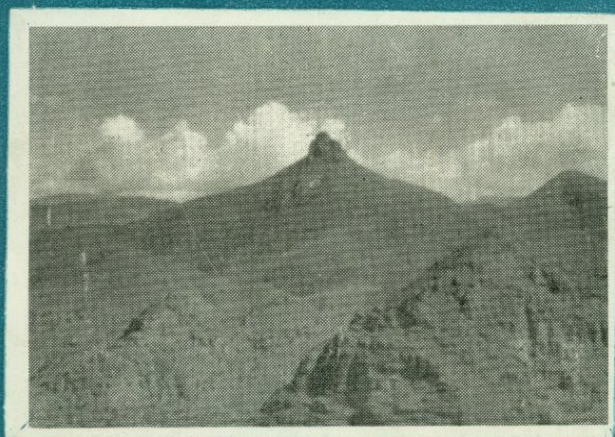


Г. О. ПИДЖЯН, А. И. КАРАПЕТЯН, А. А. САДОЯН,
П. М. АСЛАНЯН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ БАССЕЙНА РЕКИ АРПА АРМЯНСКОЙ ССР



ЕРЕВАН

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Գ. Հ. ՓԻՋՅԱՆ, Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ա. Ա. ՍԱԴՈՅԱՆ
Պ. Մ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ԱՐՓԱ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ
ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

55. + 553.2 //

Г. О. ПИДЖЯН, А. И. КАРАПЕТЯН, А. А. САДОЯН,
П. М. АСЛАНЯН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И
РУДОНОСНОСТЬ БАСЕЙНА
РЕКИ АРПА АРМЯНСКОЙ ССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1982



*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР*

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук
А. Е. КОЧАРЯН

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
академик АН Армянской ССР И. Г. МАГАКЬЯН, кандидат
геолого-минералогических наук А. С. ФАРАМАЗЯН

Геологическое строение и рудоносность бассейна р. Арпа
Г 36 Армянской ССР/Г. О. Пиджян, А. И. Карапетян, А. А. Са-
доян, П. М. Асланян; Отв. ред. А. Е. Кочарян.—Ер.: Изд-во
АН АрмССР, 1982.—178 с., рис.

Монография посвящена вопросам геологического строения, рудоносности и перспективам оруденения бассейна р. Арпа. В ней детально описываются широко развитые палеогеновые вулканогенно-осадочные и осадочные отложения. Дается их стратиграфическое расчленение и литологический состав пород. Важное место уделяется рудным месторождениям, в особенности минерало-геохимическим признакам руд, характеру распределения оруденения в рудных полях и изучению редких элементов в отдельных минералах и минеральных ассоциациях.

Книга предназначена для широкого круга геологов, а также геофизиков, технологов, обогатителей и экономистов, занимающихся вопросами изучения рудных месторождений и минерального сырья.

2501000000
П $\frac{\quad}{78-81}$
703(02)—82

ББК 26.3
552

Введение

Вайкский (Айоцзорский) рудный район—бассейн р. Арпа—характеризуется весьма сложным, интересным геологическим строением и многообразной, перспективной полиметаллической, свинцово-сурьмяной, кварц-золоторудной и ртутной минерализацией. Он изучался многие годы различными исследователями с определенными заданиями и направлениями геологической науки; отдельные месторождения разведывались длительное время и исследовались со стороны геологов, минералогов, геохимиков и геофизиков, однако рудный район в целом, с точки зрения геологического строения и рудоносности, комплексно не рассматривался с привлечением специалистов различных направлений.

Главными задачами авторов работы являлись: изучение геологического строения бассейна р. Арпа, составление послейных разрезов палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений, выяснение вопросов литологии пород и уточнение стратиграфического положения различных толщ и на этой основе детальное исследование особенностей геологического строения, структуры, минерального состава и геохимии рудных месторождений с целью оценки их перспективности.

При изучении рудоносности района особое внимание было уделено наиболее детальному исследованию рудного поля Азатекского месторождения с многочисленными участками, которое является единственным объектом района, где в настоящее время производятся геологоразведочные работы. В 1973 г. авторами работы при участии Г. А. Саркисяна была составлена геологическая карта северо-восточного фланга рудного поля Азатекского месторождения. В результате проведенных работ выявлены и околонтурены мощные протяженные зоны гидротермально измененных, оруденелых пород, расширяющие перспективы Азатекского месторождения.

