработанной части месторождения сконцентрированы на сравнительно небольшой площади в виде рудного столба. Рудные тела распределены неравномерно и в основном располагаются в пределах первого и второго расширений. В этих двух расширениях, примерно на протяжении 500—600 м, были размещены все промышленные штоки и линзы месторождения. Падение рудных штоков и линз преимущественно западное, в соответствии с падением рудоносной зоны, под углом 40—50°.

На месторождении было вскрыто свыше 40 рудных тел. При этом оруденение более интенсивно проявилось в первом расширении с расположением наиболее крупных штоков под плотными, экранирующими туффитами.

Литологически наиболее благоприятными для локализации оруденения явились слабо уплотненные агломераты, кислые туфы и др., которые легко подверглись процессам метасоматоза.

Ниже основного горизонта рудной зоны, в подстилающих ее вулканических брекчиях и порфиритах, расположен второй горизонт

рудной зоны. В отличие от первого породы, слагающие второй горизонт, менее благоприятны для рудозамещения и характеризуются меньшей степенью трещиноватости. В связи с этим процесс оруденения здесь протекал главным образом путем заполнения трещин.

Таким образом, по морфологии рудных тел два горизонта несколько отличаются друг от друга. Рудные растворы, в одинаковой мере питая оба горизонта рудной зоны, привели к образованию в первом горизонте преимущественно штоков, линз и гнезд, а во втором—жилообразных тел и прожилково-вкрапленного оруденения.

Размеры самых крупных штоков, к числу которых относятся «Централь» и «Зет-бис», составляли по простиранию 100—120 м, по падению 120—150 м при мощности в 5—30 м. Более мелкие рудные тела (гнезда) имели размеры: по простиранию 10—12 м, по падению 5—10 м при мощности в 2—3 м.

Жилы второго рудного горизонта, расположенные на южном и юго-западном флангах месторождения, имеют близширотное и меридиональное простирания, при падении их соответственно на юг и запад под углами от 30 до 60—70°.

Жилы по своей морфологии сложные, ветвящиеся и местами переходят в зоны прожилково-вкрапленного оруденения. Максимальная длина жилообразных тел или зон доходит до 200 м, при таких же размерах их по падению. Обычно жилообразные рудные тела прослеживаются по простиранию и падению на несколько десятков метров. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до одного метра. Значительно большую мощность, измеряющуюся иногда несколькими метрами, имеют сложные, ветвящиеся жилы и штокверки.

Северный и южный участки месторождения изучены недостаточно. На северном участке установлено жильное оруденение с содержанием меди от 2 до 4%.

Из разведанных на южном участке кварцево-рудных жил три ранее эксплуатировались. Жилы прослеживаются по простиранию в среднем на 80 м при средней мощности 0,6 м и падают на юг под углом 30°.

Помимо меднорудных, на месторождении выявлены полиметаллические рудные тела, локализованные преимущественно на верхних и средних горизонтах, и серноколчеданные—на средних и нижних горизонтах месторождения.

Минеральный состав и типы руд. В минеральном составе руд наиболее обычными и широко распространенными являются халькопирит и пирит. Наряду с ними, в зависимости от типа руды, встречаются сфалерит, галенит, теннантит, борнит. В виде незначительной примеси и довольно редко обнаруживаются: самородное золото, висмутит, станнин, арсенопирит. Жильные (нерудные) минералы представлены: кварцем, серицитом, флюоритом, хлоритом, кальцитом, ангидритом и гипсом.

По минеральному и химическому составу для Алавердского месторождения выделяются следующие типы руд: 1) серноколчеданный, 2) медноколчеданный, 3) полиметаллический и 4) борнитовый. В свою очередь полиметаллический тип руд подразделяется на следующие подтипы: а) медно-цинковый, б) свинцово-цинковый и в) свинцово-серебряный. (1947).

Для перечисленных типов руд характерна мелкозернистость, тесные взаимные сращения минералов, наличие колломорфных структур.

В рудах штокверкового типа содержание меди 1,3—2,1%, а в серноколчеданных рудах штольни «25 октября»—1,5—2%.

Медная руда, добывавшаяся на 37 горизонте, имела следующий

состав: Cu —4,61%, Zn —1,22%, Fe —28,39%, S —32,06%, SiO_2 —26,76% и Al_2O_3 —6,73%. Содержание серы в обычных рудах колебалось в пределах 20—25% и достигало в серноколчеданных рудах 28% и выше (шток «Серный колчедан», «Анастас»). Содержание золота в богатых медных рудах достигает 5 г/т, в бедных же рудах золота 0,88 г/т, серебра—9,2 г/т.

Руда полиметаллического штока «Катт» на горизонте 35 м имела следующий состав: Cu —3,44%, Zn —18,28%, Pb —2,25%, Fe —9,58%, S —20,68%, Ba —21,70%, SiO_2 —9,94%, Al_2O_3 —2,46%, CaO —7,48%, MgO —2,68%, Ag —103,8 г/т, Au —1,2 г/т.

Содержание благородных металлов в полиметаллических рудах достигает для Au 8—10 г/т, а для Ag более 300 г/т.



Рис. 2. Скелетная структура замещения зерна пирита (1) халькопиритом (2), черное—нерудный минерал. Полированный шлиф, $\times 150$.

Содержание меди в штокверковых рудах западного фланга месторождения колеблется от 0,70 до 1,5%. Содержание благородных металлов в этих же рудах по трем пробам составляет для Au 0,1 г/т, а для Ag 4,5 г/т. Кроме того, прожилково-вкрапленные руды западного фланга месторождения содержат редкие и рассеянные элементы: Se —35 г/т, Te —18,5 г/т и Ge —0,45 г/т.

Перспективы месторождения. Известно, что богатые рудные штоки Алавердского месторождения выработаны, но, несмотря на это, перспективы месторождения не исчерпаны. Об этом свидетельствуют данные буровых скважин, пройденных в 1955—1960 гг. Этими скважинами выявлено штокверковое оруденение в виде сети пологопадающих рудных прожил на западном фланге центральной части рудного поля.

Для выяснения перспектив месторождения большое значение имеют структурные элементы, слагающие рудное поле.

Рудовмещающими в пределах Алавердского месторождения являются породы шахтахтского комплекса, которые в нормальном залегании перекрывают туфоосадочную толщу Шамлуга. Породы шахтахтского комплекса смещены по сбросу и приведены в контакт с туфоосадочной толщей в северной части месторождения и с туфобрекчиями порфириров—в южной.

Рудовмещающие породы протягиваются вдоль сброса и падают согласно с его падением на запад, выявляя с достаточной отчетливостью контролирующую роль указанного нарушения в формировании месторождения.

Гидротермальному изменению, с образованием вторичных кварцитов, и минерализации подверглись главным образом раздробленные породы шахтактского комплекса—агломератовые туфы и др.

Основные перспективы месторождения мы связываем с глубокими его горизонтами, а также с дальнейшей разведкой рудоносной зоны по простиранию. При оценке перспектив глубоких горизонтов месторождения и определении направления и глубины заложения разведочных выработок мы исходим из представлений, несколько отличных, чем у предыдущих исследователей. Почти всеми исследователями отмечалось резкое выполаживание в западном направлении рудоносной зоны на сравнительно небольшой глубине и отсутствие в ней, в этой пологой части, промышленного оруденения.

Нам представляется, что разведочные выработки в западной части месторождения вскрывали не основную рудоносную зону, которая при сбросовом характере нарушения должна была бы иметь более крутые элементы залегания, а сопряженные с ней пологопадающие структуры.

Проведенные в западной части месторождения буровые скважины подтверждают это предположение: ими установлено значительно более глубокое распространение рудовмещающих пород, чем это допускалось до сего времени. Забой скважин на глубине 300 м не вышли из измененных и минерализованных пород.

Вопрос о поведении и характере рудоносной зоны на глубине имеет существенное значение для оценки перспектив месторождения и определения направления дальнейших поисково-разведочных работ. Разрешение этого вопроса в значительной мере зависит от проходки заложенной здесь Капитальной штольни. Ею должны быть вскрыты также южный и северный участки месторождения по простиранию рудоносной зоны, в прошлом изучавшиеся лишь редкой сетью буровых скважин. Значительный интерес представляет дальнейшее прослеживание по простиранию зоны нарушения за пределами месторождения к северу и югу от него. Не исключена возможность обнаружения рудоносных пород на продолжении зоны нарушения к северу от месторождения в басс. р. Бануш, а также к югу, на правом берегу р. Дебед.

Таким образом, кроме глубоких горизонтов центрального участка, следует обратить внимание также на северный и южный фланги месторождения, находящиеся на простирании структурных элементов, контролирующих оруденение. Здесь рудоносные породы не обнажаются на поверхности, но при наличии нарушения они могут залегать на небольшой глубине и вмещать рудные тела (штоки, линзы), подобные ранее вскрытым на месторождении. Особый интерес в этом отношении представляет северный фланг месторождения, где развиты те же благоприятные для образования рудных штоков агломератовые породы.

На основании изложенного можно наметить следующие направления геологоразведочных работ по Алавердскому месторождению:

1. Разведка буровыми скважинами первого и второго расширений на глубину, с заложением скважин в висячем боку рудной зоны (западный фланг центральной части месторождения) по параллельным разведочным линиям. Проектную глубину буровых скважин следует определять с учетом мощности оставшейся, неотработанной части первого рудного горизонта и всей мощности второго рудного горизонта.

2. Разведка буровыми скважинами северного и южного флангов

месторождения с пересечением на северном фланге обоих рудных горизонтов с целью выявления штоковых, а также жильных и прожилковых руд.

3. Продолжение проходки Капитальной штольни с целью оконтуривания вскрытых буровыми скважинами рудных тел и подсчета новых промышленных запасов меди.

2. ШАМЛУГСКОЕ МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения. Шамлугское месторождение медноколчеданных руд расположено в 13 км к СВ от Алавердского месторождения.

Первые сведения о разработке Шамлугского месторождения относятся к 1770 г. В дореволюционный период изучением Шамлугского месторождения неоднократно занимались как отечественные, так и иностранные исследователи. В 1917 г. рудник был консервирован и в таком состоянии находился до 1926 г. В 1927 г. рудник был восстановлен, после чего систематически разведывался и эксплуатировался. В истории развития рудника в советский период следует выделить два этапа. Первый—с 1927 по 1948 гг., когда разведочные работы были исключительно сконцентрированы в кератофировой толще, и второй—с 1949 г. по настоящее время, когда разведочные работы были развернуты и в подстилающих туфобрекчиях порфиритов, и прогноз на медное оруденение в них блестяще оправдался. В 1917 г. О. Т. Карапетяном были приведены первые сведения о структуре Шамлугского месторождения и составлена первая геологическая карта месторождения. В 1928 г. месторождение изучалось В. Г. Грушевым. Им составлена крупномасштабная геологическая карта месторождения и кратко описаны рудные тела и слагающие их руды. В 1932 г. тектоника и структура Шамлугского месторождения изучались Н. Г. Кристиным, который составил структурную карту месторождения. Одновременно с ним месторождение посетил М. П. Русаков, высказавший предположение о наличии на месторождении широтно-о надвига и о контролирующей его роли в локализации оруденения. Это предположение позже было отвергнуто А. Н. Заварицким.

В. В. Белоусов допускал наличие на месторождении ряда куполовидных поднятий и приурочивал оруденения к этим структурам.

Детальным изучением структуры Шамлугского рудного поля занимался Н. Я. Монахов (1947). Необходимо отметить, что ряд положений, высказанных им о контролирующей роли разрывных нарушений, был подтвержден последующими исследователями.

Из последних работ по структуре месторождения представляет интерес работа П. Ф. Сопко (1959).

Детальные работы по геологии и минералогии месторождения были проведены О. С. Степаняном, И. Г. Магакьяном, С. В. Казаряном (1951—1953), Б. С. Вартапетяном (1956), Э. А. Хачатуряном (1955—1960).

Разведочные работы на месторождении проводились как Шамлугским рудником, так и Управлением геологии СМ Армянской ССР. Степень разведанности месторождения на сегодняшний день изложена в разделе «Перспективы месторождения».

Геологическое строение. В геологическом строении участка месторождения принимают участие главным образом вулканогенные отложения среднеюрского возраста с их пирокластическими разностями. В основании разреза Шамлугского месторождения залегает толща так называемых «нижних порфиритов» или дебедской свиты, представленная порфиритами среднего и основного составов с прослоями соответствующих пирокластических пород и лавовых брекчий. Тол-

ща эта мощностью 500—600 м обнажается в восточной части Шамлугского месторождения и вдоль русла р. Уч-Килиса.

На дебедской свите согласно залегает толща пирокластических пород кошабердской свиты. Последняя сложена главным образом туфами и туфовыми брекчиями андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов; мощность толщи от 100 до 200 м. На породы кошабердской свиты налегает толща кератофиров и их брекчий, состоящих из крупных угловатых или слабо округленных обломков от 1 до 10 м в поперечнике. Верхние горизонты этой толщи представлены довольно выдержанным слоем фиолетовых рассланцованных туфов. На участке месторождения породы эти интенсивно гидротермально изменены—окварцованы и серицитизированы; значительным развитием пользуются также процессы хлоритизации и карбонатизации. Толща кератофиров согласно перекрывается свитой туфогенных и известковистых песчаников, содержащих руководящую фауну байоса и бата. Гидротермальное изменение пород в этой свите почти не проявлено. Мощность свиты около 200 м.

За пределами месторождения песчаники байоса-бата перекрываются осадочно-вулканогенной толщей верхней юры, на которой севернее в пределах Грузии залегают вулканогенные породы верхнего мела. В районе же Шамлугского рудника, на склонах г. Лалвар, на верхней юре непосредственно лежит вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена. Указанные породы прорезаны целой серией жильных пород. Среди последних выделяется группа жильных пород, представленных базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, кератофирами и кварцевыми кератофирами, связанными с эффузивной магматической деятельностью, протекавшей в среднеюрское и более позднее время, и группа жильных пород, по-видимому, происшедшая из того же магматического очага, который дал мезозойские интрузии.

В первой группе жильных пород особого внимания заслуживают дайки кварцевых кератофиров, отмеченные в южной части Шамлугского месторождения; мощность этих даек 2—5 м, по простиранию они прослежены более чем на 2 км. Макроскопически—это плотные окварцованные, темно-серого цвета породы с порфиrowыми выделениями кварца.

Вторая группа жильных пород представлена как основными, так и кислыми разностями.

Характерно, что жильные породы кислого состава (альбитофиры) широко развиты в пределах рудного поля месторождения и обычно образуют сложные пластовые интрузии лишь среди песчаников и в зонах рассланцевания, на контактах с породами рудоносного горизонта. В остальных случаях эти породы залегают в виде типичных даек с крутыми углами падения.

Что касается жильных пород основного и среднего составов, то последние в значительном количестве встречаются на отдельных участках рудного поля и представлены преимущественно дайками диабазового порфирита, которые по возрасту являются большей частью дорудными.

В тектоническом отношении Шамлугское месторождение приурочено к северному крылу Дебедской брахиантиклинали, осложненной в пределах Шамлугского рудника мелкими складчатыми формами, которые представлены небольшими куполовидными поднятиями и флексуобразными перегибами в толще песчаников. В нижележащих же вулканогенных породах вследствие их относительной жесткости эти мелкие складки не отражаются. Проявление куполовидных поднятий многие исследователи связывают с внедрением комплекса интрузивных «альби-

тофиров», которые либо использовали образовавшиеся в процессе складчатости трещины расслоения в песчаниках, либо распространялись вдоль поверхности контакта пород рудоносной порфировой толщи с

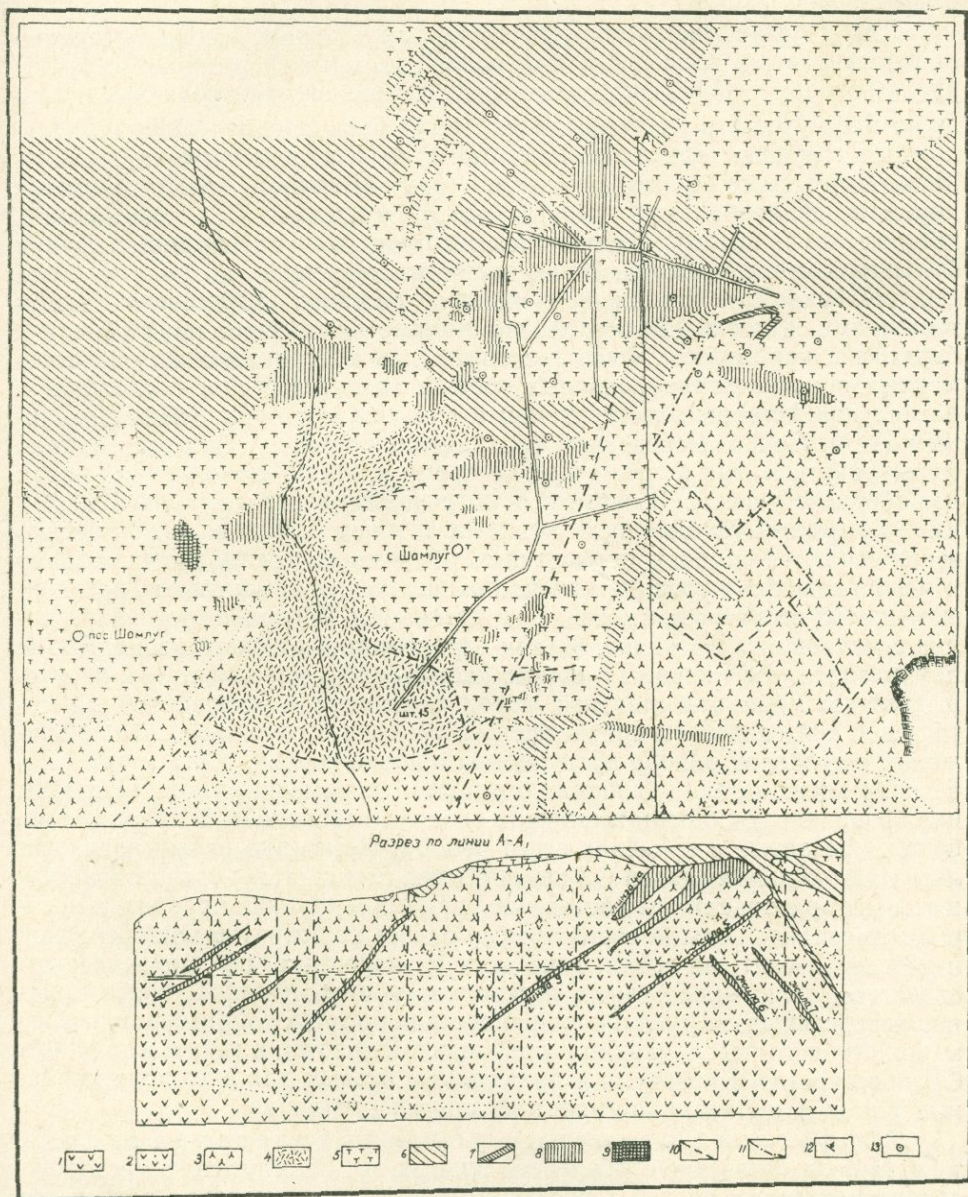


Рис. 3. Структурно-геологическая карта Шамлугского месторождения, 1958 г.
(по данным Шамлугской ГРП)

Условные обозначения

1. Порфириты. 1₂. 2. Туфобрекчии порфиритов. 1₂. 3. Кварцевые кератофиры. 1₂.
4. Гидротермально измененные породы. 1₂. 5. Туфопесчаники. 1₂. 6. Альбитофиры. 1₂.
7. Диабазовые порфириты (дайки). 1₂. 8. Штоки медных руд. 9. Штоки цинковых руд. 10. Зона сброса. 11. Зона надвига. 12. Элементы залегания. 13. Буровые скважины.

песчаниками. Именно по этому контакту, вследствие достаточно резких различий в механических свойствах этих двух толщ, происходили интенсивные перемещения, приведшие к возникновению зон расслаивания и дробления.

Для участка месторождения более характерны серии различных ориентированных разрывных нарушений, которые формируют структуру рудного поля. Многочисленные трещины, задокументированные в пределах Шамлугского месторождения, могут быть подразделены на следующие группы: трещины широтного и СВ простирания, являющиеся дорудными и додайковыми (они вмещают дайки жильных пород и жиллообразные рудные тела), трещины СЗ простирания, которые, по-видимому, следует рассматривать как интравудные. Дайки большинства типов пород, серия пострудных трещин и рудные тела серноколчеданного и медноколчеданного составов пересечены этими трещинами, а последние выполнены полиметаллическим оруденением с баритом и карбонатом. Факт наличия столь многочисленных разновременных и разноориентированных трещин свидетельствует о сложной и длительной истории формирования структуры месторождения. По данным П. Ф. Сопко, Дебедская брахиантиклинальная складка начала формироваться еще в среднеюрское время в эпоху накопления пород кошабердской свиты. В связи с этим отложения кератофировой толщи имеют нормальную мощность лишь на крыльях складки и постепенно выклиниваются к своду антиклинали. Вдвигание складки приводило к возникновению трещин, расположившихся параллельно крыльям складчатой структуры, имеющих широтное или близширотное простирание. Эти трещины, очевидно, носили характер трещин скалывания. Кроме них, развивались трещины и других направлений, выполненные в некоторых случаях дайками жильных пород, связанных с эффузивной магматической деятельностью среднеюрского времени. Более интенсивные движения в пределах района происходили в конце верхней юры, когда Дебедская антиклиналь приобрела близкий к современному вид. При этом параллельно оси складки возникали сколовые трещины СВ простирания, широко развитые в пределах всего района. Несколько позже образовались диагональные сдвиги СЗ простирания. Эти системы трещин преимущественно развивались в достаточно жестких и хрупких породах, к которым относились прежде всего породы толщи порфиритов кошабердской и дебедской свит; на границе же двух разнородных по механическим свойствам толщ—пластичных песчаников и нижележащих более хрупких кератофиров, их туфов и вулканических брекчий—образовались зоны межпластового расслаивания и дробления. Эти зоны, а также и трещины СВ простирания послужили в дальнейшем путями для внедрения жильных пород и циркуляции гидротермальных растворов.

Морфология, размеры и условия залегания рудных тел. Морфологические особенности рудных тел Шамлугского месторождения находятся в тесной зависимости как от структурного, так и от литологических факторов контроля оруденения. По своей морфологии рудные тела должны быть отнесены к типу сложных. На верхних горизонтах они представлены штоками, а на нижних горизонтах—крутопадающими жилами, наряду с которыми отмечено также штокверковое оруденение. Штоки приурочены, как правило, к толще кератофиров или непосредственно к зонам межпластового расслоения, расположенным внутри или под нижней поверхностью пластовых интрузий альбитофиров. Штоки залегают обычно согласно с вмещающими породами и падают на север под углом от 10 до 30°. Лишь изредка отмечается пологое падение рудных залежей в южные румбы. Залегание рудных тел в основном контролировалось зонами расслаивания и дробления, и форми-

рование их происходило преимущественно путем метасоматоза. Контакты их с вмещающими породами обычно нерезкие; наблюдаются постепенные переходы рудных тел во вмещающие породы.

На месторождении было оконтурено и разработано около 50 штоков. Располагались они преимущественно вдоль широтных и СВ нарушений. Наибольшее количество их наблюдалось у стыков нарушений широтного и СВ простирааний. Подробное описание их всех приведено в работе Н. Я. Монахова (1947). Максимальные размеры среди рудных тел имел шток «С», прослеженный по простираанию на 200 м, а по падению—на 150 м, при средней мощности 7 м. Минимальные размеры имел шток «А», прослеженный по простираанию на 30 м, а по падению—на 8 м. К настоящему времени все эти штоки выработаны.

На нижних горизонтах оруденение представлено жилами и штоками, приуроченными к дорудным широтным тектоническим нарушениям. Жилы залегают в толще туфобрекчий порфиритов и, как правило, имеют отчетливый контакт висячем боку и постепенный переход в измененную породу в лежащем боку. Углы падения жил на верхних горизонтах колеблются в пределах 40—60° с выполаживанием на нижних горизонтах до 30—40°. Жилы в южной части месторождения падают на юг, в северной—на север.

Между рудными телами верхних и нижних горизонтов существует непосредственная связь. Примером такой связи, подтвержденной горными работами, являются шток «КЛ» с апофизой, линза № 5 и др.

Рудные тела жильной формы весьма не выдержаны как по характеру оруденения, которое меняется от массивных халькопиритовых до убогих вкрапленных руд, так и по условиям залегания и морфологии. Мощности разведанных жил колеблются от нескольких сантиметров до 3 м в местах раздува, по простираанию они прослежены от десятков до сотен метров.

В настоящее время промышленный интерес представляют именно жильный и прожилково-вкрапленный типы оруденения.

Структурный контроль оруденения. Анализ морфологии рудных тел и распределения их на участке месторождения свидетельствует о значительной сложности структуры месторождения. Оруденение локализуется, с одной стороны, в виде пластообразных тел в межформационных зонах дробления и расслаивания на крыле брахиантиклинальной складки, с другой—в виде жилообразных тел, приуроченных к трещинам скалывания. Таким образом, наблюдается определенная приуроченность морфологических разностей оруденения как к литологическим горизонтам, так и к системам трещин.

Фактический материал (данные более чем 25 разрезов по месторождению), позволяет говорить о том, что наиболее важным фактором для локализации колчеданного оруденения является серия трещин широтного или близширотного простираания, прослеживающаяся на площади месторождения в виде сближенной системы и разбивающая весь участок на ряд блоков (Чирчирский, I СВ и др.).

Нарушения широтного простираания обычно падают на юг под углом от 50 до 80° и реже на север примерно под таким же углом. Сопряженных трещин с падением на север относительно мало, развиты они преимущественно в северной части месторождения—жилы № № 3 и 14 к западу от альбитофирового купола и жилы № № 5, 6, 7 к востоку от него.

Зоны трещиноватости широтного направления явились в основном теми структурными элементами, в которых локализовались жильные и жилообразные рудные тела. Нарушения широтного простираания обычно имеют характер взбросов, каждый из которых имеет небольшую ампли-

туду смещения, не превышающую нескольких метров, с целой серией оперяющих трещин. Факт этот в свое время был отмечен Н. Я. Монаховым (1947). По мнению П. Ф. Сопко (1959), суммарное смещение по широтным взбросам достигает настолько значительной величины, что вследствие этого участок по левому берегу р. Уч-Килиса оказывается заметно опущенным по отношению к ее правобережью.

Наряду с нарушениями широтного простираения, важнейшими элементами структуры месторождения, определившими развитие постмагматических процессов, являются разрывные нарушения СВ простираения, так же как и широтные, сопровождающиеся многочисленными оперяющими трещинами. Они падают на ЮВ под углом от 45 до 70°. Реже наблюдается обратное северное падение под крутыми углами. Перемещения по трещинам СВ простираения обычно имели взбросо-сдвиговый характер. По времени образования они являются по отношению к широтным более молодыми и нередко пересекают и смещают последние. Перемещения вдоль трещин СВ простираения привели к интенсивному дроблению вулканогенных пород, а местами к появлению зон расщепления мощностью до 1 м и более. Такие зоны дробления и расщепления нередко несут и следы гидротермального метаморфизма в виде окварцевания, серицитизации, хлоритизации и развития сульфидов железа и меди. К трещинам СВ простираения на участке месторождения приурочены дайки жильных пород альбитофирового комплекса. Приоткрывания трещин СВ простираения и перемещения по ним происходили неоднократно, о чем свидетельствует приуроченность к этим трещинам разновозрастных даек жильных пород и раздробленность альбитофиров. Ширина полос раздробленных альбитофиров колеблется от нескольких сантиметров до 20—30 м. К стыкам трещин СВ и широтного простираения обычно приурочено наибольшее количество уже отработанных штоков месторождения. Фактически трещины СВ простираения, по которым внедрились альбитофиры, явились одновременно и рудоподводящими каналами для продвижения гидротерм, которые затем растекались по трещинам широтного простираения и отлагали рудный материал как в самих трещинах, так и в зонах межформационного дробления.

Пластовые интрузии альбитофиров в формировании штокового оруденения играли своеобразную роль экрана. Являясь по своему характеру метасоматическими образованиями, штоки Шамлугского месторождения имеют, как отмечено выше, согласное залегание с вмещающей их кератофировой толщей и в основном пологое падение на северо-запад под углом 30—40°.

Наряду с отмеченными выше двумя системами трещин, на участке месторождения развита и третья система трещин СЗ простираения. По характеру своему трещины эти сдвигового типа и падают на ЮЗ под углом 60—80°. К этим трещинам приурочено более позднее полиметаллическое оруденение, пользующееся на месторождении ограниченным развитием. В ряде случаев трещины СЗ простираения выполнены баритом и карбонатом. К этим же трещинам приурочены и дайки последующих габбро-диабазов.

Таким образом, как видно из вышесказанного, основными рудо-контролирующими структурами на участке месторождения являются трещины широтного и СВ простираения, к которым приурочены как рудные тела, так и ореолы гидротермально измененных пород. На последнее обстоятельство следует обратить особое внимание, ибо рудные тела на Шамлугском месторождении являются скрытыми и для их выявления одним из поисковых признаков на поверхности могут служить

тектонические зоны широтного и СВ простирания, сопровождающиеся гидротермальным изменением пород.

Околорудные изменения вмещающих пород. В отличие от широкоразвитого регионального изменения пород рудного поля, выраженного в хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации, серицитизации и окварцевании, околорудные изменения рудовмещающих пород охватывают более узкий круг типов изменений, которые на Шамлугском месторождении выражены в основном окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией. В зависимости от расстояния от рудного тела и характера рудовмещающих пород на разных участках месторождения преобладает тот или иной тип изменения. На верхних горизонтах месторождения, где развиты кератофиры и их брекчии, наиболее интенсивно проявились процессы окварцевания, нередко наблюдающиеся в тесной связи с процессами серицитизации. На нижних горизонтах в толще туфобрекчий порфиров значительным развитием пользуются как процессы окварцевания и серицитизации, так и процесс хлоритизации. В туфобрекчиях порфиров кварц-серицитовые породы развиты исключительно вблизи рудных тел, где имеет место наиболее интенсивное воздействие гидротермальных растворов. Непосредственно в призальбандовых частях рудных тел, как правило, преобладает крупнокристаллический кварц, сменяющийся затем мелкокристаллическим кварцем, ассоциирующим с серицитом, и далее, примерно на расстоянии 50—60 м от зальбанда, кварц-серицитовые изменения сменяются кварц-серицит-хлоритовыми. Такая смена гидротермального изменения пород свидетельствует о значительной длительности самого процесса, тесно взаимосвязанного с процессом рудообразования.

На месторождении выделяется ряд генераций кварца, из которых кварц первой генерации (не считая первичного кварца) обычно является дорудным и предшествует отложению пирита, а кварц второй генерации наблюдается в форме тонких прожилков, секущих пирит и местами серицит, который по времени выделения является более поздним, чем кварц первой генерации. В ряде случаев отчетливо выделяются две генерации хлорита, из которых хлорит темно-зеленого цвета, вероятно, связан с процессом регионального метаморфизма, а хлорит светло-зелено-сероватого цвета—с процессом гидротермального воздействия рудных растворов.

Из прочих изменений на месторождении следует отметить огипсование, которому в значительной степени подверглась толща туфобрекчий кератофиров, а также карбонатизацию, широко развитую в эффузивных породах.

Необходимо отметить, что наиболее характерным изменением, соответствующим процессу рудоотложения и могущим иметь поисковое значение, является образование кварц-серицитовых зон, развитых в отличие от кварц-серицит-хлоритовых зон, в непосредственной близости от рудных тел.

Типы руд. Руды Шамлугского месторождения по минеральному составу подразделяются на следующие типы: серноколчеданный, медноколчеданный и полиметаллический. Среди них промышленный интерес на месторождении представляют лишь руды медноколчеданного типа. К рудам этого типа на месторождении относятся образования, начиная от измененных кератофировых брекчий с вкрапленностью пирита и халькопирита (вкрапленные руды) до массивных руд.

По химическому составу медно-серноколчеданные руды характеризуются промышленным содержанием меди, которое подвержено боль-

шим колебаниям. Кроме того, медные руды содержат незначительное количество цинка.

Серно-медноколчеданные и полиметаллические руды Шамлуга по интенсивности процессов метасоматоза и текстурным особенностям относятся к трем основным типам: массивным, прожилково-вкрапленным (брекчиевидным) и вкрапленным.

Массивные руды пользуются локальным развитием и нередко переходят в брекчиевидные руды. В последних процессы метасоматоза происходили избирательно—имело место замещение цемента кератофировых брекчий рудным веществом. Эти два типа являются промышленными рудами и служат объектом добычи. Что же касается вкрапленных руд, то они развиты широко в виде пирит-халькопиритовой вкрапленности в гидротермально измененных вмещающих породах. Этот тип оруденения считается некондиционным.

Минеральный состав руд. Минеральный состав руд Шамлугского месторождения подробно и обстоятельно описан в работах Н. Я. Монахова, И. Г. Магакьяна, Э. А. Хачатуряна. Руды Шамлугского месторождения в основном медно-серноколчеданные, хотя местами, в частности на верхних горизонтах, встречаются медноцинковые и полиметаллические разности. Для шамлугских руд можно насчитать свыше 35 минералов, среди которых главными и постоянно встречающимися являются: пирит и халькопирит, менее распространены сфалерит, галенит, теннантит, борнит, в подчиненном количестве и очень редко встречаются самородное золото, марказит и станнин. Из нерудных распространены кварц, серицит, встречаются барит, ангидрит, гипс и карбонаты.

Кроме описанных, реже встречаются также аргентит, эмплектит, виттихенит, рутил, апатит, флюорит и др.

Процессы окисления и вторичного обогащения на месторождении развиты слабо и особого интереса не представляют.

Ниже приводится краткая характеристика главных и часто встречающихся рудообразующих минералов.

Пирит является наиболее распространенным минералом в рудах. Встречается он во всех типах руд. На месторождении выделяется ряд генераций пирита.

В рудном этапе пирит первой генерации слагает в основном рудные тела первой, серноколчеданной стадии минерализации. Наблюдается он в основном в кристаллической форме и слагает почти 50—70% площади шлифа. Наряду с кристаллической разностью встречается также и его колломорфная разность, образующая хорошо выраженные почки колломорфного строения, которые по времени образования являются более поздними, чем кристаллическая разность, и окаймляют, иногда пересекают последнюю. Содержит Cu —0,01—0,03%, Zn —0,01%, Pb —0,001—0,003%, Ag —0,001%.

Пирит второй генерации имеет ограниченное распространение на месторождении. Наблюдается он в рудах халькопиритовой стадии минерализации в виде зерен идиоморфных очертаний. Содержит Cu —0,3—0,5%, Zn —0,01%, Pb —0,003—0,01%, Ag —0,001%. Пирит третьей генерации фиксируется в рудах полиметаллической стадии минерализации в ассоциации со сфалеритом и галенитом.

Халькопирит по распространенности уступает пириту. Иногда халькопирит присутствует в значительных количествах. Во всех случаях халькопирит выделяется после пирита, замещая и развывая последний. На месторождении выделяется халькопирит двух генераций.

Халькопирит первой генерации, слагающий основную часть руды,

выделяется в основном в халькопиритовую стадию минерализации. Как правило, он наблюдается в тесных сростаниях с пиритом, разъедая и замещая последний с образованием характерных коррозионных структур. Содержит $Pb-0,001-0,003\%$, $Zn-0,03-0,1\%$, $Ag-0,001-0,003\%$, $Bi-0,003-0,01\%$, $Ba-0,1-0,3\%$.

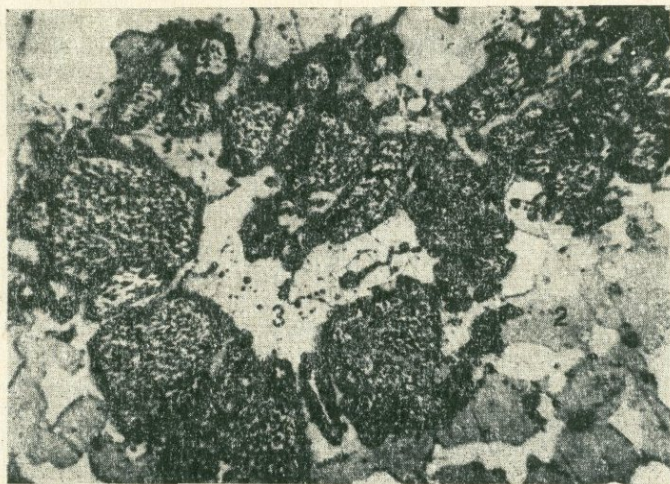


Рис. 4. Раздробленное зерно пирита (1), замещенное халькопиритом (2) и галенитом (3). Полированный шлиф, $\times 115$.

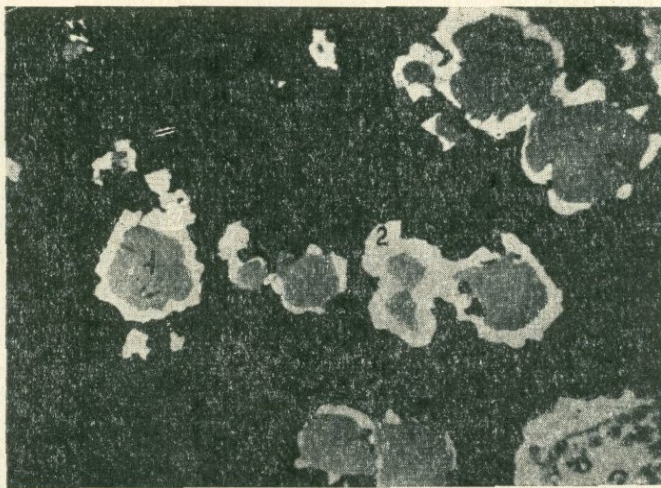


Рис. 5. Замещение периферических частей зерен сфалерита (1) халькопиритом (2), черное—нерудный минерал. Полированный шлиф, $\times 115$.

Халькопирит второй генерации наблюдается в полиметаллической стадии минерализации в сростании со сфалеритом, галенитом, борнитом. Спектральные анализы халькопиритов показали присутствие в них $Mn-0,01-0,03\%$, $Co-0,003-0,01\%$, $Ag-0,0001\%$, $Pb-0,1-0,3\%$, $Bi-0,001-0,003\%$, $Zn-0,3-1\%$, $Ba-0,3\%$.

Сфалерит является одним из распространенных минералов в рудах полиметаллической стадии минерализации.

Сфалерит первой генерации пользуется на месторождении незначительным развитием и наблюдается в рудах халькопиритовой стадии минерализации, в так называемом медно-серноколчеданном типе руд. Ранний сфалерит содержит $\text{Cu} \sim 0,3\%$, Pb , $\text{Ag} \sim 0,001\%$, Ga , $\text{Ge} = 0,001 - 0,003\%$.

Сфалерит второй генерации обычно черного цвета, пользуется широким развитием в рудах полиметаллической стадии, где он слагает сплошные поля с включениями в нем мелких зерен халькопирита, иногда галенита, которые вместе со сфалеритом образуют субграфические структуры. Сфалерит II генерации содержит $\text{Cu} = 0,1 - 0,3\%$, $\text{Pb} = 0,1\%$, $\text{Ag} = 0,001 - 0,003\%$, $\text{Ga} = 0,003 - 0,01\%$, $\text{Ge} = 0,001 - 0,003\%$, $\text{Cd} = 0,1 - 0,3\%$.

Наряду с этим, в полиметаллических рудах наблюдается и более поздний сфалерит—сфалерит III генерации, обладающий более светлым цветом и образующий сростания с теннантитом, халькопиритом и галенитом. Большая часть сфалерита выделилась позднее пирита и халькопирита; последние нередко разъедены и замещены цинковой обманкой. Этот сфалерит содержит тысячные доли процента Pb , Ag , Ga и Ge .

Галенит в полиметаллических рудах присутствует в незначительном количестве; он встречается главным образом в массивных полиметаллических рудах в виде мелких зерен или кристаллов размером $0,01 - 0,5$ мм. В полированных шлифах галенит встречается в тесном сростании со сфалеритом, халькопиритом, теннантитом, образуя с ними субграфические структуры. Часто наблюдаются структуры замещения сфалерита и халькопирита галенитом, что говорит о более позднем выделении последнего.

Теннантит образует незначительную примесь в рудах Шамлуга. Сравнительно часто теннантит наблюдается в полиметаллическом типе руд, где он образует мелкие выделения в тесной ассоциации со сфалеритом, галенитом и халькопиритом. По времени выделения является более поздним, о чем свидетельствует разъедание зерен халькопирита теннантитом.

Борнит встречается редко в виде отдельных скоплений в различных типах руд. Борнит предыдущими исследователями отмечен в самых различных рудных телах: в штоках «Курбан», «Роже», в штольне № 25. Под микроскопом борнит образует плотную мелкозернистую массу в тесном сростании с пиритом; местами содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита. Борнит, по-видимому, гипогенный и выделился раньше халькопирита ранней генерации. Согласно Н. Я. Монахову, в борните из штока «Роже» встречается мелкая вкрапленность теннантита в виде сростаний с борнитом, что говорит в пользу его гипогенного происхождения.

Кроме описанных рудных минералов, в шамлугских рудах встречаются также самородное золото в виде мелких и редких вкрапленников и червеобразных выделений в медно-серноколчеданном типе, станнин в форме ангдральных выделений в тесном сростании с халькопиритом, виттихенит (установлен И. Г. Магакьяном) в борнит-сфалеритовом типе, а также эмлектит, марказит, гематит, рутил и самородное серебро.

Из нерудных минералов преобладающими являются кварц, барит и карбонаты.

По минералого-геохимическим исследованиям, проведенным за последние годы, в рудах Шамлугского месторождения установлен ряд редких и рассеянных элементов. Некоторые из редких и рассеянных

элементов представляют определенный интерес и могут быть извлечены в процессе промышленной переработки руд. К ним прежде всего относятся: селен, теллур и индий. В средней пробе месторождения, по данным НИГМИ, содержится Se —15 г/т, Te —5 г/т и In —5,6 г/т.

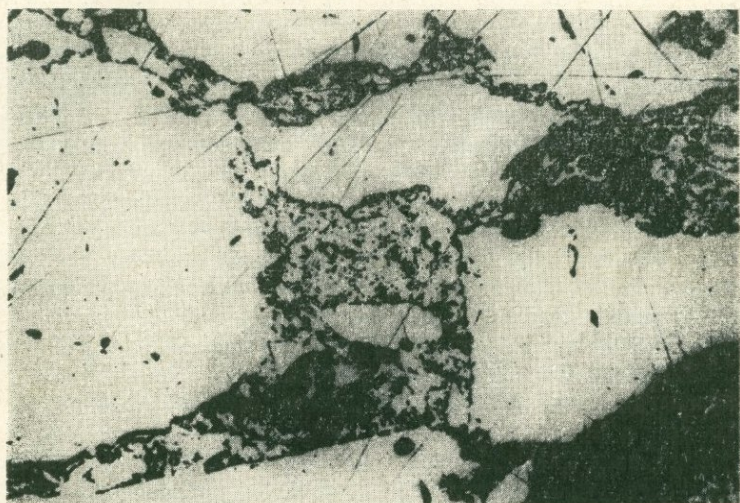


Рис. 6. Замещение халькопирита (светлое) хлоритом (черное).
Полированный шлиф, $\times 40$.

Наряду с указанными элементами, в различных типах руд Шамлугского месторождения отмечается присутствие галлия, стронция, кобальта, молибдена, кадмия, висмута, олова, сурьмы и др. Содержание последних колеблется в пределах от тысячных до сотых долей процента. Несколько повышенное содержание отмечается для стронция, который тесно связан с баритом. Количество стронция в рядовой руде составляет 0,03—0,1%, а в барите доходит до 1,0—3,0%.

Перспективы месторождения. Геологоразведочные и эксплуатационные работы, проводившиеся на Шамлугском месторождении, долгое время основывались на представлениях о приуроченности оруденения к горизонту кератофинов и их туфов.

В указанных породах, часто в лежащем боку развитых в них альбитофировых силлов, и на контакте с покровной толщей туфопесчаников залегают штокообразные тела медных и частью полиметаллических руд.

В связи с указанными представлениями, при большой густоте сети разведочных выработок, последние имели обычно незначительную глубину и не выходили за пределы горизонта кератофинов и их туфов. Впоследствии при бурении ряда глубоких скважин было установлено распространение оруденения в подстилающую кератофиры толщу туфобрекчий и порфиритов.

В отличие от кератофирового горизонта оруденение здесь представлено иным морфологическим типом, преимущественно жильным и прожилковым. Мощность жил доходит до 1,5 и более метров; по простиранию и падению они прослеживаются на десятки и сотни метров.

Разведочными выработками в туфобрекчиях порфиритов было выявлено большое количество жил и участков прожилкового оруденения, которые в настоящее время являются основными объектами разработки.

Результаты проведенных работ значительно расширили перспективы месторождения на глубину.

Значительный интерес приобретают и прилегающие к месторождению участки, которые в прошлом, в связи с выклиниванием кератофирового горизонта, считались бесперспективными. Счевидно, что при оценке перспектив этих участков должны приниматься во внимание уже иные факторы.

Вопрос перспектив разведываемых участков месторождения (центральный, южный, северный и восточный фланги, западный участок) освещен в отчетах рудничной геологической службы К. А. Даниеляном, А. С. Теряевым и А. А. Цатиняном. По мнению указанных геологов, центральный участок месторождения изучен и разведан достаточно детально как на нижних горизонтах, так и на верхних. Здесь разведочные работы могут быть проведены лишь на отдельных участках на продолжении рудоконтролирующих структур, не вскрытых горными или буровыми работами. Представляют интерес рудопроявления, отмеченные у даек и пластовых интрузий альбитофиров.

На южном участке месторождения, где разведочные работы проводились в небольшом масштабе, представляют интерес глубокие горизонты под отработанными здесь в прошлом мелкими штоками «Лун», «Мария» и др.

Как видно из меридиональных разрезов, кератофировая толща и подстилающие ее туфобрекчии порфиритов на южном участке имеют значительно большую мощность, чем на центральном. По данным глубоких скважин № 215, 207, пробуренных здесь с горизонта Капитальной штольни, нижние порфириты залегают на глубине 250 м от горизонта штольни Капитальной. В свете новых данных о геологии месторождения, полученных в результате разведки нижних горизонтов, можно предположить наличие здесь серии жил, представляющих собой продолжение ранее отработанных штоков, что и оправдалось на практике. Вследствие этого необходимо усилить разведку нижних горизонтов участка с тем, чтобы подсесть существующие рудные тела.

Северный фланг месторождения представляет собой место погружения альбитофировых силлов, в результате чего мощность рудовмещающих пород кератофировых брекчий и туфобрекчий порфиритов значительно меньше, чем, например, на центральном и южном участках месторождения. Из рудных тел на северном участке известна лишь одна жила № 7, имеющая широтное простирание и падение на север под углом 45° . Кроме нее, на северном фланге месторождения известно большое количество рудных проявлений, пересеченных скважинами. Разведочные работы на северном фланге месторождения направлены в основном на проверку предположения о возможном наличии рудных тел на контакте альбитофирового силла. По данным разведки, выработки на этом фланге вошли в зону гидротермально измененных, серицитизированных, хлоритизированных пород; однако характерное для рудовмещающих пород окварцевание здесь встречается лишь на участке мощностью 3—5 м и менее интенсивно, чем на центральном участке.

К восточному флангу отнесена часть рудного поля, восточнее оси Капитальной штольни. Наличие здесь на верхних горизонтах альбитофирового силла дает возможность полагать, что на восточном фланге перспективы выявления рудных тел далеко не исчерпаны. Однако до сих пор на этом участке месторождения выявлено только два рудных тела: восточный фланг рудоносной зоны № 1 и жила № 5. Характер оруденения в обоих рудных телах прожилково-вкрапленный. По мере продвижения на восток оруденение рассеивается и приобрета-

ет характер мелкой вкрапленности, представленной пиритом и халькопиритом, с преобладанием первого. Горные выработки, пройденные на восток, как на верхних горизонтах рудного тела, так и на горизонте Капитальной штольни, на интервале 80—100 м вошли в сильно перемятые и огипсованные породы, что, по мнению геологов рудника, является неблагоприятным фактором для локализации оруденения.

Западный фланг месторождения, за исключением его северной части, покрыт густой сетью горных выработок и буровых скважин. Но горными работами (шт. № 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 13, 15, 17, 24, 25, 30) осуществлялась разведка и эксплуатация в основном верхних горизонтов на отметке +1074 м и выше, между тем как толща туфобрекчий порфириров не затронута вовсе, не говоря уже о том, что даже толща туфобрекчий полностью не пересечена.

В 1951 г. в результате бурения 22 глубоких скважин было установлено серно-медноколчеданное оруденение под штоками «Д», «Курбан», «Стаханов», «Роже» (скв. 170, 171, 249). Последнее говорит о том, что необходимо детально разведать нижние горизонты, особенно на северном участке, где можно ожидать наличие жил и зон с прожилково-вкрапленным оруденением. Необходимо детально разведать площадь севернее штоков «Д», «Стаханов» и др., где под огипсованной полосой можно ожидать наличие оруденения штокового типа.

3. АХТАЛЬСКОЕ БАРИТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения. Ахтальское месторождение расположено в 2,5 км к СЗ от ж.-д. ст. Ахтала и 14 км от гор. Алаверди.