Монография представляет результат многолетних (1971—1976) комплексных систематических полевых и камеральных работ, проведенных коллективом авторов в составе: зав. отделом геохимии Г. О. Пиджяна (руководитель работы), ст. науч. сотр. отдела геохимии А. И. Карапетяна, ст. науч. сотр. отдела региональной геологии А. А. Садомяна и П. М. Асланяна. В полевых работах в 1971 г. участвовал мл. науч. сотр. отдела региональной геологии А. В. Варданян, а в 1973 г.—ст. науч. сотр. Варденисской базы Г. А. Саркисян. При составлении монографии критически использован и обобщен большой фактический материал, имеющийся в работах предыдущих исследователей.

Следует отметить, что по изучению рудоносности бассейна р. Арпа большую и кропотливую работу проводил А. И. Карапетян.

В результате проведенных исследований получены новые дан-

ные о геологическом строении, в частности, стратиграфии и литологии палеогеновых вулканогенно-осадочных и осадочных отложений и рудоносности района. Установлено, что размещение оруденения в пределах рудного района носит линейно-узловой характер и приурочено к трем дизъюнктивно-пликативным структурным зонам северо-западного простирания (Джермук-Варденинская, Караглух-Гюмушханская и Советашен-Серсская), которые существенно отличаются друг от друга историей геологического развития, особенностями магматизма и характером оруденения. Бассейн р. Арпа можно отнести к умеренно рудоносным районам со значительным разнообразием состава и условий образования руд. Все месторождения и рудопроявления группируются в 6 рудных формациях. Наиболее широко и интенсивно проявлена полиметаллическая формация, затем золото-сурьмяно-полиметаллическая, ртутная и золото-кварцевая. Небольшое развитие имеют медно-молибденовая и марганцевая. По степени концентрации полезных компонентов практический интерес представляют сурьмяно-полиметаллическая и полиметаллическая формации (месторождения Азатек и Газма). Определенные перспективы имеют ртутная и золото-кварцевая формации.

В последней главе работы приводятся основные выводы и конкретные рекомендации по дальнейшему направлению геологоразведочных работ по отдельным рудным полям: Азатекскому, Газминскому, Гюмушханскому и Элпинскому.

В работе использовано большое количество (тысячи) химических, пробирных и спектральных анализов различных пород, руд, концентратов и минералов. При изучении руд и определении минералов применены все современные методы оптических и минералого-геохимических исследований.

Химические и спектральные анализы производились главным образом в соответствующих лабораториях Института геологических наук под руководством О. А. Бозояна и Г. М. Мкртчяна. Пробирные анализы на золото и серебро—в лаборатории Управления геологии Армянской ССР.

При проведении полевых работ авторы встречали помощь со стороны геологов Азатекской геологоразведочной партии Производственного геологоразведочного треста А. В. Габриеляна, О. Т. Оганесяна и Р. А. Акопяна, с которыми были совершены многочисленные геологические маршруты.

Пользуясь случаем, авторы выражают признательность всем перечисленным лицам, способствовавшим выполнению этой большой работы, являющейся новым этапом в изучении геологии и в особенности рудоносности бассейна р. Арпа.

1. Вайоцзорский рудный район в Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоне

Бассейн р. Арпа расположен в центральной части Вайоцзорского рудного района, охватывающего южные и северные склоны соответственно Варденисского и Айоцзорского хребтов. Эта территория слагает центральную часть Памбак-Зангезурского структурно-металлогенического пояса, который является одной из внутренних зон сложного антиклинория (мегаантиклинория) Малого Кавказа, известной под названием Мисхано-Зангезурской интрагеоантиклинали, по А. Т. Асланяну (1970), или складчатой зоны Армении по К. Н. Паффенгольцу.

В геологическом строении Памбак-Вайоцзорской области принимают участие самые различные по условиям образования, составу и степени метаморфизма породы от докембрий-нижнепалеозойского до четвертичного. В пределах Вайкского рудного района преимущественное развитие имеют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования третичного и в особенности четвертичного времени. В ядрах антиклиналей, осложненных разрывными нарушениями, развиты отложения палеозойского и мезозойского возрастов.

Наиболее древние породы рудного района относятся к *верхнедевонскому* (франкский, фаменский ярусы) возрасту, которые развиты в западном Вайке (район сс. Элпин, Чива, Гандзак). Представлены они переслаивающимися известняками, кварцитами, известковистыми песчаниками, глинистыми и мергелистыми сланцами, общей мощностью 300 м.

На породах верхнего девона совершенно согласно залегают породы *нижнего карбона* (турней, визей), представленные преимущественно кварцитами, известняками, с обильной фауной брахиопод, глинистыми сланцами, песчаниками. Мощность разреза к западу от сс. Элпин, Чива достигает 400 м. На эродированной поверхности этих пород залегают толстослоистые известняки, битуминозные сланцы *пермского* (нижний, верхний) возраста, общей мощностью 400 м. Породы верхней перми согласно перекрываются плитчатыми светло-серыми и розовато-серыми известняками и углистыми сланцами *нижнего—среднего триаса*, которые слагают небольшие участки в западном Вайке.