Первые сведения о разработке Ахтальского месторождения относятся к XII веку. В дальнейшем месторождение разрабатывалось sporadически до 80-х годов прошлого столетия. С приходом иностранного капитала началась более интенсивная, но хищническая эксплуатация Алавердской группы месторождений, в том числе и Ахталы. После установления Советской власти месторождение неоднократно разведывалось в 1924, 1931, 1938 гг. Детальная и систематическая разведка месторождения была начата с 1941 г. Месторождение неоднократно изучалось и описывалось рядом исследователей: В. Г. Грушевым (1931), О. С. Степаняном (1938), Г. А. Пилюном (1943), Н. А. Фокиным (1956), И. Г. Магакьяном (1947), С. С. Мкртчяном (1950—1953), С. В. Казаряном (1953), Э. А. Хачатуряном (1955), М. Л. Лачиняном (1956).

Первая схематическая карта месторождения была составлена О. С. Степаняном. Из последующих карт наиболее детальной является геологическая карта месторождения, составленная М. Л. Лачиняном. Минеральный и вещественный состав руд подробно описан в работах О. С. Степаняна, И. Г. Магакьяна, Э. А. Хачатуряна. Подсчет запасов по бариту проведен Г. А. Пилюном. Подсчет запасов полиметаллических руд был произведен С. В. Казаряном и М. Л. Лачиняном. В настоящем рудник находится в стадии детальной разведки, которую проводят геологи рудника (К. А. Даниелян, Г. А. Шаловасов). О перспективах месторождения имеется ряд заключений акад. А. Н. Заварицкого (1934), М. П. Русакова (1941), Н. А. Фокина (1946), С. С. Мкртчяна и П. С. Саакяна (1952).

Геологическое строение. Участок Ахтальского месторождения сложен вулканогенными породами средней юры, кварцевыми порфирами и перекрывающей их мощной толщей темно-зеленых порфиритов и их туфобрекчий. В порфиритовой толще местами отмечены прослои

туфопесчаников и углистых сланцев. Над туфобрекчиями залегает толща туфопесчаников. Наиболее молодыми по возрасту образованиями являются четвертичные андезито-базальты, развитые вдоль ушей рек Уч-Килиса и Дебед.

Породы жильной фации, развитые на территории Ахтальского месторождения, пересекают все породы месторождения за исключением базальтов. Представлены они дайками (средней мощностью 1—5 м), простирающимися в меридиональном и широтном направлениях. В выработках штольни № 7 отмечены дайки ортофиоров, а в остальных — плагноклазовых порфиоров, фельзит-порфиоров, диабазовых порфиритов.

Непосредственно на площади месторождения выходы интрузивных пород не зафиксированы. Однако они обнажаются на значительных площадях у станции Ахпат (Ахпатская интрузия), у с. Кохб (Кохб-Шнохская интрузия) и в верховьях р. Уч-Килиса (Уч-Килисинская интрузия). По мнению ряда исследователей, все они представляют апикальные части крупного батолита.

Тектоника месторождения выражена элементами пликативной и дизъюнктивной дислокаций. Элементы пликативной дислокации четко фиксируются линией контакта кварцевых порфиоров и перекрывающей ее толщи.

Элементы залегания кварцевых порфиоров и порфиритов показывают, что породы кварц-порфировой и перекрывающей ее толщи собраны в антиклинальную складку, простирающуюся в общекавказском направлении СЗ—300°. Ось складки проходит через месторождение Ахтала в СЗ направлении в сторону рудника Шамлуг и с. Бендик.

Элементы дизъюнктивной дислокации представлены нарушениями ССВ направления (сбросы и сдвиги), разобщающими площадь Ахтальского месторождения на ряд параллельно вытянутых в СВ-ЮЗ направлениях блоков. Из указанных блоков подземными выработками изучены только два центральных блока — третий и четвертый. Блоки эти отделяются друг от друга разрывным нарушением сбросо-сдвигового характера. Это нарушение имеет крутое падение на ЗСЗ и сопровождается зоной раздробленных пород, иногда несущими в себе обломки, а нередко валуны породы с полиметаллической рудой, диаметром до 0,3—0,4 м.

Нарушение прослежено во многих подземных выработках штолен № 4, 2, 7, 9. Всюду в этих выработках зафиксировано падение плоскости разлома на ЗСЗ—280° под углом 65—70°, что указывает на весьма выдержанный характер его. Указанное нарушение как сбросовое впервые было описано В. Г. Грушевым, а позже О. С. Степаняном. В 1946 г. Н. А. Фокин в сводном отчете по Ахтальскому месторождению данное нарушение рассматривал как плоскость контакта между кварцевыми порфирами и покрывающей их толщей. М. Л. Лачинян рассматривает его как сдвиг, поскольку его перемещение в горизонтальной плоскости превышает перемещение по вертикали.

По данным М. Л. Лачиняна, все зафиксированные на месторождении главные меридиональные нарушения являются исключительно пострудными. Однако, как показали исследования, проведенные за последние годы, разрывные нарушения близмеридионального простираения имеют дорудный характер, они существовали до минерализации, но наиболее интенсивные движения по ним происходили после завершения процессов гидротермальной деятельности и рудоотложения. По данным ряда исследователей, главное близмеридиональное нарушение представляет собой довольно четко выраженную тектоническую зону, протягивающуюся на юго-запад в сторону Анкасара, а на северо-восток — в сторону г. Лысой.

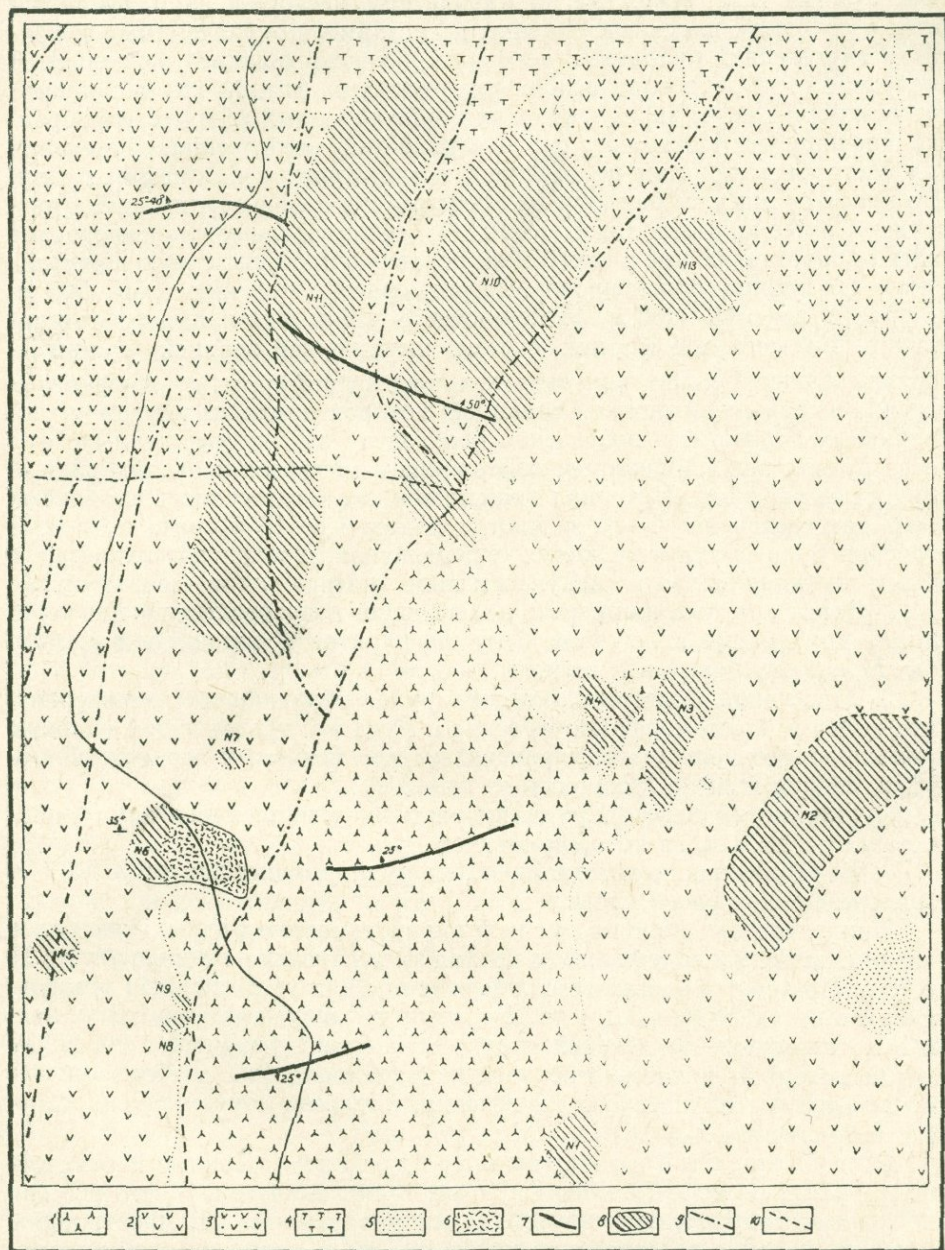


Рис. 7. Геологическая карта Ахталского месторождения, 1955 г.

Составил М. Л. Лачинян

Условные обозначения

1. Кварцевые порфиры.
2. Свита нижних порфиритов.
3. Свита красно-бурых порфиритов.
4. Свита микротуфокогломератов и туфопесчаников.
5. Свита светло-серых песчаников.
6. Отвалы рудничные.
7. Дайки диабазовых порфиритов.
8. Линзы полиметаллических руд.
9. Тектонические нарушения.
10. Предполагаемые тектонические нарушения.

Морфология, размеры и условия залегания рудных тел. Рудные тела, вскрытые на Ахтальском месторождении, представлены в основном плоскими линзами и гнездами, приуроченными к контакту вмещающих кварцевых порфиров и перекрывающей их толщи. В последние годы геологоразведочными работами (шт. № 28) обнаружен участок прожилково-вкрапленных руд, приуроченный к толще туфобрекчий порфиристов. Поскольку перспективность данного типа оруденения для месторождения пока не выяснена, останавливаться на нем не будем. Что касается линз, то размеры их невелики и в большинстве весьма различны. Самые крупные линзы № 10, 11, обнаруженные за последние годы и представляющие в настоящем основную промышленную ценность, имеют следующие ориентировочные размеры: по падению 350—500 м, по простиранию 80—100 м, по мощности 8—12 м. Все линзы характеризуются приплюснутой формой, с резко выраженной верхней границей, соответствующей линии контакта кварцевых порфиров и порфиристов и слабо выраженной нижней границей, которая проходит внутри толщ кварцевых порфиров и постепенно переходит от промышленных руд через руды с некондиционным содержанием металлов в окварцованные кварцевые порфиры. Интервал промышленного оруденения в кварцевых порфирах составляет 5—10 м, иногда доходит до 15 и более метров. В строении рудных тел намечается определенная последовательность, в общем представленная в следующем виде (разрез линз сверху вниз):

1. Барит красный или серый, залегающий непосредственно или через глинку притирания в лежащем боку порфиристовой толщ—под контактом. Мощность баритовой залежи 1—3 м.

2. Массивная полиметаллическая руда, обладающая тонкозернистым, местами коллоидным строением. Руда эта представляет главную промышленную ценность и характеризуется богатыми содержаниями цинка, свинца и меди. Мощность от 1 до 3 м.

3. Полиметаллическая руда прожилково-вкрапленного типа мощностью от 3 до 6 м, за которой следует

4. Вкрапленная полиметаллическая руда мощностью от 3 до 4 м в промышленной своей части.

Ниже залегают породы с редкой вкрапленностью рудных минералов с некондиционным содержанием металлов; мощность их варьирует от 10 до 15 м. По данным большого количества пробуренных скважин установлено, что на расстоянии от 4 до 15 м ниже разведываемых линз после полного исчезновения оруденения в рудовмещающих кварцевых порфирах иногда появляются небольшие участки вкрапленного, в большинстве случаев полиметаллического оруденения, с низким содержанием основных компонентов.

Структурный контроль оруденения. Данные вертикальных разрезов по выработанным рудным телам показывают, что все они в основном приурочены к крутопадающим трещинам СВ простирания, имеющим падение на запад под углом 60—80°. Среди них особый интерес представляет так называемое «меридиональное нарушение», имеющее ССВ простирание, к которому приурочены наиболее крупные рудные тела—линзы № 10 и 11, а также оруденение Анкасарского участка, являющегося ЮЮЗ продолжением Ахтальского рудного поля. Наряду с меридиональными, немаловажное значение имеют и широтные разломы, детально изученные М. Л. Лачиняном. Согласно мнению последнего, все они имеют большей частью взбросовый характер, что вполне увязывается с характером этих же нарушений на Шамлугском руднике.

По мнению ряда исследователей, к стыку этих нарушений приурочены и более крупные рудные тела. Наряду с указанными выше нарушениями, благоприятным фактором для локализации оруденения, безуслов-

но, являлся и контакт кварцевых порфиров с покровными порфиритами, который сыграл экранирующую роль в локализации оруденения. С другой стороны, наличие прожилково-вкрапленного оруденения в туфобрекчиях порфиритов (штольня № 28), а также рудные проявления в более глубоких горизонтах толщи кварцевых порфиров явно свидетельствуют о том, что контролирующая роль этого контакта для оруденения не является решающей. Практика разведки Шамлугского рудника показала полную перспективность толщи туфобрекчий порфиритов в смысле содержания кондиционного оруденения, и в этом отношении толщина туфобрекчий на участке Ахтальского рудника также может представить интерес.

Из вышеизложенного следует, что основными рудоконтролирующими структурами, безусловно, являются нарушения СВ простирания, которые в совокупности с породами, легко поддающимися замещению, или при наличии экранирующих пород или зон дробления способствуют локализации оруденения и образованию промышленных залежей руд.

Одним из благоприятных факторов локализации оруденения следует считать также наличие брахиантиклинальных складок, к присводовым частям которых обычно приурочивается большинство разрывных нарушений.

Типы руд. Руды Ахтальского месторождения относятся к полиметаллическому типу семейства колчеданных руд. По содержанию металлов руды линз 10 и 11 относятся к медно-свинцово-цинковому типу, в котором цинк преобладает над свинцом, а последний—над медью. Содержание меди, свинца и цинка в руде характеризуется соотношением 1:2:6.

По минеральному составу на месторождении выделяются серно-медноколчеданная, медно-цинковая и медно-свинцово-цинковая разновидности руд, соответствующие определенным стадиям метасоматической переработки пород рудоносными растворами.

С промышленной точки зрения, на месторождении выделяются следующие три разновидности руд, полностью соответствующие их градации по текстурным особенностям.

1. Массивные руды с содержанием суммы металлов ($\text{Cu} + \text{Pb} + \text{Zn}$) не менее 10%. Эти руды характеризуются следующим средним содержанием компонентов: Pb —5,73%, Zn —13,00%, Cu —1,97%, Fe —6,19%, Cd —0,10%, As —0,03%, Sb —0,05%, Au —0,8 г/т, Ag —66,0 г/т.

2. Прожилково-вкрапленные руды с содержанием суммы металлов от 2,5 до 10%. Этот тип руд содержит: Pb —1,25%, Zn —3,37%, Cu —0,57%, Fe —3,30%, Cd —0,30%, As —0,01%, Sb —0,03%, Au —0,5 г/т, Ag —32 г/т.

3. Вкрапленные руды, в которых содержание суммы металлов не более 1,5—2,5%. Для них характерно следующее содержание компонентов: Pb —0,78%, Zn —0,93%, Cu —0,65%, Fe —4,18%, Cd —0,02%, As —0,01%, Sb —0,04%, Au —0,6 г/т, Ag —6,8 г/т.

Вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные руды в простирании довольно отчетливо разграничены и в общем в такой же последовательности сменяют друг друга по мере продвижения от лежащего к висящему боку рудных тел.

Каждый тип руд занимает определенное место в общем разрезе линз, хотя все они в целом образовались в результате единого процесса метасоматической переработки вмещающих пород гидротермальными растворами.

Руды Ахтальского месторождения отличаются также по текстурно-структурным особенностям.

Среди текстур развитием пользуются: массивная, прожилково-вкрапленная, брекчиевидная, брекчиевая текстуры. Наибольший интерес среди отмеченных типов представляют руды массивной текстуры. Макроскопически среди них выделяются две разности: крупнокристаллические, сложенные кристаллическим сфалеритом, халькопиритом и отчасти борнитом, и руды тонкозернистые, плотные, состоящие или из пирит-халькопиритовой, или же из галенит-сфалеритовой массы.

Мелкозернистые массивные руды, сложенные сростаниями пирита, сфалерита, галенита и халькопирита, пользуются относительно широким развитием на месторождении и представляют собой главный промышленный интерес. По данным химических анализов эти руды содержат: Se от 0,0025 до 0,018%, Te от 0,0006 до 0,0017%, Ge от 0,001 до 0,0022% и Ga от 0,0002 до 0,0006%.

Для руд массивной тонкозернистой текстуры в ряде случаев характерны колломорфные микротекстуры.

Для руд месторождения довольно распространены и текстуры пересечения. Особенно широко развиты текстуры пересечения рудных минералов баритом или карбонатом. Определенный интерес представляют текстуры, образованные при пересечении пиритовой руды прожилками сфалерит-халькопиритового или иного состава.

На месторождении сравнительно широко представлены брекчиевые текстуры, образованные в результате брекчирования и раздробления руд предыдущей стадии минерализации. Так, руды медно-цинковой стадии минерализации зачастую брекчируются и цементируются, а иногда и пересекаются рудами сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Особенно широким развитием пользуются брекчиевые текстуры, образованные при наложении баритовой стадии минерализации. Руды вкрапленной текстуры, образованные путем замещения кварц-серицитовой породы, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, пользуются значительным развитием, однако в большинстве случаев промышленного интереса не представляют. На основе вышеизложенного на месторождении отчетливо выделяются следующие минеральные ассоциации: 1) пиритовая, 2) халькопирит-сфалеритовая с примесью борнита и теннантита и 3) галенит-сфалеритовая с примесью борнита, халькопирита, теннантита, халькозина, «аксессуарного» реньерита и серебросодержащих минералов.

Характерной особенностью перечисленных выше ассоциаций является их тесная наложенность друг на друга и метасоматическое развитие одной минеральной ассоциации по другой.

Минеральный состав руд. В минеральном отношении состав руд Ахталского месторождения относительно прост, хотя и отличается большим разнообразием минеральных видов.

Минералогия месторождения достаточно подробно изложена в работах О. С. Степаняна (1938), И. Г. Магакьяна (1948), Э. А. Хачатуряна (1955). В той или иной степени по мере изучения месторождения пополнялся список минералов и выяснялся вопрос последовательности их выделения.

Сфалерит является главным минералом полиметаллического типа руд и достигает иногда до 40—45% общей площади штуфа или шлифа. Представлен обычно темноокрашенной разностью, хотя встречаются и светлоокрашенные разности.

На месторождении выделяются две генерации сфалерита. Сфалерит первой генерации, пользующийся на месторождении наиболее широким развитием, наблюдается обычно в ассоциации с минералами медно-цинковой стадии минерализации—халькопиритом, отчасти борнитом. Обычно обладает хорошо выраженными контурами и размерами зерен

от 0,5 до 2 мм. При травлении выявляет хорошо выраженное двойниковое строение. Наблюдается в тесных сростаниях с халькопиритом I генерации и, судя по структурным взаимоотношениям, является близко-одновременным образованием с ним. На месторождении известны крупнозернистые сплошные руды, сложенные в основном сфалеритом I и

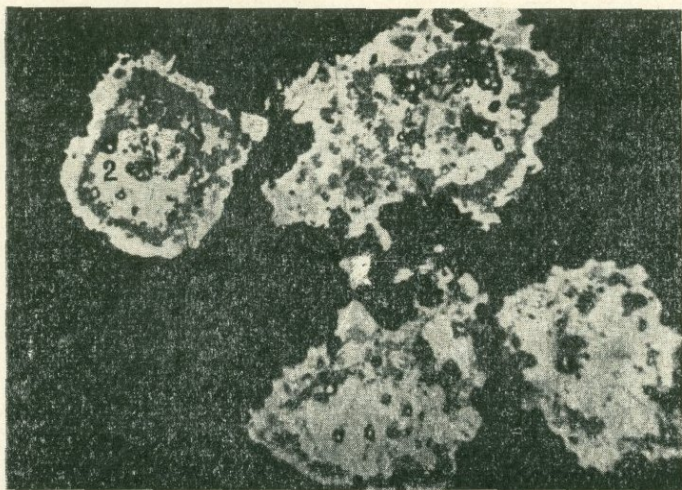


Рис. 8. Замещение зональных зерен сфалерита (1) халькопиритом (2) Мелкие рельефные зерна в халькопирите и сфалерите—пирит, черное—нерудный минерал. Полированный шлиф, $\times 115$.



Рис. 9. Дробление и замещение сфалерита (1) галенитом (2). Выделения чешуек серицита (3) в полях галенита. Полированный шлиф, $\times 100$.

халькопиритом I генераций. Очень часто сфалерит содержит в себе эмульсионную вкрапленность халькопирита и борнита. По данным спектрального анализа, сфалерит I генерации содержит: Cu—0,1—0,3%, Pb—0,01—0,03%, Fe—0,3—1,0%, Mn—0,003—0,01%, Ag—0,0003%, Cd—1,0%, Ga и Ge—0,001%.

Сфалерит II генерации наблюдается в ассоциации с минералами свинцово-цинковой стадии минерализации: галенитом, халькопиритом II, генерации, борнитом, акцессорным реньеритом, блеклыми рудами. В этой ассоциации он по времени выделения является наиболее ранним и интенсивно разъедается халькопиритом, галенитом, теннантитом. По данным спектрального анализа содержит: $\text{Cu} \sim 0,3\%$, $\text{Pb} \sim 0,3-1,0\%$, $\text{Fe} \sim 0,1-0,3\%$, $\text{Mn} \sim 0,01-0,03\%$, $\text{Ag} \sim 0,003\%$, $\text{Cd} \sim 1,0\%$, $\text{Ge} \sim 0,003\%$, $\text{Ga} \sim 0,003-0,01\%$.

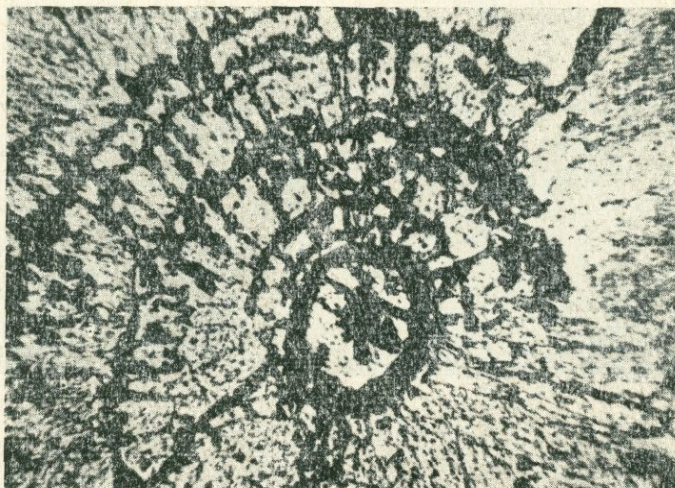


Рис. 10. Колломорфная почка пирита (светлое). Полированный шлиф, $\times 150$.

Халькопирит пользуется на месторождении довольно значительным развитием и является одним из основных компонентов руд. Наблюдается он в двух генерациях. Халькопирит I генерации тесно ассоциирует с минералами медно-цинковой стадии минерализации: со сфалеритом I генерации и борнитом. Взаимоотношения его со сфалеритом описаны выше: они являются близко-одновременными образованиями. Что касается его взаимоотношений с борнитом, то с последним он образует небольшие гнездовидные скопления в общей массе руды. По данным спектрального анализа халькопирит I генерации содержит: $\text{Pb} \sim 0,1\%$, $\text{Ag} \sim 0,01\%$, As и $\text{Cd} \sim 0,01\%$, $\text{Ge} \sim 0,0003\%$, $\text{Ba} \sim 0,3-1,0\%$, $\text{Sr} \sim 0,01-0,03\%$.

Халькопирит второй генерации пользуется на месторождении относительно ограниченным развитием и наблюдается в сростаниях с галенитом, сфалеритом и блеклой рудой. По времени выделения является более поздним, чем сфалерит: нередко наблюдается в форме тонких прожилков в полях сфалерита как I, так и II генераций. Халькопирит II генерации характеризуется следующим содержанием элементов: $\text{Pb} \sim 0,3\%$, $\text{Ag} \sim 0,003-0,01\%$, $\text{Sb} \sim 0,003\%$, $\text{Cd} \sim 0,003-0,01\%$, $\text{Ba} \sim 0,1\%$.

Пирит относится к широкораспространенным минералам и наблюдается в форме мелкой вкрапленности в нерудной массе и в виде хорошо образованных кристаллических и колломорфных образований, слагающих значительные участки в линзах 10 и 11. Зерна пирита почти всегда раздроблены и замещены более поздними сульфидами: халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом. В таких случаях наблюдаются петельчатые и коррозионные структуры замещения пирита борнитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. По данным спектрального ана-

лиза, кристаллический пирит содержит: $\text{Cu}—0,01—0,03\%$, $\text{Pb}—0,01\%$, $\text{Zn}—0,3\%$, $\text{Ag}—0,0003\%$, Ni и $\text{Co}—0,001\%$, $\text{Ba}—0,03—0,1\%$.

Колломорфный пирит пользуется на месторождении несколько ограниченным развитием в линзах 10 и 11; наблюдается в форме хорошо образованных почек или в виде мелких сферолитов. По времени образования колломорфный пирит является более ранним, чем остальные сульфиды, и замещается последними с образованием почек сложного строения. Особенно интересны его взаимоотношения с красным баритом, с которым образует колломорфные структуры замещения. Колломорфный пирит содержит: $\text{Cu}—0,3\%$, Pb и $\text{Zn}—0,1—0,3\%$, $\text{Ag}—0,01—0,03\%$, $\text{As}—0,1—0,3\%$, Sb и $\text{Ni}—0,01—0,03\%$, $\text{Co}—0,003\%$, $\text{Ba}—1,0\%$, $\text{Sr}—0,03\%$. По данным химических анализов, в пирите II генерации присутствуют: $\text{Se}—0,0015\%$, $\text{Te}—0,0012\%$.

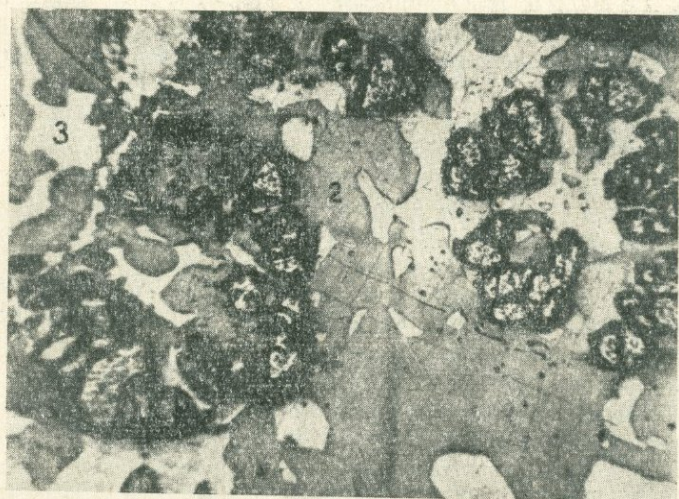


Рис. 11. Раскристаллизованные почки пирита (1), замещенные халькопиритом (2) и галенитом (3). Полированный шлиф, $\times 100$.

Взаимоотношения его с кристаллическим пиритом неясны, но, судя по общему строению рудных тел, он является несколько более поздним, чем кристаллический.

Борнит в ахтальской руде встречается относительно редко. На месторождении выделяется борнит двух генераций. Борнит I генерации наблюдается в ассоциации с халькопиритом I генерации (медно-цинковая стадия минерализации). Цвет ее коричневато-розовый. Борнит этот наблюдается в тесных срастаниях с халькопиритом I генерации, образуя вместе с ним решетчатые структуры замещения.

По данным спектрального анализа, борнит этот содержит: Sb и $\text{Cd}—0,03\%$, $\text{Pb}—0,03—0,1\%$, Zn и $\text{Ag}—0,1—0,3\%$, As и $\text{Sr}—0,3—1,0\%$, $\text{Ba}—1\%$ и $\text{Ge}—0,001\%$.

Борнит II генерации наблюдается в тесных срастаниях с халькопиритом, галенитом, халькозином. Иногда борнит встречается в шлифах в виде обособленных выделений, образуясь за счет полного замещения халькопирита. Количество его в шлифах весьма незначительное. Борнит II генерации характеризуется повышенными содержаниями Ag ($0,1—1,0\%$) и Ge (до $0,01\%$).

Самородное золото в рудах Ахтальского месторождения впервые описано И. Г. Магакьяном (1947). Выделение зерен самород-

ного золота им установлено по границе полей сфалерита и галенита. Э. А. Хачатуряном самородное золото в виде трех мельчайших и ангедральных удлиненных зерен размером 0,01—0,03 мм установлено в халькопирите, причем одно из золотинок тесно срастается с теннантитом.

Ренъерит является «аксессуарным» минералом и в ахталских рудах впервые описан Э. А. Хачатуряном и А. А. Коджояном (1960). Наблюдается в форме выделений неправильной формы в полях борнита, сфалерита и галенита. По времени выделения относится к наиболее поздним образованиям. Наблюдается в парагенетической ассоциации с халькопиритом II генерации, галенитом, халькозином, блеклыми рудами и борнитом II генерации.

Интересно отметить, что выделения германиевого минерала—ренъерита на месторождении наблюдаются именно в ассоциации с борнитом второй генерации.

Блеклые руды представлены тетраэдритом и теннантитом. В шлифах они обычно наблюдаются в сростании друг с другом, а также с галенитом и халькопиритом. По времени выделения являются более ранними, чем галенит.

Халькозин встречается редко в виде мелких ангедральных образований в тесной ассоциации с халькопиритом и борнитом. В полях борнита халькозин встречается в сростании с теннантитом. Иногда пластинки борнита в виде мельчайших включений находятся в полях халькозина, чем и объясняется розоватый оттенок последнего.

Кроме описанных, в рудах Ахталского месторождения, в различных парагенетических ассоциациях в последнее время обнаружены: аксессуарный германит, дигенит, ялпаит, штроейерит, стефанит и ряд других редких минералов.

Из нерудных минералов широко развиты барит и кварц.

Барит представлен в основном красно-бурой и серовато-белой разноцветностью. По времени выделения является наиболее поздним минералом.

Кварц пользуется на месторождении значительным развитием, тесно сопутствует рудному процессу. Обычно проявляется в форме ряда генераций, предшествующих и сопутствующих рудному процессу.

Кроме основных полезных компонентов, руды Ахталского месторождения, по данным Э. А. Хачатуряна и Г. Е. Кочиняна, содержат редкие и рассеянные металлы, значительно повышающие ценность руд месторождения. Среди них следует отметить присутствие кадмия, галлия, германия, иттрия, стронция, мышьяка, сурьмы и др.

Содержание перечисленных элементов в различных типах руд и отдельных мономинеральных фракциях колеблется от тысячных до сотых долей процента, а для отдельных металлов—доходит до десятых долей процента.

Наиболее типичными и распространенными в рудах Ахталы являются кадмий и германий. Кадмий геохимически тесно связан с цинком, концентрируется в сфалерите; содержание его колеблется в пределах 0,1—0,3% и нередко доходит до 1—3%. При флотации руд Ахталского месторождения кадмий почти полностью переходит в цинковый концентрат и при последующей переработке этих концентратов извлекается из них.

Германий отмечается в различных мономинеральных фракциях в количестве от 0,003 до 0,01%, но главным минералом—носителем германия является борнит, который содержит десятые доли процента этого металла. Такое повышенное содержание германия в борните объясняется присутствием в нем германийсодержащих минералов—ренъерита и германита. Обнаружение минералов германия в рудах Ахталского

месторождения представляет научный интерес и промышленной ценности с точки зрения возможности его попутного извлечения при переработке руд не имеет.

Стадии минерализации и некоторые особенности процесса рудообразования. Вопрос образования и отложения серно-медноколчеданных и связанных с ними полиметаллических руд является дискуссионным и окончательно не решенным. Одни исследователи процесс образования колчеданных месторождений считают результатом медленной эволюции единого раствора, а другие принимают стадийный характер развития оруденения с отчетливо выраженными разновозрастными парагенезисами минералов.

В некоторой степени это относится и к колчеданным месторождениям Алавердского рудного района. В ранних работах исследователей, изучавших Алавердское, Шамлугское медные и Ахталское барито-полиметаллическое месторождения, о стадиях минерализации упоминается вскользь и в самых общих чертах. Определенную ясность в этот вопрос внес И. Г. Магакян (1947), выделив ряд рудных формаций (серноколчеданную, медно-серноколчеданную, полиметаллическую, борнитовую, галенитовую, баритовую), а позднее—А. Г. Казарян и С. В. Казарян (1961), установив шесть стадий минерализации на Ахталском месторождении. Придерживаясь классификации И. Г. Магакяна, Н. М. Чернышов (1962) для месторождения установил четыре главные и качественно различные стадии минералообразования. Вместе с тем весь процесс рудообразования он подразделил на два этапа: а) главных сульфидный и б) карбонатно-баритовый с сульфидами, разобщенные во времени внедрением жильной серии третичного возраста. Нам же многостадийный процесс рудообразования (рудный этап) представляется единым, который четко отбивается от самого раннего, предрудного этапа.

Исследования, проведенные нами по изучению минерального состава руд, взаимоотношений минералов в рудных телах, текстурно-структурных особенностей различных типов руд, позволяют выделить ряд парагенетических ассоциаций минералов, которые являются следствием многостадийного процесса рудообразования. К ним относятся следующие парагенезисы: кварц-хлорит-пирит I, пирит II-халькопирит I-сфалерит I-борнит I с некоторой ролью самородного золота и виттихенита, сфалерит II-халькопирит II-теннантит-галенит-борнит II с небольшой примесью реньерита, тетраэдрита, халькозина и группы серебросодержащих минералов.

Следует подчеркнуть, что германий- и серебросодержащие минералы в этой ассоциации приурочены преимущественно к локально развитым борнит-теннантитовым рудам.

Процессы, приведшие к образованию перечисленных парагенетических ассоциаций минералов, имели непрерывно-прерывистый характер и протекали в едином рудном этапе, который нами подразделяется на пять отчетливо выраженных стадий минерализации: 1) серноколчеданную, 2) медно-цинковую, 3) полиметаллическую, 4) сульфатную (баритовую) и 5) карбонатную.

К началу рудного этапа относится выпадение пирита и сопутствующих ему нерудных минералов—кварца и хлорита. Серноколчеданные руды образуют небольшие скопления и пользуются ограниченным развитием.

Для второй стадии минералообразования характерной чертой является уменьшение процесса пиритизации, который сопровождается, а затем сменяется отложением халькопирита и сфалерита, с заметным преобладанием последнего к концу стадии. Подобно серноколчеданной,

оруденение медно-цинковой стадии имеет небольшое распространение, но отличается от первой большим количеством сопутствующих минералов.

Третья, полиметаллическая стадия рудообразования для Ахтальского месторождения является главной и характеризуется привносом свинца и значительным возрастанием привноса цинка. Metасоматические процессы в эту стадию достигают значительной интенсивности; выпадение главной массы сфалерита и галенита происходит путем замещения ими ранее отложившихся сульфидов. Небольшая часть сульфидов цинка и свинца отлагается в трещинках, образуя маломощные прожилки и вкрапленность во вмещающих кварцевых порфирах.

Изменения в боковых породах в третью стадию (в особенности в конце процесса) происходят при высокой активности кремнекислоты и калия. Выделения позднего серицита, развивающегося в зонах дробления в сфалерите II и халькопирите II, по-видимому, образуются после отложения сульфидов, в конце этой стадии минерализации.

Вместе с галенитом и сфалеритом, при общем преобладании последнего над галенитом, образуются халькопирит, пирит, борнит, блеклые руды, халькозин, акцессорные реньерит и германит, самородное серебро, аргентит, штроейерит, ялпаит и др. минералы. С собственно полиметаллическими рудами связана также главная масса элементов-примесей (Cd, Ge, Se, Te, Ag и др.)

Четвертая, сульфатная стадия рудного процесса характеризуется обильным привносом бария, который в виде барита отлагается в всячем боку полиметаллических рудных тел, образуя залежи мощностью до 3 м.

Формирование залежей массивного барита происходило в окислительной обстановке с появлением в растворах достаточной концентрации комплексного аниона $[SO_4]^{2-}$. Известно, что катион S^{6+} , как продукт высшего окисления серы, входит в состав комплексного аниона $[SO_4]^{2-}$, устойчивого лишь в явно окислительных условиях (Бетехтин, 1955). На явно окислительную обстановку указывает также широкое развитие на месторождении красного барита с тонко распыленной дисперсной окисью железа.

На основании сонахождения барита с пиритом и их тесных взаимоотношений некоторые исследователи рудный процесс подразделяют на два этапа и считают, что более раннее пирит-баритовое оруденение разорвано во времени большим перерывом от полиметаллического. Однако, судя по взаимоотношениям минеральных парагенезисов, баритовое оруденение является более поздним по отношению к полиметаллическому. Что же касается пирита и барита, то они являются одновременными образованиями единого рудного процесса. Колломорфные выделения пирита, как правило, разъедены и замещены серым и красным баритом.

Пятой и завершающей является карбонатная стадия минерализации, которая на месторождении пользуется ограниченным распространением и так же, как и баритовая, считается безрудной. Кальцитовые прожилки обычно пересекают как сульфидные, так и массивные баритовые руды. Нередко сульфиды—пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и др. замещены кальцитом; залежи же красного барита пересечены жилами и прожилками белого кальцита.

Весь рудный этап минералообразования представляет собой единый процесс, который протекал в течение пяти основных последовательно сменяющихся друг другом стадий рудоотложения. Несомненно, что эти стадии развивались в тесной взаимосвязи с тектоникой; отдельным стадиям предшествовали тектонические подвижки различной интенсивности.

Наиболее значительный перерыв в минералообразовании при этом отмечается между предрудным и рудным этапами.

Перспективы месторождения. Оруденение на Ахталском месторождении приурочено в основном к кварцевым порфирам. Рудные тела, представленные линзами, гнездами полиметаллической руды и залежами барита, залегают в самых верхах толщи кварцевых порфиров, у контакта их с покровной толщей порфиритов. Последние, по общему признанию, играли роль экрана для поднимавшихся с глубин рудоносных растворов и способствовали концентрации руд у их основания, главным образом у пологих или куполовидных контактов. Однако отмеченные контакты являются одним из благоприятных факторов в локализации оруденения. Детальными поисковыми и разведочными работами установлено, что оруденение частично распространяется и в толщу порфиритов там, где они пересекаются дорудными трещинами. Вдоль последних, как правило, отмечается гидротермальное изменение пород такого же характера, что и в кварцевых порфирах, и рудная минерализация аналогичного состава. Однако оруденение в порфиритах не выходит обычно за пределы отмеченных трещин в силу большой плотности этих пород.

Разведочными работами установлено распространение оруденения также в толще кварцевых порфиров на более глубоких горизонтах, удаленных от их контакта с порфиритами. Здесь установлены небольшие скопления серно- и медноколчеданного оруденения.

Таким образом, оруденение имеет значительное вертикальное развитие, измеряемое сотнями метров.

Интересные данные были получены при выяснении границ площади развития оруденения.

За весь период изучения и разработки месторождения, исчисляемый сотнями лет, геологоразведочные и эксплуатационные выработки не выходили за пределы сравнительно небольшого блока, ограниченного двумя разрывными нарушениями близмеридионального простиранья. Последним одни исследователи приписывали контролирующую роль в локализации оруденения в пределах указанного блока, а другие считали их пострудными.

Исследования, проведенные за последние годы, позволили установить, что разрывные нарушения близмеридионального простиранья существовали до процессов рудообразования, но наиболее интенсивные движения по ним происходили после завершения процессов гидротермальной деятельности и рудоотложения.

Установление повторных подвижек пострудного характера вдоль главного разлома имело большое значение для оценки перспектив месторождения и определения направления на нем дальнейших геологоразведочных работ. Впервые за длительный период изучения и разработки месторождения разведочные выработки прошли к западу от разлома и установили сброшенную часть рудного поля месторождения (с амплитудой вертикального смещения в 70—80 м), полностью подтвердив вывод о распространении оруденения к западу от него. Рудные тела, выявленные и оконтуренные буровыми скважинами в этой сброшенной части месторождения, оказались более крупными, чем все ранее известные на месторождении. Полученные результаты позволили резко расширить учтенные по месторождению запасы руд и, главное, создали благоприятные перспективы для поисков руд к северо-западу от месторождения, по направлению к Шамлугскому месторождению.

В связи с полученными результатами значительный интерес приобрели также южный и восточный фланги месторождения; здесь рудонос-

ные кварцевые порфиры погружаются под толщу порфиритов и геологическая обстановка совершенно аналогична северной части месторождения, где до сего времени были сосредоточены все геологоразведочные и эксплуатационные работы.

С целью выяснения дальнейших перспектив Ахтальского рудного поля и направления поисково-разведочных работ Институтом геологических наук в течение 1960—1961 гг. проводились комплексные работы. В результате этих исследований с применением геохимических, гидрогеохимических и геофизических методов поисков в районе Ахтальского месторождения и на самом рудном поле оконтурены аномалии по первичным и вторичным ореолам рассеяния элементов-индикаторов, представляющие интерес для проверки буровыми скважинами и горными выработками.

Данные, полученные в результате проведенных исследований, переданы Ахтальскому руднику для использования.

Из участков, непосредственно прилегающих к Ахтальскому и Шамлугскому месторождениям, особый интерес представляют Анкасарский и Сангярский участки.

Участок Анкасар (Тохмах-Кала) расположен в 3 км к западу от ст. Ахтала ЗКВ ж. д. и в 2 км к ЮЗ от Ахтальского месторождения; находится на СВ отроге Тохмах-Кала (1114,4 м). Абсолютные отметки колеблются в пределах 1000—1300 м.

В геологическом строении Анкасарского участка принимают участие андезитовые порфиры (дебедская свита) и туфобрекчии порфиритов (кошабердская свита) байоса, имеющие ССЗ (340—360°) падение с углом падения 15—30°. Из жильных пород на участке широко развиты кварцевые плагиопорфиры, альбитофиры, габбро-диабазы, андезитовые порфиры и кварцевые порфиры. На участке Анкасарского проявления меди широким площадным развитием пользуются гидротермально измененные породы, которые по степени измененности подразделяются на две группы: 1) осветленные породы, сохранившие свой первоначальный облик, и 2) интенсивно измененные кварцево-серицито-хлоритовые и кварцево-серицитовые разности, в которых первоначальный облик породы полностью затушеван.

В тектоническом отношении участок расположен на северо-восточном крыле Дебедской антиклинали, примерно в сводовой части. Крыло это осложнено большим количеством разрывных нарушений, преобладающими в которых являются разрывные нарушения СВ и СЗ простирания.

Среди структур СЗ простирания наиболее характерным является нарушение, прослеживающееся в центральной части участка примерно на 900 м с падением на юго-запад под углом 40—50°. Вскрыто это нарушение штольней № 3 и скважинами. По этому нарушению смещены контакты пород и дайки с амплитудой смещения 6—10 м.

В общей зоне гидротермально измененных и рудоносных пород, имеющей СВ простирание и прослеженной примерно на 500 м при средней мощности 180 м, оруденение представлено прожилково-вкрапленным типом, гнездами и гнездовидными включениями массивной руды, слагающими невыдержанные рудные тела.

Руды сложены типичными для серно-медноколчеданных месторождений минералами. Главными являются халькопирит, пирит. Второстепенные представлены сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами, магнетитом, гематитом и др. По данным Управления геологии среднее содержание меди по штольне № 1 при мощности рудного тела 30 м составляет

1,49%. В рудах отмечается также наличие: Au—0,46 г/т, Ag—274 г/т, Se—23,3 г/т, Te—7,3 г/т, Ge—0,58 г/т. Содержание благородных и редких элементов в зоне гидротермально измененных рудоносных пород составляет: Au—0,10 г/т, Ag—2,17 г/т, Se—14,5 г/т, Te—7,9 г/т, Ge—0,68 г/т.

Анкасарский участок в геолого-структурном отношении является юго-западным продолжением Ахтальского месторождения, заслуживает, несомненно, внимания и дальнейшего изучения с целью оконтуривания рудных тел, прослеживания рудоносной зоны и выявления новых рудоносных участков.

Геологическое строение участка, наличие здесь рудоконтролирующих структур и развитие вдоль них гидротермально измененных пород с медным оруденением говорят в пользу Анкасарского участка. Поисково-разведочные работы должны вестись с учетом расположения рудоносного участка в районе пересечения структур СВ и СЗ направлений, образующих здесь рудный узел.

Следует отметить, что концентрация редких и рассеянных элементов, особенно селена, образующего промышленные концентрации как в рудах, так и в горной массе рудоносной зоны, повышает ценность руд Анкасарского участка. Для выяснения перспектив всей этой площади в целом можно рекомендовать проведение геофизических и гидрогеохимических исследований.

Сангярский участок расположен в 3 км к юго-востоку от Шамлугского месторождения. С Шамлугским месторождением участок связан проселочной дорогой протяженностью в 6,5 км.

В геологическом отношении Сангярский участок располагается на продолжении структур Шамлугского месторождения в восточном направлении.

В геологическом строении участка месторождения принимают участие туфобрекчии порфиритов, кварцевые кератофиры, мандельштейновые андезитовые порфириты и туфопесчаники. Жильные породы представлены исключительно плагиогранит-порфирами.

В тектоническом отношении участок расположен на северо-восточном крыле Алавердской антиклинали. На участке месторождения развиты преимущественно трещины СЗ простираения, заполненные кварц-карбонатной массой.

Окварцованные зоны, выявленные Р. К. Милосердовой, имеют меридиональное направление, переходя в прожилки кварц-карбонатного состава. Падают зоны на север, СВ и восток под углом от 45 до 80°. Зоны представляют собой полосы окварцованных пород с густой сетью кварц-карбонатных прожилков. Зальбанды зон выражены довольно отчетливо, часто с глиной притирания.

Рудные минералы представлены халькопиритом, реже пиритом. Кроме зон, на участке месторождения выявлена маломощная кварц-карбонатная жила с прожилками халькопирита. Жила на поверхности прослеживается на 10 м, падает на СВ под углом 70°.

По мнению ряда геологов, Сангярский участок не представляет промышленного интереса и участок в целом не заслуживает проведения геологоразведочных работ. Однако геологоструктурные предпосылки говорят о том, что Сангярский участок может представить определенный интерес, если разведать его более глубокие горизонты. При этом следует учесть, что к востоку рудоносная толща в общем погружается и, следовательно, ожидать кондиционного оруденения близ поверхности не приходится.

Весь этот участок является слабо обнаженным, покрыт лесом, что

затрудняет проведение съемочных и поисковых работ. С целью определения направления поисковых и разведочных работ можно рекомендовать проведение на этой площади гидрогеохимической съемки и геофизических исследований.

4. АГВИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения. Агвинское медное месторождение расположено в 4 км к западу от ж.-д. ст. Санаин и в 10 км от Алавердского медно-химического комбината.

Месторождение разведывалось в прошлом французскими концессионерами. В 1935 г. изучением Агвинского месторождения занимался И. В. Барканов. В 1940—1941 гг. геологоразведочные работы проводились Армгеолуправлением под руководством Х. Г. Байчарова. Геологоразведочные работы, приостановленные в связи с войной, были возобновлены в 1954 году. В 1957—1958 гг. месторождение было осмотрено Алавердской экспедицией ИГН Академии наук Армянской ССР.

Геологическое строение. В геологическом строении района месторождения принимают участие порфириды, песчаники, туфопесчаники средней юры и порфириды, их туфы, туфобрекчии, фельзитовые туфы и кислые эффузивные породы среднего эоцена.

В структурном отношении месторождение приурочено к пологому юго-западному крылу Алавердской антиклинальной складки, осложненному мелкой складчатостью и крутыми сбросами северо-западного близмеридионального простирания.

Контролирующими оруденение структурами являются близмеридиональные разрывные нарушения, вдоль которых в том же направлении вытянуты рудоносные зоны.

Форма, размеры и условия залегания рудных тел. Месторождение со своими пятью участками занимает площадь примерно 10 кв. км. Медное оруденение Агвинского месторождения представлено тремя зонами и четырьмя жилами, которые изучены пока недостаточно.

Зоны гидротермально измененных пород простираются в северо-восточном, северо-западном направлениях ($320-360^\circ$), падают на СЗ и СВ под углом $70-80^\circ$. Зоны прослежены на 300—330 м при переменной мощности 1—2 м на севере и 8—10 м на юге. Главный рудный минерал халькопирит в зонах образует вкрапленность и мелкие прожилки; халькопирит встречается также в боковых породах. В пределах зон оруденение распределено неравномерно и представлено отдельными обогащенными участками в виде линз, гнезд и скоплений. Содержание меди в зонах колеблется в пределах 0,06—2,3%.

Жильный тип оруденения представлен кварц-халькопиритовыми жилами, которые прослеживаются в близмеридиональном направлении на 180 м при мощности 1,0—1,4 м. Содержание меди в жильной массе колеблется в пределах 1,33—2,14%.

В тесной связи с медным оруденением на месторождении установлено также присутствие Se в количестве 20 г/т и Te—3 г/т.

Минеральный состав руд Агвинского месторождения относительно прост; наиболее распространенными минералами являются халькопирит и пирит; в небольшом количестве местами встречаются гематит, сфалерит, галенит, а из вторичных—борнит, халькозин, ковеллин и малахит. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, хлоритом.

Для руд Агвинского месторождения характерны вкрапленные, прожилково-вкрапленные и особенно брекчиевые текстуры. Последние весьма характерны для жильного типа оруденения.

Перспективы и направление работ. Агвинское месторождение в геологоструктурном отношении имеет много общих черт с Алвардским (Палан-Темянским) месторождением. Здесь, так же как и на Алвардском месторождении, в локализации оруденения решающую роль играет структурный фактор. С этой точки зрения, перспективы Агвинского месторождения следует рассматривать в тесной связи с Алвардским. На данном этапе изученности месторождения необходимо доразведать выявленные зоны и жилы на глубину с оконтуриванием их в пределах рудного поля и проследить их далее на север.

В 1957—1958 гг. в районе Агвинского месторождения Управлением геологии были проведены геофизические исследования комплексом спектрометаллометрической съемки, магниторазведки и электроразведки. В результате этих исследований на северном фланге месторождения Агви по металлометрическим ореолам было отмечено медное оруденение. По результатам магнитной съемки и электропрофилирования оказалось возможным прослеживание гидротермально измененных зон.

Учитывая положительные результаты геофизических исследований, следует рекомендовать их продолжение, в частности, в районе между месторождениями Агви и Алвард.

5. МЕСТОРОЖДЕНИЕ АЛВАРД (ПАЛАН-ТЕКЯН)

Общие сведения. Алвардское месторождение меди находится в 15 км к северо-западу от гор. Алаверди.

Месторождение в небольшом объеме разведывалось французскими концессионерами еще до начала первой мировой войны (1914 г.). Геологоразведочные работы, после длительного перерыва, здесь были возобновлены в 1937 г. Начиная с 1957 г. Управлением геологии в районе месторождения проводятся поисково-разведочные работы.

Геологическое строение. Район месторождения сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами юры (байос), верхнего мела и среднего эоцена. Месторождение приурочено к порфиритам и туфам байоса.

В северо-восточной части района известны выходы интрузивных пород, которые представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами.

В структурном отношении район месторождения представляет северо-западное продолжение крупной Алавердской антиклинали, ось которой погружается по направлению к месторождению, в связи с чем юрские вулканогенные образования здесь перекрываются меловыми и эоценовыми отложениями. Крылья складки осложнены второстепенной складчатостью, разорваны сбросами и прорваны интрузиями.

Форма, размеры и условия залегания рудных тел. В морфологическом отношении месторождение представлено четырьмя крутопадающими зонами прожилково-вкрапленного оруденения северо-западного простирания ($300-320^\circ$).

Зоны сложены кварц-сульфидными и кальцитовыми разноориентированными жилами и многочисленными прожилками, но в общем вытянутыми в направлении простирания зон.

Выявленные четыре зоны расположены параллельно друг другу на расстоянии примерно 20—80 м.

Первая зона прослежена по простиранию на 0,8 км. Представлена она гидротермально измененными, окварцованными брекчиями порфирита с многочисленными кварцевыми и кальцитовыми прожилками с сульфидным оруденением. Простирание зоны северо-западное ($300-310^\circ$), мощность от 7 до 20 м.

Среднее содержание меди на верхнем горизонте 0,22%, а на глубине 40 м от поверхности 0,49%.

Вторая зона протягивается параллельно первой на 150 м и расположена к юго-западу от нее на расстоянии 40—60 м. Мощность зоны в центральной части составляет 35 м, а на флангах—5—6 м.

Среднее содержание меди по всей зоне составляет 0,30% с колебаниями от следов до 1,83%.

Третья зона, представленная гидротермально измененными, окварцованными брекчиями порфирита, прослежена на протяжении около 1 км.

Простирание зоны северо-западное, при крутом падении и средней мощности в 20 м. Зона представлена разноориентированными кварцевыми и кальцитовыми рудоносными и безрудными прожилками.

Среднее содержание меди в приповерхностной части составляет 0,35% и возрастает на глубине до 3,54% в стельных пробах.

Четвертая зона находится в 50—60 м к юго-западу от предыдущей и прослежена по простиранию на 0,8 км.

Зона простирается в северо-западном направлении, падает круто, мощность доходит до 25—30 м. Эта зона отличается от остальных интенсивной окварцованностью слагающих ее пород и более равномерным распределением оруденения.

Среднее содержание меди для зоны в целом 0,6%, а на отдельных участках достигает 1,50%.

Вещественный состав руд. Главные рудослагающие минералы представлены пиритом и халькопиритом. В подчиненном количестве в рудах встречаются сфалерит, галенит и гематит. Из вторичных минералов отмечаются малахит, ковеллин, куприт и др.

Среднее содержание меди по описанным четырем зонам низкое, некондиционное и по отдельным зонам представляется в следующем виде: первая зона по 19 пробам содержит 0,49%, вторая зона по 16 пробам—0,30%, третья зона по 20 пробам—0,35% и четвертая зона по 56 пробам—0,60%. В четвертой зоне, кроме меди, содержится также 2,22% Zn.

Перспективы и направление работ. Судя по результатам поисково-разведочных работ, промышленные перспективы Алвардского месторождения ограничены. Запасы могут быть несколько увеличены за счет глубоких горизонтов месторождения, где отмечается некоторое обогащение рудных зон медью.

Месторождение может быть освоено при условии выявления достаточного количества запасов и обогащения руд.

По данным Управления геологии, ориентировочные запасы руды только по четвертой зоне оцениваются в 60 тыс. т при среднем содержании меди 0,6%. В медном концентрате установлены Se 0,014% и Te 0,0036%.

Месторождение заслуживает более детального изучения с применением здесь почвенно-гидрохимических и геохимических методов исследований. Район месторождения покрыт лесом и сильно задернован, в связи с чем для прослеживания благоприятных структур и зон гидротермально измененных пород с возможным оруденением следует рекомендовать проведение здесь геофизических методов в комплексе с геологическими и гидрогеохимическими исследованиями.

6. КАРНУТСКОЕ (АРМУТЛИНСКОЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения. Карнутское медное месторождение расположено у развалин с. Армутлы Иджеванского района по р. Хачбулах.

Месторождение было частично изучено и эксплуатировалось еще в

дореволюционное время. В 1929—1932 гг. оно было осмотрено и описано В. Н. Котляром и К. Н. Паффенгольцем, которые считали месторождение заслуживающим внимания для постановки поисково-разведочных работ. Начиная с 1958 г. Управлением геологии на месторождении проводятся геолого-съемочные и поисково-разведочные работы.

Геологическое строение. По своему геологическому строению участок Карнутского месторождения весьма сходен с таковым Алавердского района.

В стратиграфическом разрезе района месторождения наиболее древней является толща эпидотизированных порфиритов, которая по своему стратиграфическому положению соответствует толще «нижних порфиритов» Алавердского района.

Порфиритовая толща кверху постепенно переходит в туфобрекчии порфиритового состава. На туфобрекчиях порфиритов с небольшим угловым несогласием налегает толща сланцеватых туфопесчаников, состоящих из мелкозернистых, грубозернистых и брекчиевидных разностей.

Туфопесчаники перекрыты туфобрекчиями, туфоконгломератами, сменяющимися кверху песчанистыми известняками и туффитами. По возрасту этот комплекс образований относится к оксфорду. Юрские вулканогенно-осадочные образования прорваны и перекрываются дацитами.

На размытой поверхности юрских отложений в районе г. Далик-таш трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании, залегают среднеэоценовые нуммулитовые известняки, известковистые туфопесчаники и туффиты.

В возрастном отношении, путем параллелизации с Алавердским районом, нижние порфириты, вулканические брекчии и сланцеватые песчаники отнесены к верхнему байосу. В Карнутском разрезе отсутствует горизонт кератофиров Шамлуга.

Карнутское месторождение приурочено к гидротермально измененным порфиритам и частично туфобрекчиям верхнего байоса. Порфириты и их туфобрекчии местами интенсивно заохрены, пиритизированы, хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы.

Месторождение в структурном отношении приурочено к присводовой части брахиантиклинальной складки близширотного простирания с пологим падением крыльев (20—25°). Эта складка рассекается разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного направления, выраженными зонами рассланцованных, перемятых и брекчированных пород мощностью до 0,5 м.

На западном фланге месторождения в виде довольно крупного выхода, площадью примерно 1,5 кв. км, обнажается субвулканическое тело кварцевых плагиопорфиров верхнебайосского возраста. Небольшие выходы гидротермально измененных кварцевых плагиопорфиров отмечаются также на самом месторождении среди подвергнутых изменению вмещающих порфиритов.

В северо-западной части района, в верховьях р. Агбуга, обнажается эоценовая интрузия диорит-габбро-диоритового состава, занимающая площадь в 2 кв. км.

Форма, размеры и условия залегания рудных тел. Морфологически руденение в основном представлено прожилково-вкрапленным типом с небольшими гнездами, размерами в поперечнике не более 3—4 м, быстро выклинивающимися по простиранию. Медное руденение сконцентрировано в шести рудных зонах мощностью от 5 до 20 м, имеющих северо-восточное простирание. Эти зоны сопряжены с

разрывными нарушениями того же северо-восточного простирания и отбиваются по данным опробования. Далее на северо-восток эти зоны буровыми скважинами подсечены под дацитами. В целом оруденение в толще порфириров распределено неравномерно и характеризуется низким содержанием меди. Относительно более интенсивное оруденение отмечается на северо-восточном участке месторождения, где и были сконцентрированы в основном геологопоисковые и разведочные работы.

Здесь высокое содержание меди (от 2 до 9%) показали пробы, отобранные в рудных зонах, среди гидротермально измененных порфириров. В общем среднее содержание меди в рудных зонах колеблется от 0,5 до 1,5%.

Вещественный состав руд. Главными составными частями руд Карнутского месторождения являются пирит и халькопирит с заметным преобладанием первого. На отдельных участках в рудах отмечены незначительные количества сфалерита, галенита и блеклой руды.

Характерными жильными минералами являются серицит, хлорит, кварц, кальцит и частично гипс.

В зоне окисления наблюдаются небольшие скопления малахита, азурита, лимонита, ковеллина, ярозита и др.

Руды Карнутского месторождения по своим особенностям весьма сходны с рудами Алавердской группы месторождений и также относятся к колчеданному типу.

Перспективы и направление работ. Промышленное значение оруденения, вскрытого в порфиритах, ограничено. Относительно заметные концентрации кондиционной руды возможны на северо-восточном фланге месторождения в порфиритах, перекрытых мощными покровами дацитов.

В связи с этим необходимо особое внимание обратить на северо-восточный фланг месторождения, более детально изучив его с применением комплекса геофизических и геохимических методов исследований.

Положительные результаты работ в намеченном направлении могут служить основой для структурно-поискового бурения с целью выяснения характера оруденения под покровной толщей дацитов.

На Шамлугомском и Ахталском месторождениях были проведены геохимические исследования по оконтуриванию эндогенных и экзогенных ореолов рассеяния элементов. Выделенные аномальные участки рекомендованы Ахталскому руднику для проверки. В случае положительных результатов геохимические методы поисков скрытого оруденения могут быть применены на более значительных площадях.

Б. МАРЦИГЕТ-ПРИВОЛЬНЕНСКАЯ ПОДЗОНА

1. ПРИВОЛЬНЕНСКАЯ ГРУППА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Общие сведения. Привольненская группа месторождений и проявлений полиметаллических руд находится в Калининском районе Армянской ССР и объединяет несколько участков, расположенных в районе с. Привольное.

Здесь до выявления полиметаллических руд были известны проявления медно-гематитового оруденения—Медная гора, Черемша, которые в дореволюционное время в небольших масштабах разрабатывались.

С целью оценки перспектив медиорудных проявлений в 1934 г. И. В. Баркановым в районе с. Привольное было пройдено несколько неглубоких штолен, обнаруживших, помимо медного, также свинцово-цинковое оруденение. В 1954 г. проявления полиметаллических руд были осмотрены комиссией (Г. М. Арутюнян, П. С. Саакян, Н. И. Хитаров,

В. И. Когляр, А. М. Арутюнян), по рекомендации которой в том же году начались поисково-разведочные работы.

Результаты поисково-разведочных работ 1954—1956 гг. обобщены в совместной работе В. Е. Гогиняна, Н. Д. Хачатряна, Р. Б. Абрамяна, а также П. С. Саакяна (ВИМС), изучавшего вещественный состав руд и условия образования Привольненского месторождения.

В дальнейшем геологические работы 1959—1960 гг. носили поисковый характер и проводились западнее с. Привольное в районе сс. Свердлов, Сарчапет, Норашен, Медовка, Круглая Шишка. В результате проведенных работ на территории Привольненского рудного поля были выявлены новые участки нахождения полиметаллических руд (Леджан, Архашан, Песчаная и др.), а на разведанных участках—установлены отдельные площади с промышленным содержанием металлов.

В 1960 году А. Г. Мидяном у с. Круглая Шишка была установлена крутопадающая зона гидротермально измененных пород, вмещающих отдельные гнездообразные скопления массивной свинцовой руды с небольшим содержанием сфалерита и барита.

Геологическое строение. Район Привольненского рудного поля сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднеэоценового возраста. В стратиграфическом разрезе этих образований, по данным В. Е. Гогиняна, Н. Д. Хачатряна и др., выделяются четыре горизонта (снизу вверх):

а) горизонт плагиоклазовых, плагиоклаз-роговообманковых, плагиоклаз-пироксеновых порфиров (мощность 600—700 м), которые сверху сменяются фельзитовыми породами (мощность 250—500 м), а затем кератофирами и кварц-кератофирами (мощность 180—220 м);

б) горизонт кварцевых порфиров, плагиоклазовых и авгитовых порфиров с их пирокластическими разностями мощностью 700—800 м. Для этого горизонта характерны частые фациальные переходы. В пределах рудного поля кварцевые порфиры и различные порфиры подстилают рудоносный горизонт;

в) стратиграфически выше расположен рудоносный горизонт. В его основании залегают мелко-среднеобломочные туфогенные породы общей мощностью 120—150 м, содержащие рудоносные пласты известковистых тонкозернистых туфопесчаников.

В рудоносных пластах широко развиты процессы эпидотизации и хлоритизации.

Верхи этого горизонта сложены грубообломочными туфобрекчиями и туфами, общей мощностью 120—150 м, местами превращенными во вторичные кварциты;

г) рудоносный горизонт перекрыт эффузивными породами—кератофирами, альбитофирами, их брекчиями, фельзитовыми туфами и дацитами.

Указанные образования среднего эоцена прорваны порфировыми дайками преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания.

По долинам рек широкое распространение имеют современные аллювиально-делювиальные образования, мощность которых местами доходит до 100—150 м.

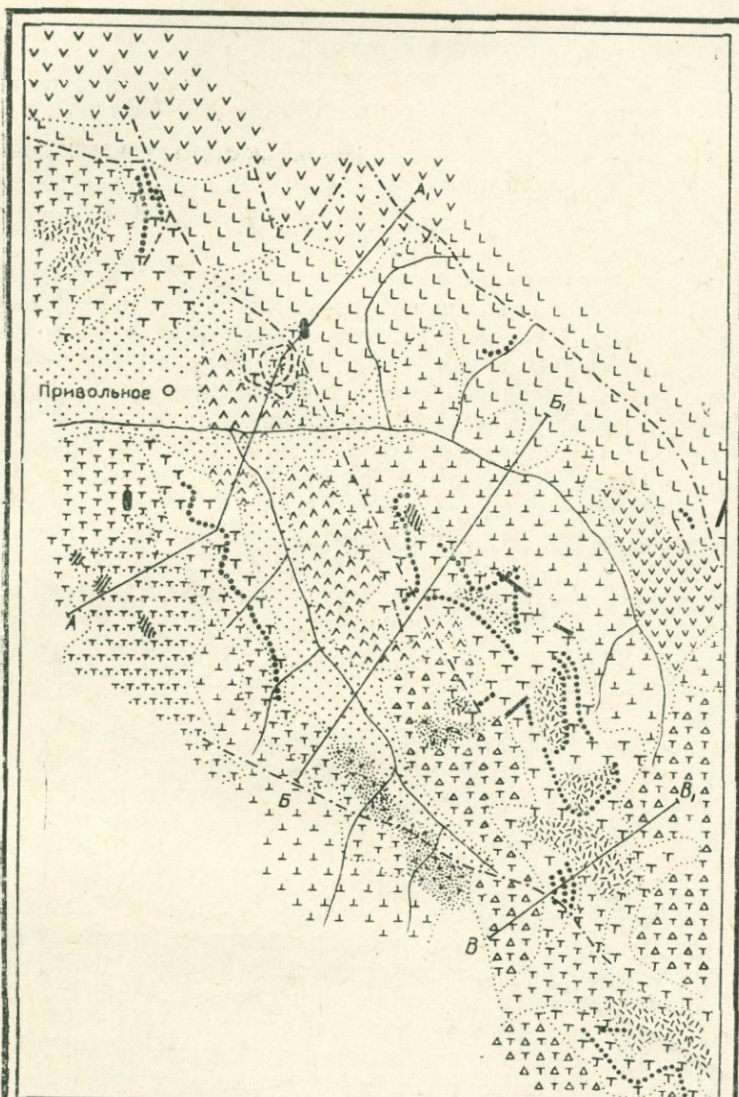
Интрузивные породы в пределах рудного поля имеют весьма ограниченное распространение. Два небольших выхода интрузивных пород гранодиоритового состава отмечены в местности Долбандлы и на северо-восточном склоне г. Аваки-сар.

Мелкие дайки диабаз-порфирового состава встречаются у сс. Свердлов, Караклиса, Муганло, на гг. Песчаная, Черемша и др. Как

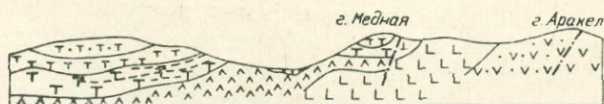
Рис. 12. Геологическая карта Привольненского рудного поля, 1958 г.
(по Л. И. Шахбатьяну, Г. А. Синяну и др.)

Условные обозначения

- | | | |
|---------------|---|--|
| Средний эоцен | { | 1. Аллювиально-делювиальные отложения. |
| | | 2. Вторичные кварциты надрудного горизонта. |
| | | 3. Фельзитовые туфы. |
| | | 4. Альбитовые порфиры. |
| | | 5. Кератофиры. |
| | | 6. Вторичные кварциты продуктивного горизонта. |
| | | 7. Крупнозернистые туфы и туфопесчаники. |
| | | 8. Мелко-среднезернистые туфопесчаники и туфобрекчии с рудоносными пластами. |
| | | 9. Брекчии фельзита. |
| | | 10. Туфобрекчии фельзитового порфира и кварцевого кератофира. |
| | | 11. Кератофиры окварцованные, карбонатизированные. |
| | | 12. Плагноклазовые порфиры. |
| | | 13. Авгитовые порфиры. |
| | | 14. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры или кератофиры и кварцевые кератофиры. |
| | | 15. Фельзиты г. Аракел. |
| | | 16. Порфиры плагноклазовые, плагноклаз-роговообманковые и др. |
| | | 17. Дайки диабаз-порфиров. |
| | | 18. Андезиты. |
| | | 19. Пласты с свинцово-цинковым оруденением. |
| | | 20. Пласты с медно-гематитовым оруденением. |
| | | 21. Тектонические нарушения. |

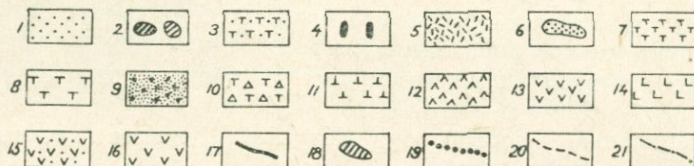
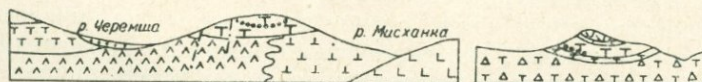


Разрез по А-А₁



Разрез по Б-Б₁

Разрез по В-В₁



указанные интрузии, так и дайки прорывают вулканогенную и вулканогенно-осадочную толщи среднего эоцена.

Структура Привольненского рудного поля определяется его расположением на юго-западном крыле Локского антиклинория. Породы, слагающие Привольненское рудное поле, собраны в пологие складки, преимущественно северо-западного простиранья. На фоне антиклинальной структуры наиболее четко выражены Черемшинская синклиналь, антиклинальная складка участка Круглый Бугор, Леджанская брахиантклиналь.

В пределах рудного поля широким развитием пользуются разрывные нарушения северо-западного ($300-310^\circ$) и северо-восточного ($30-35^\circ$) простиранья. Последние являются относительно более молодыми. Наиболее выдержанными по простиранью являются северо-западные структуры, прослеживающиеся на несколько километров. К ним относятся Сарчапетская, Караклисская, Черемшинская зоны нарушения, зона нарушения у с. Круглая Шишка и др. Вдоль этих нарушений породы обычно интенсивно изменены, с поверхности освещены и обохрены и содержат рудную минерализацию. Сарчапетская зона нарушения падает на северо-восток 30° , под углом $40-50^\circ$. Мощность зоны составляет 200—400 м.

Другая зона разрывного нарушения проходит к югу от нее, имеет общее простиранье СЗ $305-310^\circ$ и прослеживается в кератофирах и фельзитах примерно на 7 км. Мощность ее колеблется в пределах 100—300 м. На отдельных участках в зоне отмечаются кварцевые жилы и прожилки.

Параллельно вышеописанным разрывным нарушениям в западной части рудного поля на г. Круглая Шишка и по р. Аппаклу фиксируются еще два северо-западных нарушения. Зоны нарушений выражены окварцованными и местами каолинизированными туфобрекчиями и кератофирами.

Морфология, размеры и условия залегания рудных тел. Морфологически полиметаллическое оруденение Привольненского рудного поля представлено пластообразными (Привольное), гнездообразными и прожилково-вкрапленными (Круглая Шишка) телами.

По минеральному составу в пластообразных телах выделяются свинцово-цинковые и медно-гематитовые руды.

Первый тип представлен пологопадающими ($10-25^\circ$) пластами тонкозернистых известковистых туфопесчаников и туфобрекчий общей мощностью 130—150 м. Полиметаллические руды в пластообразных залежах обладают слоистой текстурой. По плоскостям слоистости в туфопесчаниках наблюдается вкрапленность рудных минералов—галенита, сфалерита, реже пирита и халькопирита. Пластообразные медно-гематитовые тела также обладают слоистой текстурой. Сложены они кварцево-хлоритовой массой, прослаиваемой гематитом и содержащей рассеянную вкрапленность халькопирита с небольшой ролью пирита. Мощность отдельных пластов колеблется от 0,5—0,6 до 3—4 м.

Второй тип оруденения развит в основном на участке Круглая Шишка и представлен гнездообразной залежью, прожилками и вкрапленниками в зоне гидротермально измененных пород. Мощность прожилков колеблется от 8 до 14 см. Прожилки ориентированы разно: их ориентировка совпадает в основном с направлением общей структуры и простираньем зоны гидротермально измененных пород.

Прожилки в большинстве случаев по простиранью и падению не выдержаны.

Минеральный состав руд Круглой Шишки детально изучен

А. А. Коджояном. Наибольшим разнообразием отличаются рассеяно-вкрапленные руды; основным рудослагающим минералом этих руд является сфалерит с небольшой ролью галенита. Кроме них, в незначительном количестве присутствуют пирит, халькопирит, энаргит, теннантит и люцит.

Прожилковые руды пользуются небольшим развитием и состоят из халцедоновидного кварца, барита с примесью сфалерита.

Массивные руды сложены галенитом и мелкозернистым кварцем.

На участке Круглая Шишка, кроме прожилков и вкрапленников, встречаются также гнезда диаметром до 50 см, представленные преимущественно массивным галенитом.

С целью изучения характера оруденения на глубину на участке Круглая Шишка Управлением геологии была пройдена одна короткометражная штольня, которая вскрыла маломощные кварц-баритовые жилы и прожилки со свинцовым и медно-цинковым оруденением.

Привольненское рудное поле состоит из нескольких участков, краткое описание которых приводится ниже.

Вьючная гора. Участок находится на склонах г. Вьючная, которая расположена в 1,5 км к северо-востоку от с. Привольное. Общая площадь участка составляет около 2 кв. км.

В структурном отношении участок является частью юго-западного крыла антиклинали, ось которой проходит по ущелью р. Черемша, и сложен среднеэоценовыми порфиритами, туффитами и песчаниками. Рудовмещающие эоценовые туффиты с прослоями мелкозернистых известковистых песчаников содержат семь рудоносных пластов с полиметаллическим и медно-гематитовым оруденением. Рудоносные пласты залегают согласно с вмещающими породами.

По северной границе участка прослеживается разлом, являющийся рудоконтролирующей структурой для данного участка.

Из указанных семи пластов верхние четыре составляют одну отдельную пачку. Расстояние между пластами в этой пачке колеблется в пределах от 4 до 10 м. Остальные три рудных пласта составляют вторую пачку. Средние мощности пластов верхней пачки колеблются в пределах 0,65—1,30 м.

Оруденение в пластах представлено неравномерной вкрапленностью и тонкими прожилками рудных минералов, приуроченных в основном к плоскостям слоистости известковистых песчаников.

Полиметаллическое оруденение вкрапленного типа наблюдается также в рудовмещающих туфопесчаниках.

Содержание металлов по всему участку составляет: Pb—0,20—1,75%, Zn—0,40—3,11%, Cu—от следов до 0,58%, Cd—от следов до 0,05%.

Черемша. Этот участок находится в 3—4 км к юго-востоку от с. Привольное в районе г. Черемша. Общая площадь участка составляет 0,5 кв. км.

Толща мелкозернистых туфопесчаников содержит шесть рудоносных пластов, из которых только два имеют сравнительно широкое площадное распространение. Рудоносные пласты в основном простираются в северо-западном направлении, падают на северо-восток и юго-запад под углом 10—20°. Мощность отдельных пластов колеблется в пределах от 0,54 до 0,80—1,4 м.

По гребню Леджанского хребта в СЗ направлении прослеживается зона разрывного нарушения, вдоль которой породы гидротермально изменены: окварцованы, каолинизированы и минерализованы; указанное нарушение контролирует полиметаллическое оруденение участка.

Оруденение в пластах туфопесчаников представлено тонкими прослойками, прожилками, а также вкрапленностью полиметаллов и медно-гематитового оруденения.

По данным бороздовых проб, во всех шести пластах содержание металлов составляет: Pb—до 0,92%, Zn—2,30%, Cu—до 1,06%, Cd—до 0,08%, Mo—до 0,03%.

Круглый Бугор расположен на северном склоне одноименной горы в 2 км юго-западнее с. Привольное. На этом участке в мелкозернистых туфопесчаниках буровыми скважинами вскрыто девять рудоносных пластов, мощностью от 0,21 до 1,35 м.

Из девяти рудных пластов только два имеют значительное площадное развитие. Мощность этих двух пластов соответственно равна 0,98 и 1,46 м, среднее содержание металлов составляет: Pb—соответственно 1,2 и 1,39% и Zn—2,16 и 1,05%. Остальные пласты быстро выклиниваются и не представляют практического интереса.

Леджана. Участок Леджан находится в 6—7 км к юго-востоку от с. Привольное на северо-западном склоне Леджанского хребта и занимает площадь 1,6 кв. км.

В толще туфопесчаников поисковыми работами выявлено семь рудоносных пластов мощностью 0,3—0,8 м.

Оруденение представлено тонкой и редкой вкрапленностью галенита и сфалерита.

Бороздовые пробы с Леджанского участка показали низкие содержания металлов: Pb—от 0,02 до 0,04%, Zn—от 0,10 до 0,70%, Cu—до 0,53%, Cd—до 0,10%.

Медная гора. Участок расположен на склонах одноименной горы в 2 км к северо-востоку от с. Привольное и занимает площадь 1,2 кв. км.

На северо-восточном фланге прослеживается разрывное нарушение северо-западного простирания с падением на юго-запад под углом 75—80°. Рудоносные пласты приурочены к туфопесчаникам, залегают согласно с ними и составляют три пачки. Для участка характерно медно-гематитовое оруденение.

Основными рудными минералами участка являются халькопирит и тематит. Среднее содержание Cu составляет 0,8%. В отношении свинцово-цинкового оруденения перспективы этого участка ограничены.

Архашан. Участок находится в верховьях левых притоков р. Архашан в 10 км к юго-востоку от с. Привольное.

Участок сложен туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками и кераатофирами среднего эоцена и расположен в присводовой части антиклинальной складки.

Поисково-разведочными работами на участке установлены три рудоносных пласта со свинцово-цинковым оруденением; из них только один пласт может представить практический интерес. Средняя мощность этого пласта составляет 0,6 м, среднее содержание Pb—3,4%, Zn—2,3%.

Минеральный состав руд на месторождениях Привольненской группы однообразен, отличаясь на отдельных участках соотношением главнейших рудных минералов. По данным А. А. Коджояна, на участках Медная гора и Вьючная преобладающим рудным минералом является гематит, в подчиненном количестве на участке Вьючная присутствуют: пирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Для Круглого Бугра основным рудным минералом является галенит; в подчиненном количестве отмечается сфалерит и в незначительном—пирит и халькопирит. На участке Черемша преобладает пирит с небольшой ролью халькопирита, сфалерита и галенита. Для Леджана и Архашана характерны сфале-

рит и галенит с незначительной примесью пирита и халькопирита на Архашанском участке. Следует отметить, что в полях галенита в рудах участка г. Вьючная А. А. Коджояном установлены мелкие выделения алтаита округлой или неправильной формы.

В рудах в виде редких минералов В. М. Саакян отмечены аргентит, гринокит и др.

Супергенные рудные минералы имеют небольшое распространение и представлены церусситом, англезитом, малахитом, ковеллином, вульфенитом и др.

Из нерудных минералов отмечают: анкерит, доломит, халцедон, кальцит, сидерит, кварц, эпидот, волластонит, гроссуляр, пироксен и др.

Характерной особенностью руд Привольненского месторождения, таким образом, является их неоднородность в отношении распределения рудных минералов, следовательно и резкая изменчивость содержания главных компонентов—свинца и цинка в рудных пластах как по их простиранию, так и по падению.

Содержание свинца в рудах колеблется от 0,2 до 5,0%, а цинка—от 0,1 до 7% и более. Содержание меди в среднем составляет 0,2%.

Руды легко поддаются флотации. По предварительным технологическим исследованиям проб извлечение свинца составляет 80—90%.

В рудах Привольненской группы месторождений спектральными и химическими анализами установлены редкие и рассеянные элементы: кадмий, селен, теллур, таллий, висмут, германий и галлий.

По данным многочисленных анализов рядовых проб, выполненных Управлением геологии, содержание Cd колеблется от следов до 0,13%, составляя в среднем 0,01%.

Содержание селена в обогащенных рудах колеблется от 0,001 до 0,041%. В сульфидах элемент распределен следующим образом: в пирите содержание его колеблется от 0,001 до 0,005%; в галените—от 0,016 до 0,04%; в сфалерите—0,001—0,0016%. В рудных концентратах, имеющих смешанный минеральный состав, содержание селена равно 0,001—0,008%.

Содержание теллура в концентратах смешанного минерального состава по данным 12 проб составляет 0,001—0,004%.

Таллий в рудах спектрально устанавливается в единичных пробах в количестве не более 0,001%. Химические анализы показывают более низкие содержания элемента—около 0,00016%.

Висмут наиболее часто отмечается в мономинеральных пробах галенита, где он содержится в количестве от 0,001 до 0,01%.

Германий и галлий спектральными анализами устанавливаются в единичных пробах в количестве не более 0,001%.

Из перечисленных редких и рассеянных металлов могут представить интерес при попутном извлечении из свинцового концентрата селен, теллур и висмут, а из цинкового концентрата—кадмий.

Вопрос генезиса Привольненской группы месторождений является дискуссионным. Существуют две точки зрения. Первая точка зрения предполагает их осадочное, а вторая—гидротермальное происхождение.

П. С. Саакян (ВИМС), сторонник осадочного генезиса, свою точку зрения подкрепляет широким развитием рудоносных пластов, приуроченных к горизонтам известковистых туфопесчаников, находит, что полиметаллическое и халькопирит-гематитовое оруденение Привольненской группы месторождений парагенетически связано с образованием рудовмещающих туфопесчаников и др.

Однако наличие мощных крутопадающих зон гидротермально измененных пород с отдельными участками вкрапленных руд и гнездооб-

разных залежей (Круглая Шишка), тяготение рудоносных горизонтов к разрывным нарушениям и зонам гидротермально измененных пород, а также заметное увеличение содержания свинца и цинка по мере приближения к дайкам диабаз-порфиров и рудоносным крутопадающим зонам дают основание многим исследователям рассматривать месторождения Привольненской группы как образования гидротермального происхождения.

Перспективы Привольненской группы месторождений. Геологоразведочные работы, проводившиеся на Привольненской группе месторождений, основывались на предположении об осадочном генезисе месторождений и развитии оруденения на больших площадях. В связи с этим буровые скважины проводились без учета структурного контроля оруденения и на больших расстояниях друг от друга.

Анализ материалов, имеющихся по месторождениям этой группы, и сопоставление их с данными других месторождений. Марцигет-Привольненской подзоны с достаточной убедительностью указывают на связь оруденения с гидротермальной деятельностью и контролирующую роль в распределении оруденения в основном северо-западных тектонических структур.

В связи с этим для оценки перспектив месторождений Привольненской группы необходимо детально изучить структуру рудного поля, установить рудоконтролирующие структуры и направить вдоль них дальнейшие поисковые и разведочные работы. Такие структуры, выраженные дроблением и интенсивным гидротермальным изменением пород, четко прослеживаются на участках Черемша, Круглая Шишка, г. Аракел и др.

Существенную помощь в проводимых поисковых работах могут оказать геофизические и геохимические исследования. Геохимические исследования должны проводиться с учетом структурных особенностей рудного поля, и полученные аномальные участки первичных и вторичных ореолов рассеяния металлов должны быть увязаны с ними.

Опытные спектрометаллометрические и магниторазведочные работы, проведенные в 1955—1958 гг. геофизической экспедицией Управления геологии в Привольненском рудном поле, позволяют рекомендовать более детальные исследования в этом направлении.

По данным спектрометаллометрии, на участке Выючная и Черемша, а также к юго-западу от г. Крестовая установлены четкие ореолы рассеяния свинца и цинка. Аномальный участок г. Крестовой, по-видимому, связан с новым проявлением оруденения.

С помощью магниторазведки были уточнены границы областей развития рудовмещающих туфопесчаников. Этот метод может быть применен также для установления рудоконтролирующих структур.

2. СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ БАССЕЙНА Р. МАРЦИГЕТ

Общие сведения. Группа свинцово-цинковых проявлений бассейна р. Марцигет расположена в 60—65 км к юго-востоку от гор. Алаверди.

Отдельные рудопоявления в басс. р. Марцигет были известны еще в конце прошлого века. На некоторых из них в период с 1909 по 1914 гг. производились разведочные работы в небольшом масштабе. На участке Папни-Тали-джур, например, поверхностными горными выработками было выявлено несколько кварц-сфалеритовых жил.

В 1925 г. в районе Марцигетских проявлений геологические исследования проводил Г. М. Смирнов, который выявил Будагидзорское проявление.

ние свинцово-цинковых руд. В 1931—1932 гг. Марцигетские рудопоявления были осмотрены В. Г. Грушевым и В. Н. Котляром. Проявление свинцовых руд на участке Куртик было обнаружено в 1939 г. жителем с. Лорут Н. Арутюняном.

В 1944 г. все рудопоявления басс. р. Марцигет были осмотрены и описаны экспедицией Института геологических наук Академии наук Армянской ССР, проводившей региональные металлогенические исследования в северных районах республики под руководством И. Г. Магакяна.

С 1952 по 1956 гг. здесь Управлением геологии проводились поисково-разведочные работы; в результате этих работ были выявлены два новых участка свинцово-цинковых руд—Првашен и Марц.

С целью выяснения структурных особенностей района свинцово-цинковых проявлений в 1954 г. П. Ф. Сопко произвел крупномасштабную структурно-геологическую съемку на площади 10 кв. км и высказал мнение о необходимости продолжения поисково-разведочных работ на участках Марц, Првашен, Будаги-дзор.

Геологическое строение района. Район свинцово-цинковых проявлений Марцигетской группы сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами среднего эоцена, представленными порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и мандельштейновыми порфиритами. В вулканогенных образованиях отмечаются чередующиеся слои осадочных пород, представленных преимущественно рассланцованными туфопесчаниками.

Вся эта толща вулканогенно-осадочных пород образует моноклинал с падением на юго-запад $220-230^\circ$ под углом $20-25^\circ$.

Породы вулканогенно-осадочного комплекса на отдельных участках прорваны дайками диабаз-порфиритового и габбро-диабазового состава мощностью от 1 до 20 м.

Район басс. р. Марцигет расположен на юго-западном крыле Алавердской антиклинали, осложненной более мелкой складчатостью и разрывными нарушениями. Среди последних наиболее крупным является Марцигетский разлом, контролирующий распределение оруденения бассейна р. Марцигет. Указанное нарушение является региональным и по выходам гидротермально измененных пород прослеживается на северо-запад к Туманянскому месторождению огнеупорных пород. Здесь он соединяется с крупным сбросом, описанным Б. С. Вартапетяном.

Юго-восточное продолжение этого разлома в районе Папни-Талиджур изгибается и прослеживается в восточном направлении. Марцигетский разлом падает на северо-восток под углом $60-80^\circ$. Общая протяженность разлома составляет 20—25 км.

Северо-западный отрезок разлома представлен зоной раздробленных, перетертых, сильно трещиноватых и гидротермально измененных пород. Последние окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы, эпидотизированы и содержат мелкую вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. В районе Папни-Талиджур породы менее изменены; зона нарушения представлена тектоническими брекчиями туфов и порфиритов.

Марцигетская группа свинцово-цинковых проявлений состоит из пяти разрозненных участков, краткое описание которых приводится ниже.

Участок Папни-Талиджур расположен в 5 км к югу-юго-западу от с. Лорут, в ущелье левого притока р. Марцигет.

Оруденение приурочено к вулканогенным породам среднего эоцена и морфологически представлено жилами свинцово-цинковых руд мощно-

стью от 2 до 40 см. На участке известно около двадцати жил, которые по простирацию прослеживаются от 15 до 50 м.

Наиболее интересная зона свинцово-цинкового оруденения находится в 150 м выше устья р. Папни-Тали-джур. Падение зоны на северо-восток 50° , угол $60-80^\circ$, мощность 2—2,5 м.

Содержание металлов по двум бороздовым пробам следующее: 1) $Zn-5,62\%$, $Cu-0,36\%$, Pb —следы (по данным И. Г. Магакьяна) и 2) $Zn-2,02\%$, $Pb-0,06\%$, $Cu-0,18\%$, $Cd-0,005\%$, $Au-0,1 \text{ г/т}$ и $Ag-0,8 \text{ г/т}$ (по данным В. Н. Котляра).

По 65 бороздовым пробам (данные Управления геологии) содержание металлов колеблется в широких пределах: Pb —от следов до $0,58\%$, Zn —от следов до $1,7\%$ и Cu —от $0,2$ до $3,95\%$.

Участок Куртик находится в 5 км к югу от с. Лорут.

К гидротермально измененным породам приурочены две жилы свинцово-цинковых руд, мощностью от 3 до 5 см. По простирацию они прослежены на 10 м. В зоне измененных пород встречаются и небольшие гнезда, сложенные массивным галенитом с примесью сфалерита; гнезда прослеживаются по простирацию на 1—5 м при мощности 0,2—0,5 м.

Главными рудными минералами являются сфалерит, галенит, реже халькопирит. Как правило, сфалерит преобладает над галенитом. Иногда руда состоит из сфалерита с подчиненной ролью халькопирита. В отдельных случаях, особенно в гнездах, отмечается повышение роли галенита. Из жильных минералов наиболее обычны кварц и барит.

Руда из богатого свинцово-цинкового гнезда содержит $Zn-13,88-18,11\%$ и $Pb-4,67-6,14\%$. По 13 бороздовым пробам содержания металлов составляют: Pb —следы, $Zn-0,19-1,23\%$, Cu от следов до $0,5\%$.

Будагидзор находится в 3—3,5 км к ЮЗ от с. Лорут, по правому притоку р. Марцигет.

Морфологически оруденение представлено жилами. Одна из галенит-сфалеритовых жил, вскрытая на участке Будагидзор, простирается на ЮЗ 240° , падает под углом 50° . Мощность жилы составляет 10—15 см. Другая жила, с теми же элементами залегания, встречена на расстоянии 80—100 м от первой жилы. Мощность второй жилы доходит до 20 см, длина до 40—50 м.

Химические анализы штуфных проб, отобранных из обеих жил, показали следующие содержания металлов.

Таблица 2

№ жил	Содержание элементов в %		
	Pb	Zn	Cu
Жила № 1	3,19	9,81	0,38
Жила № 1	9,50	1,50	0,75
Жила № 2	26,93	2,42	0,34

В рудах Будагидзорского проявления иногда свинец преобладает над цинком.

Участок Икatak. Это проявление находится на правом берегу р. Марцигет, около рабочего поселка лесопилки Икatak.

Оруденение в виде окварцованных зон и жилообразных тел прослеживается на 6—7 м, при мощности до 0,5 м.

По данным химических анализов, в пробе из зоны содержится: $Pb-0,92\%$, $Zn-3,7\%$ и $Cu-0,13\%$.

В 300 м выше этого проявления в измененных порфиритах прослеживаются еще два жилообразных рудных тела, сложенных сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом и жильными минералами: кварцем, кальцитом и баритом.

Участок Првашен находится на правом берегу ущелья р. Првашен и состоит из двух проявлений свинцово-цинковых руд.

Первое рудопроявление находится около устья ручья Првашен и приурочено к зоне гидротермально измененных порфиритов. Зона оруденения простирается в северо-западном направлении примерно на 50 м. Морфологически оруденение представлено прожилками и вкрапленниками. Среди рудных минералов наиболее распространенными являются галенит, сфалерит и халькопирит, а среди нерудных—кварц и барит.

Второе проявление расположено в 100—150 м выше первого, в зоне измененных пород, и представлено вкрапленниками галенита и сфалерита.

По шести пробам содержание металлов колеблется: Pb—от следов до 1,16%, Zn—0,3—1,3%, Cu—от следов до 0,13%.

Кроме перечисленных участков, небольшие свинцово-цинковые проявления известны также в 500 м к югу от вершины г. Назар-даг, в верховьях р. Икатак. Здесь, в близширотной зоне гидротермально измененных пород, мощностью около 20 м, обнаружены вкрапленники галенита и сфалерита.

Минеральный состав руд Марцигетской группы свинцово-цинковых проявлений прост. Основными рудослагающими минералами являются сфалерит и галенит с преобладанием первого. Обратное соотношение, т. е. некоторое преобладание галенита над сфалеритом, отмечается только на Будагидзорском участке. В рудах в незначительном количестве отмечаются пирит и халькопирит, реже гипогенный борнит, теннантит и самородное золото; последнее обнаружено А. А. Коджояном.

Среди жильных минералов наиболее обычны кварц, кальцит, доломит с небольшой примесью барита, хлорита, серицита, эпидота, каолинита.

Супергенные минералы пользуются незначительным развитием и представлены: борнитом, церусситом, англезитом, лимонитом, халькозином, ковеллином, малахитом.

Оценка перспектив свинцово-цинкового оруденения басс. р. Марцигет. Результаты поисково-разведочных работ, произведенных за время 1952—1956 гг., показали, что жилообразные тела в основном характеризуются неравномерным распределением оруденения, низким содержанием полезных компонентов и быстрым выклиниванием с глубиной. Таким образом, поисково-разведочными работами не выявлено сколько-нибудь значительных рудных тел и запасов свинцово-цинковых руд. Жильный тип оруденения не имеет здесь больших перспектив; относительно более интересны и заслуживают детального изучения зоны гидротермально измененных пород с вкрапленным оруденением.

Спектрометаллометрическая съемка, проведенная геофизической экспедицией Управления геологии на свинцово-цинковых проявлениях Марцигетской группы, оказалась малоэффективной вследствие относительно большой мощности наносов. Заслуживают внимания данные магниторазведки и электропрофилирования по прослеживанию рудо-контролирующих диабаз-порфиритовых даек. Над указанными дайками были отмечены повышения напряженности магнитного поля и кажущегося удельного электрического сопротивления, что позволяет обнаруживать их и под толщей наносных образований.

В. БАЗУМСКАЯ ПОДЗОНА

Месторождения медных и серноколчеданных руд, расположенные в пределах Базумской подзоны, в отличие от месторождений Алавердской группы, являются относительно небольшими по масштабу оруденения.

Среди месторождений и многочисленных рудопроявлений этой подзоны некоторый интерес представляют Анкадзорское (Шагали-Эйларское), Фрсловское, Чибухлинское медные месторождения и имеют промышленное значение Тандзутское и Чернореченское серноколчеданные месторождения, описание которых приводится ниже.

1. АНКАДЗОРСКОЕ (ШАГАЛИ-ЭЙЛАРСКОЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения. Анкадзорское месторождение медных руд находится в 9 км к востоку от с. Ехекнут Кироваканского района и в 16 км к юго-востоку от ж.-д. ст. Шагали.

Разведочные работы здесь впервые были начаты в 1895 г. французскими концессионерами. С 1901 по 1917 гг. месторождение разрабатывалось и за этот период было добыто 105 тыс. т руды со средним содержанием меди около 5%.

Восстановительные и частично эксплуатационные работы на месторождении были возобновлены в 1931 г. После некоторого перерыва в 1939—1940 гг. на месторождении вновь были начаты геологоразведочные работы.

В 1944 г. изучением геологического строения и вещественного состава руд Анкадзорской группы месторождений занималась экспедиция Института геологических наук Академии наук Армянской ССР под руководством И. Г. Магакьяна. Экспедицией была составлена первая геологическая карта басс. рр. Сиси-джур и Шакар-джур.

С 1944 по 1959 гг. Анкадзорское месторождение систематически изучалось Управлением геологии. Поисково-разведочные работы здесь велись под руководством Г. А. Пилюяна, А. М. Авакяна, Г. А. Оганесяна, К. А. Мкртчяна и Э. Г. Амирбекяна.

Геологическое строение. В геологическом разрезе района наиболее древними являются верхнемеловые карбонатные породы, обнажающиеся на Сисимаданском, Антониевском и Эйларском месторождениях. Карбонатные образования перекрыты вулканогенной толщей: плагиоклазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями среднего эоцена. В свою очередь эта толща несогласно перекрыта широкоразвитыми кислыми лавами липарито-дацитового состава.

Верхнемеловые карбонатные и среднеэоценовые вулканогенные образования прорваны кварц-порфировыми субвулканическими телами и гранодиоритовыми интрузиями средне эоценового возраста.

Указанные карбонатные и вулканогенные образования собраны в антиклинальную складку северо-западного простирания, осложненную второстепенной складчатостью и разрывными нарушениями. В ядре антиклинали обнажаются верхнемеловые известняки, а на крыльях — породы среднеэоценовой вулканогенной толщи. Основным разрывным нарушением является Анкадзорский надвиг, по которому среднеэоценовые порфириты надвинуты на более молодые липарито-дациты.

В структурном отношении месторождение находится в висячем бо-

жу Анкадзорского надвига. В пределах рудного поля установлены и второстепенные дорудные нарушения, сопряженные с основным надвигом.

Морфология, размеры и условия залегания рудных тел. Рудовмещающими породами являются среднеэоценовые порфири-ты и частично туфобрекчии. Эти породы гидротермально интенсивно изменены и представлены окварцованными, кварц-серицитовыми, хлоритизированными и каолинизированными образованиями.

Эти измененные породы развиты вдоль северо-восточной экзокон-тактовой зоны гранодиоритового массива. По мере удаления от контакта интрузии окварцованные и хлоритизированные породы переходят в кварц-серицитовую разность, которая в пределах месторождения про-слеживается вдоль р. Шакар-джур и далее на север.

Каолинизированные и хлоритизированные породы развиты главным образом в приконтактовой части двух эффузивных толщ: порфиритов и липарито-дацитов.

Гидротермально измененные породы обычно содержат вкраплен-ность сульфидов: пирита и халькопирита. Пиритизированные участки на поверхности обычно обохрены.

Оруденение морфологически представлено жильным и прожилково-вкрапленным типами и занимает площадь около 0,8 кв. км.

Жильное оруденение развито в южной части месторождения и почти полностью выработано. Жилы прослеживаются в северо-западном направлении на 100—200 м, при крутом падении на юго-запад. Мощность жил колеблется в широких пределах—от 0,25 до 1 м, реже достигает 5 м. Жилы обычно сопровождаются прожилковым и вкрапленным сульфид-ным оруденением, местами представляющим практический интерес.

Рудные жилы имеют кварц-медно-серноколчеданный состав и отличаются по текстурным особенностям. Наряду с массивной, встреча-ется и брекчиевидная текстура, образовавшаяся путем сцементирования рудой обломков вмещающих пород.

Содержание меди в жильной массе колеблется в пределах от 1 до 7%, достигая иногда 10—15%. В жилах с брекчиевидной текстурой руд содержание меди несколько ниже.

Запасы, подсчитанные по жильному типу, составляют несколько тыс. т меди по категории В+С₁, причем глубина распространения оруденения принята 140 м и среднее содержание меди 1,2%.

Прожилково-вкрапленный тип оруденения обычно подчинен жиль-ному типу, но встречается также в виде отдельных зон мощностью 2—4 м и более. Основными минералами прожилково-вкрапленных руд яв-ляются пирит и кварц с отдельными участками, обогащенными халько-пиритом с небольшой примесью сфалерита и галенита. В прожилково-вкрапленных рудах содержание меди составляет 0,05—0,8, иногда до 1,5%.

По предварительным подсчетам Управления геологии, ориентиро-вочные запасы прожилково-вкрапленного оруденения составляют несколько тыс. т меди, при общей мощности зоны в 14—15 м и среднем содержании меди 2%.

Минеральный состав руд. Руды Анкадзорского месторож-дения сложены из пирита, халькопирита, гематита, реже сфалерита, галенита, магнетита. Вторичные минералы представлены: малахитом, азуритом, лимонитом, халькозином, купритом, самородной медью и ко-веллином. Среди нерудных главными являются кварц, барит и кальцит, второстепенными—гипс, серицит, хлорит и каолинит.

Из редких и рассеянных металлов в рудах Анкадзорского месторождения присутствуют селен, теллур, висмут, галлий и др.

По данным Управления геологии, в рудных концентратах содержание селена колеблется от 0,0064 до 0,05%, что в среднем (по данным 12 проб) равно 0,0038% при среднем содержании меди 15,54% в концентрате. Среднее содержание теллура составляет 0,0012%, или же в 3 раза меньше, чем содержание селена. Кроме этих двух металлов, в рудах присутствуют золото в количестве 1—3 г/т и серебро—150—250 г/т.

Висмут, галлий и германий отмечаются в незначительном количестве и для руд месторождения существенного значения не имеют.

Перспективы месторождения. Анализ фактического материала, накопившегося за многие годы в результате периодически проведенных поисково-разведочных работ, позволяет высказать некоторые соображения о дальнейших перспективах Анкадзорского месторождения.

Следует отметить, что наиболее интересными и перспективными являются зоны прожилково-вкрапленного оруденения, оконтуренные поисково-разведочными работами. Дальнейшие поисковые работы должны быть направлены на прослеживание и оконтуривание известных и выявление новых зон. Такие зоны при больших масштабах, но с относительно низким содержанием меди, могут представить больший интерес, чем маломощные жилы, разработка которых является весьма тяжелой и дорогостоящей.

Наряду с геологопоисковыми работами следует рекомендовать проведение на Анкадзоре геофизических методов исследований. При этом необходимо учесть, что геофизические работы на Анкадзорском медном месторождении проводились в 1930 г. (геофизическая партия ЦНИГРИ) и в 1945 г. (геофизическая партия ВИРГ-а), которые носили экспериментальный характер и преследовали цель определить возможность применения отдельных геофизических методов для поисков и разведки рудных тел.

Эффективным при поисках медного оруденения может оказаться и гидрохимический метод, применение которого в 1958 г. дало некоторые положительные результаты. Дальнейшие гидрохимические исследования должны быть направлены на более детальное изучение выявленных аномальных площадей в районе Анкадзорского рудного поля.

2. ТАНДЗУТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения. Тандзутское месторождение серного колчедана расположено в 12 км к юго-востоку от гор. Кировакана, в верховьях р. Тандзут.

Месторождение известно с конца XIX столетия. Оно эксплуатировалось с большими перерывами с 1903 по 1926 г. Систематическое изучение геологического строения района и самого месторождения было начато Армянским геологическим управлением в 1929 г. Геологосъемочные работы проводили В. Н. Котляр, К. Н. Паффенгольц и др. Позднее, в 1951—1952 гг., П. Ф. Сопко и А. А. Еганянц составили крупномасштабную геологическую карту района месторождения.

Геологоразведочные работы на самом месторождении были возобновлены в 1953 г. и продолжались до 1955 г. В результате этих работ, проведенных под руководством Д. Г. Чатиняна, был составлен сводный отчет с подсчетом запасов руды.

В 1955 г. на месторождениях северной части Армянской ССР, в том числе и на Тандзутском месторождении, Институтом геологических на-

ук Академии наук Армянской ССР проводились тематические работы по изучению вещественного состава, выяснению характера распределения редких и рассеянных элементов в различных типах руд с целью выяснения возможности их комплексного использования при переработке руд.

Эти исследования показали, что серноколчеданные руды содержат ценные примеси редких и рассеянных элементов (Se, Te, Tl и др.), которые в значительной мере расширяют перспективы месторождения.

Геологическое строение. Район месторождения характеризуется широким развитием третичных вулканогенных образований, прорванных субвулканическими телами кварцевых порфиров и интрузиями различного петрографического состава.

Среди вулканогенных образований различают кварцевые порфиры, порфириты и их брекчии, туффиты, туфосланцы, туфопесчаники и др.

Субвулканические кварцевые порфиры в пределах месторождения слагают ядро антиклинальной складки, простирающейся в близширотном направлении. На крыльях этой складки залегают порфириты и их брекчии.

Рудовмещающие кварцпорфиры среднеэоценового возраста с юга и севера ограничиваются двумя крупными разрывными нарушениями, которые прослеживаются в близширотном направлении на 5—6 км. С этими крупными тектоническими нарушениями связаны зоны расщепленных и раздробленных пород. С преобладающим северо-восточным направлением сланцеватости вмещающих пород хорошо согласуется простираание серноколчеданных рудных тел.

Породы, слагающие среднеэоценовую вулканогенную толщу, в районе месторождения в той или иной степени изменены. По данным С. О. Ачикгезяна (1964), гидротермальные изменения порфиритов, их туфобрекчий, туффитов выражены широкоразвитым процессом пропилитизации с образованием почти всех характерных минералов фаций, от внешней—амфиболо-эпидотовой до внутренней—кварцево-серицитовой, являющейся переходной фацией пропилитов во вторичные кварциты по Н. И. Наковнику (1947).

Формация вторичных кварцитов, развивающаяся в основном по кислым вулканическим породам—кварцевым порфирам, представлена неполным комплексом минеральных фаций—монокварцевой, диаспоровой, алунитовой, баритовой, пиррофиллитовой и серицитовой. Для вторичных кварцитов характерно выпадение из комплекса корундовой, андалузитовой и каолинитовой фаций.

Не останавливаясь на подробной характеристике метасоматических образований, отметим лишь, что весь этот процесс сопровождается отложением сульфидов, причем наблюдается пространственная приуроченность серноколчеданного оруденения к кварцево-пиррофиллитовым, а полиметаллической минерализации—к кварцево-серицитовым породам.

Морфология, размеры и условия залегания рудных тел. Морфологически серноколчеданное оруденение представлено тремя самостоятельными, параллельно залегающими рудными линзами. Все три линзы расположены недалеко друг от друга и вытянуты вдоль широтного разрывного нарушения. Падают рудные линзы на юг-юго-запад под углом 30—40°.

Основная линза залегает в центральной части зоны и по разведочным выработкам прослежена по простираанию на 560 м, по падению на 70 м. Пересеченная мощность в пределах контура промышленного содержания достигает 40 м. Верхняя часть линзы обнажена и частично обработана.

Содержание серы в руде колеблется в пределах от 8 до 47,67%, в среднем составляет 20,06%.

Северная линза залегает несколько севернее основной линзы, в ее лежащем боку и по простирацию прослежена на 280 м, а по падению—на 30 м. Мощность линзы 20 м.

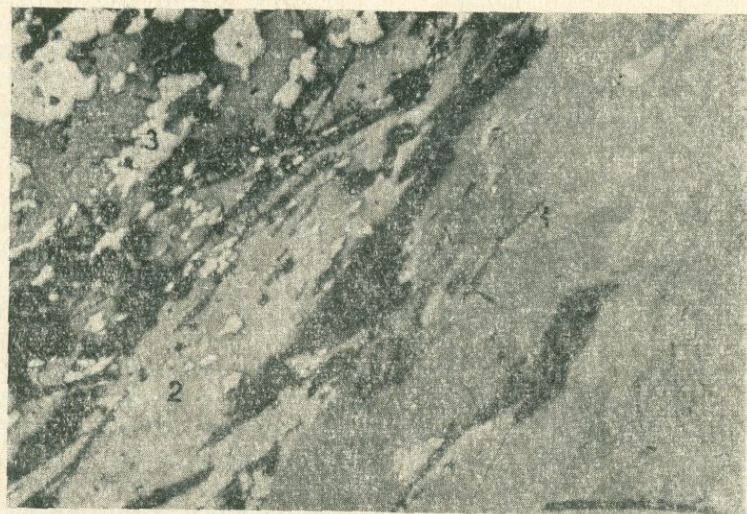


Рис. 13. Тесные срастания пластинчатого ковеллина (1) с энаргитом (2) и пиритом (3). Полированный шлиф, х 70.

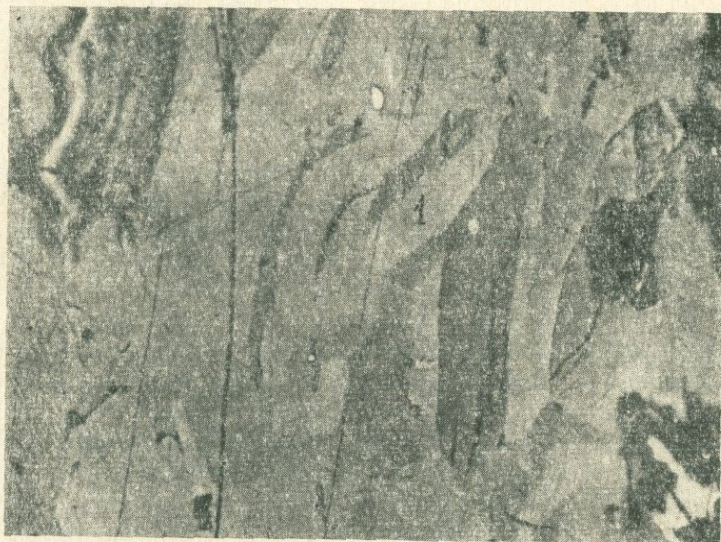


Рис. 14. Изогнутые пластинки и чешуйки гидротермального ковеллина (1). Полированный шлиф, х 200.

Южная линза по простирацию прослежена на 140 м, по падению—на 30 м.

Минеральный состав руд. Основным минералом, составляющим руды Тандзутского месторождения, является пирит. Массивный пирит, состоящий из кристаллических или колломорфных агрегатов, пос-

тоянно ассоциирует с кварцем. Кроме пирита, в рудах Тандзутского месторождения в небольшом количестве присутствуют сфалерит, халькопирит, галенит, теннантит, энаргит, люцонит, гипогенный ковеллин, виттихенит. Нерудные представлены кварцем и серицитом, реже гипсом.

Интересно отметить, что галенит, сфалерит, теннантит, энаргит, люцонит и гипогенный ковеллин развиты локально по поздним трещинам и, по-видимому, являются образованиями более поздних стадий минерализации.

По данным спектрального и химического анализов, руды Тандзутского месторождения содержат селен, теллур, рений, германий и таллий. Кроме перечисленных элементов, определенный интерес представляют содержания золота и серебра.

Результаты полного химического анализа средней пробы, приведенные Д. Г. Чатиняном, показали следующие содержания компонентов:

SiO ₂	36,68%	S	26,0%	Se	60,0 г/т
Al ₂ O ₃	12,34%	Cu	0,03%	Te	15,0 г/т
CaO	0,66%	Zn	0,20%	Re	24,0 г/т
MgO	сл.	Pb	0,05%	Ge	1,0 г/т
Fe	20,17%	Au	0,4 г/т	Tl	1,0 г/т
		Ag	3,36 г/т		

Судя по этим результатам и по данным многочисленных спектральных и химических анализов, выполненных в лабораториях Института геологических наук Академии наук Армянской ССР, из сопутствующих серноколчеданные руды элементов промышленный интерес, в смысле комплексного использования, могут представить золото, серебро, селен, теллур, рений, отчасти таллий.

Согласно данным Д. Г. Чатиняна, испытание руд Тандзутского месторождения на обогатимость по двум технологическим пробам (КИМС) привело к следующим результатам: в первой пробе из исходной руды с содержанием S—28,9% получен пиритовый концентрат с содержанием S—45,7%, Se—0,02%, Te—0,004%, Au—0,8 г/т, Ag—3,2 г/т, во второй пробе из исходной руды с содержанием S—23,6% получен концентрат следующего состава: S—48,8%, Se—0,015%, Te—0,007%, Au—1,2 г/т и Ag—5,0 г/т.

Перспективы месторождения. Учитывая комплексность руд и рентабельность разработки месторождения, следует в первую очередь разработать оптимальную технологическую схему извлечения всех ценных компонентов из серноколчеданных руд. Предварительные экономические расчеты, произведенные в Управлении геологии, свидетельствуют об эффективности разработки серноколчеданных руд Тандзутского месторождения.

Перспективы Тандзутского месторождения могут быть значительно расширены за счет детального изучения примыкающих к нему проявлений серноколчеданных руд. К ним относятся участки Бариджур, Андраник, Лори и др. На всех этих участках среди гидротермально измененных пород обнажаются серноколчеданные руды с содержанием серы от 20 до 32%.

Геологоструктурные условия района свидетельствуют о возможном обнаружении новых крупных рудных тел на участках упомянутых рудопроявлений и между ними.

При проведении поисковых работ с целью обнаружения скрытых рудных тел эффективными могут оказаться геофизические методы

исследования. Известно, что на Тандзутском месторождении в разное время эпизодически проводились электроразведочные работы в основном для опробования различных методов постоянного и переменного тока. Эти исследования показали довольно широкие возможности большинства опробованных методов для поисково-разведочных целей.

Заслуживают упоминания данные, полученные на Тандзутском месторождении с помощью поисковой гидроэлектротметрии. Этот метод основан на изучении электросопротивления вод ручьев и рек. Понижение электросопротивления указывает на повышение суммарной минерализации, что может служить дополнительным поисковым критерием.

3. ФРОЛОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Фроловское месторождение медных руд расположено в 3 км к югу от с. Фиолетово, в верховьях одноименной речки.

Месторождение известно давно; в прошлом столетии оно разведывалось и- разрабатывалось, о чем свидетельствуют отвалы старых выработок и шлаки плавки медной руды. В дальнейшем изучением месторождения занимались В. Н. Котляр, К. Н. Паффенгольц, О. С. Степанян, Б. С. Вартапетян и др. Геологопоисковые и разведочные работы проводились Управлением геологии.

Район месторождения сложен известняками сенона и вулканогенной толщей среднего эоцена, представленной кварцевыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. Вышеуказанные породы прорваны порфировидными гранодиоритами Фиолетовской интрузии.

Рудоконтролирующими структурами являются дорудные разломы северо-западного простиранья.

По данным Успенского, рудные тела имели неправильную жиллообразную форму, мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м.

Поисково-разведочными работами на Фроловском месторождении вскрыты зоны с прожилково-вкрапленным и жильным типами оруденения.

Прожилково-вкрапленное оруденение приурочено к гидротермально измененным кварцевым порфиритам, их туфам и туфобрекчиям. Эти зоны измененных пород с сульфидной минерализацией прослеживаются в северо-западном направлении на 400—550 м при мощности 1,5—4 м. Оруденение в зонах распределено неравномерно и представлено сетью кварц-карбонатно-сульфидных и чисто сульфидных прожилков мощностью до 0,25 м. Местами наблюдаются гнездообразные скопления массивных пирит-халькопиритовых руд. В прожилках, кроме пирита и халькопирита, в незначительном количестве присутствуют галенит и сфалерит. В этом типе оруденения содержание Cu колеблется от 0,4 до 2,5%, Zn от 0,29 до 2,3%.

Жиллообразные тела неправильной формы сложены в основном массивными и вкрапленными рудами, состоящими из пирита, халькопирита, реже сфалерита и галенита. Жильная нерудная масса представлена кварцем, карбонатом и баритом. По простиранью жилы прослеживаются на 100—120 м при мощности от нескольких сантиметров до 0,7—1 м в раздувах.

Химическими анализами, кроме Cu, в рудах установлены Au—0,26—0,53 г/т, Ag—4,74—18,07 г/т.

Фроловское месторождение изучено пока недостаточно, однако, учитывая благоприятную геологическую обстановку, наличие мощных

зон измененных и минерализованных пород, оно заслуживает более детального изучения с производством поисково-разведочных работ. Перспективным является восточный фланг месторождения, где штольней, на правом берегу р. Фролова балка, среди гидротермально измененных порфиров вскрыт ряд маломощных зон прожилково-вкрапленного оруденения. Основные перспективы связаны с изучением глубоких горизонтов месторождения.

4. ЧИБУХЛИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения. Чибухлинское месторождение меди находится в Степанаванском районе в 12 км к западу от с. Куйбышев.

Геологоразведочные и эксплуатационные работы на месторождении проводились французской компанией в период 1914—1917 гг. В 1928 г. к изучению месторождения приступил В. Г. Грушевой, который на глазомерной основе составил геологическую карту района. С 1932 по 1938 гг. на месторождении партией Закавказского геологического треста под руководством С. С. Мкртчяна проводились геологоразведочные работы. После длительного перерыва с 1956 по 1960 гг. на месторождении вновь были проведены поисково-разведочные работы Управлением геологии.

Геологическое строение. Район Чибухлинского месторождения меди сложен карбонатными отложениями мела и вулканогенно-осадочными образованиями эоцена. Контакт между указанными разновозрастными толщами тектонический: по нему меловые известняки надвинуты на породы эоцена. Последние, как и известняки мела в принадвиговой зоне, интенсивно дислоцированы. По разлому внедрилась магма ультраосновного состава, образовавшая вдоль него дайкообразное тело, прослеживающееся на много километров. Рудовмещающими являются породы эоцена, которые в зоне нарушения у лежащего бока дайки ультраосновных пород интенсивно изменены: окварцованы, серицитизированы, каолинизированы и несут рудную минерализацию. Зона гидротермально измененных пород прослеживается вдоль указанной дайки по склону левого берега р. Желтой в широтном направлении на протяжении свыше 10 км. Недалеко от месторождения на склоне правого берега р. Желтой, у гребня хребта, обнажается интрузия гранодиоритового состава.

Форма, размеры и условия залегания рудных тел. На месторождении рудные тела морфологически представлены короткими жилами, которые сопровождаются зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Жилы простираются в широтном направлении, падают в северные и, реже, в южные румбы. Размеры большинства рудных жил по простиранию и падению не превышают несколько десятков метров, а мощность их колеблется в пределах 0,2—1,9 м. Местами жилы разветвляются и образуют прожилки в гидротермально измененных породах.

Морфологически среди жил различают простые по форме, которые четко отграничиваются от вмещающих пород, и сложные, невыдержанные по форме с нечеткими зальбандами.

Мощность зон прожилково-вкрапленного оруденения обычно не превышает 12—13 м. Содержание Cu в рудах составляет в среднем 1—2%.

Минеральный состав руд. Главными рудослагающими минералами являются пирит и халькопирит, иногда в рудах в небольшом количестве отмечаются сфалерит, галенит, блеклые руды, реже линнеит.

Среди нерудных минералов основным является кварц; подчиненное значение имеют кальцит, хлорит, серицит.

Для медно-серноколчеданных руд Чибухлинского месторождения весьма характерны массивные, полосчатые (с полосовым распределением кварца и сульфидов), прожилково-вкрапленные и вкрапленные текстуры.

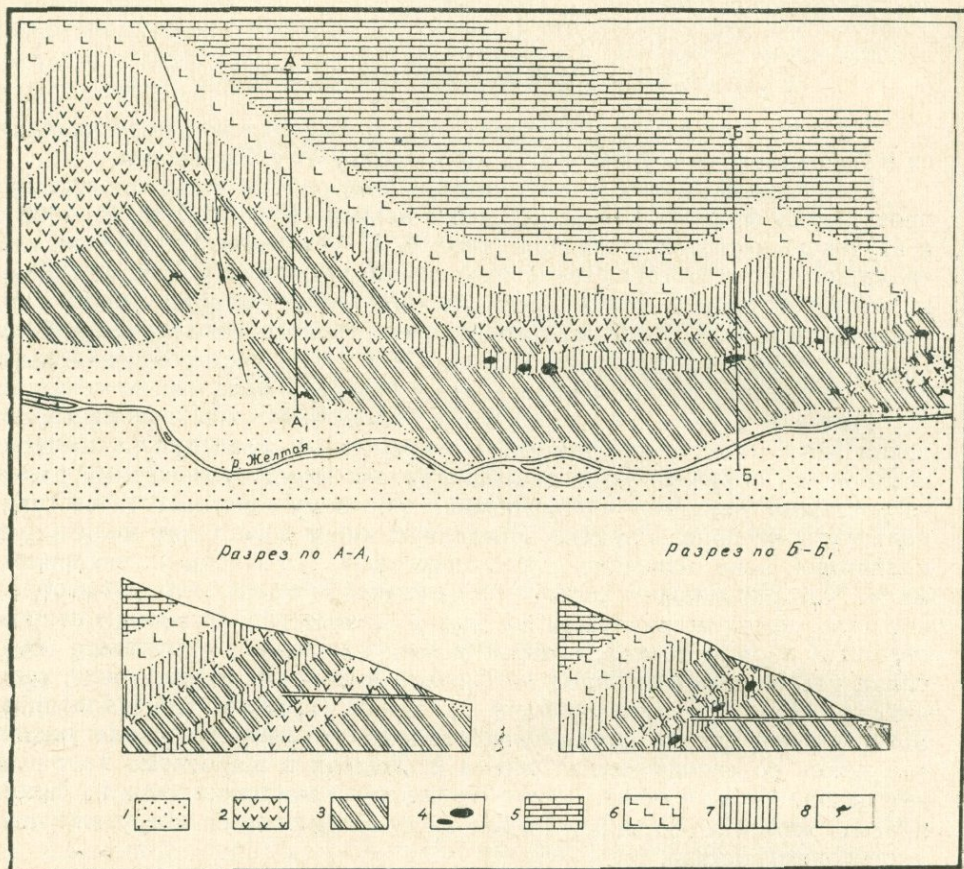


Рис. 15. Геологическая карта Чибухлинского месторождения меди, 1956 г.
(по С. С. Мкртчяну)

Условные обозначения

1. Аллювиальные отложения. 2. Порфириты, слабо измененные. Средний эоцен.
3. Порфириты, сильно окварцованные и серицитизированные. Средний эоцен. 4. Кварцевые жилы. 5. Сланцы и известняки. Сенон. 6. Дайка ультраосновных пород. Средний эоцен. 7. Зоны медноколчеданного оруденения. 8. Устье штолен.

В рудах месторождения, по данным химических и спектральных анализов, кроме основного компонента—меди, установлено присутствие ряда редких и рассеянных элементов. В медном концентрате со средним содержанием Cu —19,9% установлены Se —0,0137% и Te —0,004%.

Селен и теллур в главных сульфидах—в пирите и халькопирите—распределены следующим образом. Содержание Se в пирите колеблется от 0,0027 до 0,0233%; Te от 0,0010 до 0,0080% (6 проб); в халькопирите Se от 0,0077 до 0,0115%, Te от 0,0011 до 0,0015% (2 пробы).

Спектральными анализами установлены: Bi —в количестве 0,01%

(14 проб), In—0,001% (2 пробы), а также галлий и германий в тысячных и сотых долях процента.

Присутствие перечисленных рассеянных металлов в значительной мере повышает ценность руд Чибухлинского месторождения.

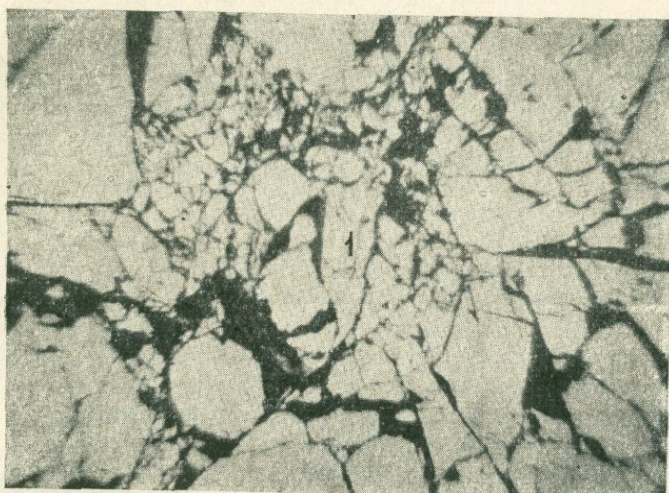


Рис. 16. Катакластическая структура пирита (1), черное—нерудный минерал. Полированный шлиф, $\times 100$.

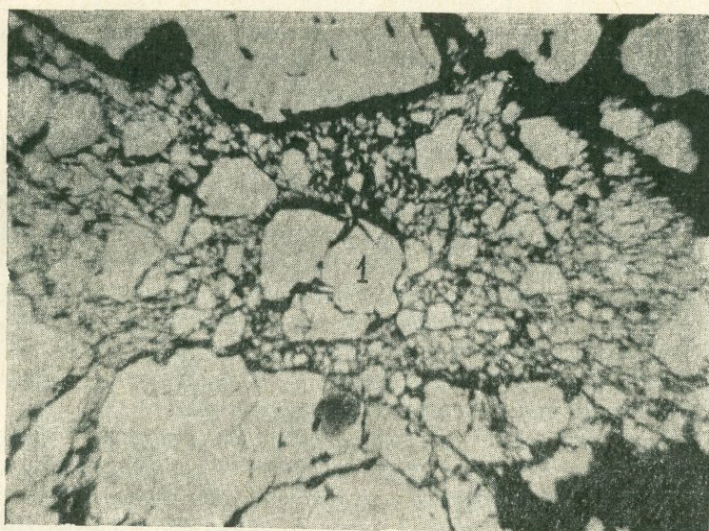


Рис. 17. Порфирокластическая структура пирита (1), черное—нерудный минерал. Полированный шлиф, $\times 100$.

Перспективы месторождения. Чибухлинское месторождение меди в последние годы изучалось Управлением геологии с производством поисково-разведочных работ. Различными штольнями и буровыми скважинами на месторождении были оконтурены рудные тела и рудосытные зоны и подсчитаны запасы медной руды. Однако следует отметить, что невыдержанность рудных тел по простиранию и падению в значительной степени осложняет производство здесь более детальных разведочных работ.

В 1957 г. на Чибухлинском месторождении были проведены комплексные спектрометаллометрические и магниторазведочные исследования (Армянская геофизическая экспедиция Управления геологии). В результате этих работ в пределах месторождения отмечены разрозненные ореолы с повышенным содержанием меди, цинка, никеля и хрома в наносах. Магниторазведка оказалась эффективной для геологического картирования.

Наряду с применением геофизических методов исследования, для выяснения перспектив Чибухлинского месторождения и его флангов следует рекомендовать почвенно-гидрохимическую съемку по всей зоне тектонического нарушения, прослеживающегося вдоль ущелья р. Желтой.

Выводы

Основные выводы и предложения, вытекающие из изложенного материала, сводятся к следующему:

1. Алавердский рудный район включает в себя отрезки двух металлогенических поясов Малого Кавказа: колчеданного и медно-молибденового, совпадающих в границах своего развития соответственно с Сомхето-Карабахской геотектонической зоной и складчатой зоной Армении. Граница между ними в пределах района проходит по крупному разлому, отчетливо прослеживающемуся от Гогаранского перевала по долине реки Желтой на восток и юго-восток через участок Анкадзорского месторождения к с. Куйбышев (Иджеванский район).

К югу от отмеченной границы развиты мощные вулканогенные образования палеогена, слагающие крупный Севанс-Амасийский синклинорий, приуроченный к северной части складчатой зоны Армении. Породы здесь интенсивно дислоцированы, образуют нередко изоклинальные складки и прорваны гранитоидными интрузиями верхнеэоценового возраста.

К северу же от разлома развит мощный комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород юры, мела и эоцена, образующий, как и во всей Сомхето-Карабахской зоне, широкие и пологие складки на докембрийском фундаменте. Эти складки прорваны на отдельных участках интрузиями юрского, нижнемелового и третичного возрастов. На участках, где обнажается подстилающий юру субстрат (Лок-Джандарский массив), вскрываются на поверхности и более древние интрузии допалеозойского или нижнепалеозойского возраста.

2. В тесной связи с историей развития указанных зон, их геологическим строением, вулканизмом и магматизмом находится оруденение.

В южной части района отчетливо прослеживается пояс медно- и серноколчеданного оруденения, протягивающийся от гор. Дилижана в северо-западном направлении к Гогаранскому перевалу (Базумская рудоносная подзона). Месторождения в пределах указываемого пояса пространственно приурочены к выходам верхнеэоценовых субвулканических и гранитоидных интрузий, чем достаточно четко определяется магматический контроль в их образовании и размещении. Месторождения располагаются с одной стороны в субвулканических кварцевых порфирах, а с другой стороны—в экзоконтактовых частях или на некотором удалении от гранитоидных интрузий.

Наряду с магматическим фактором, важную роль в формировании месторождений играли тектонические структуры, контролирующая роль

которых в локализации оруденения проявляется так же отчетливо. К ним относятся как крупные структурные элементы первого порядка (оси антиклиналей, продольные разрывные нарушения), прослеживающиеся на десятки километров, так и сопряженные с ними локальные складчатые и разрывные структуры второго порядка.

Оруденение приурочено к участкам, где благоприятно сочетаются отмеченные выше факторы: магматический и структурный. На поверхности эти участки обычно резко выделяются по сильной измененности, освещенности пород и их обохренности. Такие участки линейно вытянуты вдоль контролирующих их структур и прослеживаются в ряде случаев на несколько километров при мощности, достигающей до 200 и более метров (Чибухлинская, Анкадзорская и другие зоны гидротермально измененных пород).

В пределах описываемого пояса располагаются Чибухлинское медное месторождение, Анкадзорская группа медных месторождений (Анкадзор, Сисимадан, Чамлуг, Антониевское и др.), месторождения серного колчедана (Чибухлы, Тандзут) и многочисленные рудопоявления. Рудные тела обычно представлены жилами, реже небольшими гнездами. Сравнительно крупные линзообразные тела образуют серноколчеданные руды на Чибухлинском и Тандзутском месторождениях.

В северной части района, входящей, как указывалось, в состав Сомхето-Карабахской геотектонической зоны, оруденение проявляется в двух структурных ярусах. Верхний структурный ярус сложен вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего (?) эоцена, образующими, в отличие от описанной выше подзоны, широкие складки с пологим падением крыльев. В пределах этого яруса также отмечается поясовое расположение месторождений в направлении с юго-востока (верховья р. Марцигет) на северо-запад к с. Привольное. Это пояс преимущественно полиметаллического (свинцово-цинкового) оруденения.

На северо-западном его продолжении в Грузинской ССР расположена группа полиметаллических месторождений басс. р. Машавера. Оруденение здесь также контролируется крупными разломами северо-западного направления, вдоль которых, а также сопряженных с ними структур породы изменены и минерализованы. Интрузии гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов обнажаются на поверхности небольшими телами. Они представляют, по всей вероятности, апикальные части глубже залегающих массивов, и проявление свинцово-цинкового оруденения в этой зоне связано, по-видимому, с относительно неглубоким ее эрозионным срезом. Рудные тела представлены жилами, гнездами и на отдельных участках, в песчаниках, пластообразными телами, вытянутыми вдоль контролирующих оруденение структур.

Нижний структурный ярус сложен вулканогенными отложениями средней и верхней юры. Образуют они крупную широкую асимметричную Алавердскую антиклиналь общекавказского простираения с пологим ($10-20^\circ$) северо-восточным и более крутым ($30-40^\circ$) юго-западным крыльями.

Антиклиналь осложнена на крыльях второстепенной складчатостью, многочисленными разрывными нарушениями, внедрением массивов гранитоидных интрузий нижнемелового и частью третичного возрастов. Широко развиты также субвулканические интрузии, представленные лакколитообразными телами, жилами и пластовыми залежами (силлами) гранит-порфиров, кварцевых и бескварцевых альбитофиров.

Оруденение проявляется с одной стороны в тесной пространственной связи с гранитоидными интрузиями (Кохбский массив), с другой — с суб-

вулканическими интрузивами. В первом случае оно представлено контактово-метасоматическими месторождениями железа, располагающимися в экзо- и эндоконтактных частях интрузивного массива, проявлениями прожилково-вкрапленных медных руд в зонах измененных пород внутри массива (Техут) и в экзоконтактных зонах; во втором случае оно представлено массивными колчеданными рудами, образующими штоки, жилы (Алаверди, Шамлуг), линзообразные залежи, гнезда и прожилки (Ахтала).

Зоны гидротермально измененных пород, вмещающих месторождения колчеданных руд, приурочены к разломам близмеридионального простирания и отчетливо фиксируются на поверхности.

3. Имеющийся материал геологоразведочных работ, проведенных в пределах всех отмеченных выше рудоносных зон, позволяет оценить, на современной стадии их изученности, возможные перспективы нахождения в их пределах промышленных месторождений медных и полиметаллических руд.

Все изучавшиеся месторождения, расположенные в пределах Базумской рудоносной подзоны, отличаются небольшими размерами. Нигде в пределах этой подзоны крупных концентраций меди и полиметаллов не установлено. Месторождения преимущественно жильные, обычно с высоким содержанием в жильной массе меди, но с ограниченными запасами, ввиду незначительного размера жил. Вмещающие рудные тела породы несут слабую медную минерализацию, не представляющую в настоящее время практического интереса.

На относительно перспективных месторождениях—Чибухлинском и Анкадзорском—Управлением геологии в 1956 г. были возобновлены геологоразведочные работы. Несмотря на значительный объем проведенных работ, они не изменили существовавших ранее представлений о небольших размерах этих месторождений. В связи с этим к концу 1960 г. геологоразведочные работы здесь были прекращены. Не дали положительных результатов и работы на других месторождениях этой зоны. Дальнейшие поисково-разведочные работы на медь и полиметаллы в пределах Базумской подзоны в настоящее время не могут быть рекомендованы.

В последующем, при усовершенствовании существующих методов поисков скрытых рудных тел и разработки новых методов, могут быть продолжены работы на участках гидротермально измененных минерализованных пород, которые не были вскрыты разведочными выработками. Особенно ими необходимо будет охватить задернованные и залесенные участки зоны, по которым в настоящее время нет достаточного материала.

Описываемая подзона представляет интерес в отношении золотоносности, особенно на участке между Дилижаном и Тандзутским месторождением. В аллювии р. Агстев и ее притоков местами имеются значительные концентрации золота, которое в свое время служило объектом старательской добычи. Золото могло поступать сюда лишь в результате разрушения измененных минерализованных пород, протягивающихся полосой по правобережью р. Агстев.

Поиски коренных месторождений золота здесь приобретают интерес также в связи с тем, что описываемая зона измененных минерализованных пород находится на простирании золотоносной полосы Зодского месторождения, составляя с ней, по всей вероятности, единую золотоносную рудную зону.

Необходимо отметить, что в пределах Базумской зоны расположены Чибухлинское и Тандзутское месторождения серного колчедана.

Серноколчеданное оруденение составляет относительно крупные рудные тела линзообразной формы. Несмотря на то, что месторождения разведаны давно и по ним подсчитаны значительные промышленные запасы, до сего времени они не стали объектами разработки.

В пределах Марцигет-Привольненской подзоны полиметаллического оруденения представляет интерес район Привольненской группы месторождений. Однако направление проводимых здесь геологоразведочных работ должно быть коренным образом изменено. В основу этих работ, как известно, были положены представления об осадочном генезисе месторождений и развитии оруденения на обширной территории так называемого Лорийского бассейна.

В связи с этими представлениями разведка месторождений, осуществлявшаяся буровыми скважинами, проводилась на большой площади. Скважины были удалены друг от друга на большие расстояния и в значительной своей части оказались безрезультатными. В настоящее время, в связи с проведенными исследованиями, установившими нахождение месторождений в общей зоне полиметаллического оруденения, эндогенный их характер сомнений не вызывает. Месторождения образовались на небольших глубинах восходящими гидротермальными растворами, контролируются тектоническими структурами разрывного характера и сообразно с литологическим составом рудовмещающих пород проявляются в различных формах. В туфопесчаниках, легко поддававшихся процессам метасоматоза, оруденение проявляется в виде более или менее густой вкрапленности, в перекрывающих же их кератофирах—в виде гнезд и прожилков. Наглядным доказательством этому является месторождение богатой свинцовой руды, открытое за последние годы поисково-разведочной партией Управления геологии на г. Круглая Шишка, недалеко от с. Привольное. Здесь свинцовая руда, по существу состоящая из одного галенита, залегает в виде гнезда в зоне гидротермально измененных пород, протягивающихся сюда от г. Айдарбек и далее прослеживающихся в СЗ направлении.

Эта зона отчетливо оконтуривается среди вмещающих ее неизмененных пород и содержит комплекс низкотемпературных нерудных минералов (барит, халцедон и др.), отсутствующих в свежих породах.

Все изложенное свидетельствует о необходимости детального изучения структуры рудного поля месторождений и направления геологоразведочных работ вдоль рудоконтролирующих структур. Проводившиеся же без учета этих структур буровые работы, несмотря на большой их объем, не дали положительных результатов и привели к прекращению разведочных работ на месторождении.

В северной части района наибольший интерес представляет Алавердская группа месторождений (месторождения Алаверди, Шамлуг, Ахтала с прилегающими к ним участками Анкасар, Бендик и др.). Геологические исследования, проведенные в этой части района и выполненные на их основе геологоразведочные работы существенно изменили представления об условиях образования месторождений, характере распределения на них оруденения и их перспективах.

Оруденение в пределах Алавердской группы месторождений имеет значительное вертикальное развитие и по существу охватывает всю толщу юрских образований, слагающих район, проявляясь с различной степенью интенсивности и в различных формах, в зависимости от структуры рудоносных участков и характера рудовмещающих пород.

Выявившиеся условия формирования месторождений и характер распределения на них оруденения расширяют их перспективы, выявляя возможность нахождения новых рудоносных участков и рудных тел

вдоль контролирующих оруденение структур. В результате геологоразведочных работ, проводившихся с учетом этих представлений, были открыты новые рудоносные участки и скрытые рудные тела на глубоких горизонтах и флангах Алавердского и Шамлугского месторождений и значительно расширены их промышленные запасы.

На Алавердском месторождении дальнейшие геологоразведочные работы должны быть направлены на прослеживание рудной зоны вдоль контролирующего оруденение разлома к северу и югу от центрального участка месторождения и на разведку глубоких горизонтов последнего по падению указанного разлома. На Шамлугском и Ахталском месторождениях разведочные работы также должны вестись с учетом структурного контроля оруденения.

Из других месторождений этой части района, при снижении требований кондиции, может представить интерес участок Спасакарского месторождения, где руды с невысоким содержанием в них меди могут быть развиты на относительно большой площади.

Представляет также интерес, для организации поисково-разведочных работ на медь, междуречье рр. Дебед и Агстев. Этот район, сложенный тем же комплексом вулканогенных отложений юры, что и район Алавердской группы месторождений, очень слабо затронут детальными геологическими исследованиями. Между тем здесь в присводовой части антиклинальной структуры, являющейся продолжением Алавердской, известны рудопроявления меди и серного колчедана. Заслуживает детального изучения в этой части района Карнутское месторождение меди, также расположенное в пределах указываемой структуры.

4. Резюмируя все изложенное, можно выделить следующие объекты, заслуживающие дальнейшего детального изучения:

а) Алавердская группа месторождений. Помимо того, что эти месторождения сами по себе являются наиболее перспективными в отношении медного и полиметаллического оруденения, они расположены на осьеенном горнорудном участке у металлургического завода и каждая тонна выявленных здесь промышленных запасов имеет гораздо большую ценность, чем на любом другом месторождении района.

б) Междуречье рр. Дебед и Агстев в присводовой части Алавердской антиклинали для организации поисково-разведочных работ на медное оруденение вдоль контролирующих оруденение тектонических структур.

в) Привольненская группа полиметаллических месторождений для проведения разведочных работ с учетом изложенных выше генетических их особенностей и условий распределения на них оруденения.

г) Базумская подзона для организации поисково-разведочных работ на золото, особенно на участке между Дилижаном и Тандзутским месторождением и на продолжении этой подзоны к юго-востоку от Дилижана.

В комплексе поисково-разведочных работ на отмеченных объектах должны быть широко применены современные методы геофизических и геохимических исследований, которые позволят правильно выбирать места закладки поисковых и разведочных горных выработок и буровых скважин. В частности, желательное проведение детального изучения эндогенного ореола рассеяния элементов-индикаторов на разведываемых месторождениях, почвенно-гидрохимических съемок, хорошо зарекомендовавших себя на ряде месторождений как в данном районе, так и в других районах Армении.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев М. М.* 1940. Геолого-петрографический очерк части южного склона Главного Кавказского хребта. Изд. Аз. ФАН.
- Аракелян Р. А.* 1957. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 5—6.
- Асланян А. Т.* 1947. О возрасте и генезисе метаморфических сланцев северного склона Миапорского (Мургузского) хребта (Армения). Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 8.
- Асланян А. Т.* 1949. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Ереван.
- Асланян А. Т.* 1958. Региональная геология Армении. Ереван.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В.* 1945. Геосинклинали, их строение, история и законы развития. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5—6.
- Березин Е. С.* 1936. Сиси-Маданское месторождение андалузита в ССР Армении. «Разведка недр», № 22.
- Бернштейн П. С.* 1935. Геологические исследования в бассейнах среднего и нижнего течений рр. Дзегам-чай и Асрик-чай в Азербайджане. Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 44, № 2.
- Вартапетян Б. С.* 1958. Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахтальского месторождения Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXVII, № 1.
- Вартапетян Б. С.* 1964. Алаверди-Шамлуг-Ахтальское рудное поле (геологическое строение и направление геологопоисковых и разведочных работ). Труды НИГМИ, вып. 4.
- Вартапетян Б. С.* 1965. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР.
- Габриелян А. А.* 1959. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР.
- Габриелян Г. К.* 1950. Следы древнего оледенения в северо-западной Армении. Изв. ВГО, т. 82, вып. 2.
- Габриелян Г. К.* 1955. О древнем оледенении Армении. «Природа», № 9.
- Гасанов Т. А.* 1954. Нижнеюрская фауна в верховьях р. Асрик-чай. ДАН Азерб. ССР, № 1.
- Грушевой В. Г.* 1930. Алавердское медное месторождение в Закавказье. Его породы, руды и генезис. Труды ГГРУ, вып. I.
- Грушевой В. Г.* 1935. Геологический очерк северо-западной части Борчалинского района Груз. ССР. Отчет по работам 1934 г. ВСЕГЕИ.
- Добин А. Л.* 1935. Геологическое строение Алаверди-Садахлинского района ЗСФСР. Труды ВИМСа, вып. 88.
- Думитрашко Н. В.* 1950. О пепеленах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Зесауили В. И.* 1955. Геология части бассейна р. Поладаури. Труды ИГи Груз. ССР, серия геол., т. IX, (XIV), вып. I.
- Кахадзе И. Р.* 1942. Среднеюрская фауна Грузии. Изд. АН Груз. ССР.
- Кахадзе И. Р.* 1947. Грузия в юрское время. Изд. АН Груз. ССР.

- Котляр В. Н.* 1934. Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении. Труды Всес. геол.-разв. объединения, вып. 335.
- Котляр В. Н.* 1947. Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, естеств. науки, № 8.
- Котляр В. Н.* 1958. Памбак (геология, интрузивы и металлогения). Изд. АН Арм. ССР.
- Котляр В. Н.* 1960. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. высш. уч. завед., геология и разведка, № 9.
- Котляр В. Н.* 1962. О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. Изв. высш. уч. завед., геология и разведка, № 11.
- Кузнецов И. Г.* 1931. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 50, вып. 100.
- Магакьян И. Г.* 1947. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм. ССР.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С.* 1957. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогения на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 4.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С.* 1959. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). Зап. Арм. отд. ВМО, № 1.
- Магакьян И. Г.* 1960. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. Закономерн. размещ. полезн. ископ., т. 3.
- Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А.* 1965. Месторождения субвулканического происхождения Армянской ССР и их поисковые признаки. Матер. совещ. по рудоносн. вулканогенных формаций. Изд. «Недра».
- Милановский Е. Е.* 1952. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. Уч. зап. МГУ, т. V, геол., вып. 161.
- Милановский Е. Е.* 1957. Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. Труды комиссии по изуч. четвертич. периода, т. XIII.
- Мкртчян К. А.* 1958. О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. XI, № 4.
- Мкртчян Св. С.* 1963. Особенности распределения элементов вокруг рудных тел на Ахтальском полиметаллическом месторождении. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 4—5.
- Мкртчян С. С.* 1957. К геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, серия геолог. и геогр. наук, т. X, № 3.
- Мкртчян С. С.* 1960. Медные и полиметаллические месторождения Алавердского рудного района и их перспективы. Тезисы доклада на сессии по закономерн. размещ. медноколч. и медно-порфир. месторождений.
- Мкртчян С. С.* 1960. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. Геология рудных месторождений, № 4.
- Муратов М. В.* 1946. К морфологии следов четвертичного оледенения на Кавказе. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXI (5).
- Паковник И. И.* 1947. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Паковник И. И.* 1954. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. ВМО, II серия, ч. 83, вып. 2.
- Нефедьева Е. А.* 1961. Особенности развития рельефа северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 2.
- Паффенгольц К. П.* 1934. Армутлы-Кулы. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего теч. рр. Акстафа-чай и Дебеда-чай (ССР Армении). Труды ВГРО, вып. 35.
- Паффенгольц К. П.* 1951. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Сб. трудов ИГН АН Груз. ССР.
- Пчелинцев В. Ф.* 1927. Фауна доггера окрестностей Алаверди в Закавказье (Армения). Изв. Геол. ком., т. XV.

- Ренгартен В. П.* 1950. Рудистовые фации меловых отложений Закавказья. Труды ИГиН АН СССР, вып. 130, геол. серия, № 51.
- Ренгартен В. П.* 1953. К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа. Труды ИГиН АН СССР, вып. 149, геол. серия, № 62.
- Сопко П. Ф.* 1959. Роль стратиграфо-литологических и структурных факторов в размещении колчеданного оруденения в пределах Сев. Армении. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд. АН СССР.
- Сопко П. Ф.* 1961. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР.
- Степанян О. С.* 1938. Ахтальское полиметаллическое месторождение. Изд. Арм. ФАНа.
- Тихомиров В. В.* 1950. Малый Кавказ в верхнемеловое время. Труды ГИНа АН СССР, вып. I, 23, геол. серия, № 44.
- Хачатурян Э. А.* 1950. О возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, № 8.
- Хачатурян Э. А.* 1957. К минералогии серноколчеданных руд Тандзутского и Чибухлинского месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 3.
- Хачатурян Э. А.* 1957. К геохимии руд колчеданной формации Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 4.
- Хачатурян Э. А.* 1959. Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 4.
- Хачатурян Э. А.* 1959. К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 5.
- Хачатурян Э. А., Коджоян А. А.* 1960. Об обнаружении реньерита на одном из полиметаллических месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 3—4.
- Хачатурян Э. А., Нароникян В. О.* 1963. Гипогенный ковеллин в рудах Тандзутского серноколчеданного месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2.
- Цамерян П. П., Аванесян С. И.* 1949. О возрасте метаморфических сланцев северного склона хребта Мургуз (Армения). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Предисловие</i>	5
<i>I. Геоморфологическая характеристика Северо-Востока Армянской ССР</i>	7
А. Район мезозойского полого-складчатого и моноклиinally-складчатого горно-долинного рельефа	8
Б. Район палеогенового интенсивно-складчатого горно-котловинного рельефа	9
<i>II. Геологическое строение области</i>	
А. Горные породы области и их стратиграфия	13
1. Кембрий-докембрий (Pt + Pz ₁)	14
2. Юра	17
3. Мел	25
4. Эоцен	37
5. Оligоцен	42
6. Мiоцен	43
7. Постмиоцен	43
Б. Интрузивные породы	49
1. Интрузии допалеозойского и нижнепалеозойского возраста	49
2. Мезозойские (нижнемеловые) интрузии	52
3. Третичные интрузии	55
4. Контактново-метаморфические и гидротермально измененные породы	68
В. Тектоника	71
<i>III. Рудоносность</i>	78
А. Алавердская подзона	86
1. Алавердское медное месторождение	87
2. Шамлуговое медное месторождение	93
3. Ахталское барито-полиметаллическое месторождение	105
4. Агвинское месторождение	120
5. Месторождение Алвард (Палаи-Текии)	121
6. Карнутское (Армутлинское) месторождение	122
Б. Марцигет-Привольненская подзона	124
1. Привольненская группа полиметаллических месторождений	124
2. Свинцово-цинковые проявления бассейна р. Марцигет	132
В. Базумская подзона	136
1. Анкадзорское (Шагали-Эйларское) месторождение	136
2. Тандзутское месторождение	138
3. Фроловское месторождение	142
4. Чибухлинское месторождение	143
<i>Выводы</i>	146
<i>Литература</i>	151

С. С. МКРТЧЯН,
К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ, Э. А. ХАЧАТУРЯН

АЛАВЕРДСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН
(геология и рудоносность)

Подготовлено по решению ученого совета

Р

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка		Напечатано	Следует читать
	сверху	снизу		
62	19	—	Алтун гахта	Алтунтахта
75	9	—	Аниадзор	Анкадзор
—	—	20	Цахкуняцкого	Цахкуняцкой
91	—	10	прожил	прожилков

Ответственный редактор *А. Е. Кочарян*
Редактор издательства *С. М. Даниелян*
Обложка *Ю. А. Аракеляна*
Техн. редактор *Э. С. Аветян*
Корректор *Г. А. Абрамян*

ВФ 03330 Заказ 691, изд. № 2793, РИСО 1058 Тираж 1000

Сдано в производство 23/II 1966 г. Подписано к печати 13/II 1968 г.

Печ. л. 9,75, изд. л. 13,1, бум. л. 4,88, усл. печ. л. 12,66.

Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Цена 1 р. 40 к.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, г. Эчмиадзин