Мезозойский разрез в пределах рудного района начинается альбскими отложениями, которые известны в долине р. Гнишик, у одноименного селения. По описаниям В. П. Ренгартена (1959) они трансгрессивно залегают на палеозое (карбон) и представлены мергелями, мергелистыми песчаниками, мергелистыми алевролитами, глинистыми песчаниками и алевролитами. Вверх по разрезу эти отложения сменяются *верхнемеловыми* (сеноман) породами и вместе с ними трансгрессивно перекрываются верх-

ним сантоном. Верхнемеловые отложения развиты также в районе с. Барцруни, в бассейне верхнего течения р. Джагры, в районе сс. Арени—Элпин, у с. Амаглу, в верховьях р. Гнишик, протягиваются к сс. Горадис, Хачик. Во всех случаях породы верхнего мела трансгрессивно перекрываются палеогеновыми образованиями. В целом они являются результатом крупной трансгрессии, захватившей в туроне и коньяке большую часть Памбак-Зангезурского пояса. В конце верхнего сенона наступила быстрая регрессия, которая привела к осушению почти всей территории пояса (Егоян, 1964; Акоюн, 1970).

Палеогеновые отложения в пределах рудного района представлены главным образом вулканогенно-осадочными образованиями, подчиненное развитие имеют осадочные и вулканогенные породы. Наблюдается значительная изменчивость фаций и мощностей. Осадочные породы палеоценового и эоценового возрастов к востоку сменяются вулканогенно-осадочными отложениями, а они—вулканогенными образованиями олигоцена. Среди палеогеновых отложений наиболее широким развитием пользуются отложения среднего эоцена, наименьшим—нижнего эоцена. Промежуточное место занимают верхний эоцен и олигоцен (Габриелян, 1964).

Характер контакта палеогена с нижележащими породами в большинстве случаев трансгрессивный, они перекрывают различные горизонты более древних пород и только в отдельных участках, где после регрессии верхнемелового моря продолжал существовать морской режим, наблюдается постепенный переход от верхнего мела к палеогену.

Неогеновые отложения по широте своего проявления значительно преобладают над палеогеновыми. Вместе с тем области распространения неогеновых отложений значительно отличаются от таковых палеогеновых. Выходы их развиты, главным образом, в центральной части области и представлены двумя обособленными фациями: осадочной и вулканогенной. Наиболее древней среди неогеновых пород является нижняя вулканогенная свита района с. Элпин—стратиграфический эквивалент нижнемиоценовой пестроцветной свиты Приереванского района. Следующую возрастную группу неогеновых пород составляют вулканогенные образования нижнего и среднего плиоцена, стратиграфические и литологические аналоги вохчабердской свиты Приереванского района, развитые на южных отрогах Варденисского хребта, восточной водораздельной части Вайкского хребта.

Породы *постплиоценового* возраста имеют широкое развитие и представлены лавами различного состава, которые в виде обширных покровов и многочисленных вулканических конусов протягиваются в общекавказском направлении и подразделяются на три возрастные группы: нижне-, средне-, и верхнеплейстоценовые (Амарян, 1970). Первые из них представлены андезито-ба-

зальтами и покрывают обширные пространства, соответствующие древним речным долинам. Среднеплейстоценовые лавы развиты сравнительно меньше (ущелье р. Джермук) и также представлены андезито-базальтами. Верхнечетвертичные лавы в виде узких потоков протягиваются вдоль речных долин, иногда врезанных в лавы более ранних этапов излияний. Центры излияния этих лав разбросаны преимущественно на южных склонах Варденинского хребта, в бассейне верхнего и среднего течения р. Арпа.

В целом в пределах Мисхано-Зангезурской эвгеосинклинали и в особенности Памбак-Вайоцзорской области исключительно широкое развитие имеют продукты эффузивного магматизма, представленные от базальтов и долеритов до обсидианов и перлитов. Образовались они в результате интенсивных вулканических извержений, имевших место на продолжении почти всей истории геологического развития области. Наиболее интенсивно проявленный палеогеновый вулканизм, согласно исследованиям О. П. Елисейвой, Р. Т. Джрбашяна, А. С. Остроумовой и М. А. Фаворской (1964), подразделяется на ранне-среднеэоценовый (Остроумова, 1962), среднеэоценовый, позднеэоценовый, позднеэоцен (?) - олигоценовый, олигоценовый циклы развития, для каждого из которых наблюдается эволюция химического состава пород от преимущественно основных через средние к кислым и субщелочным разностям. При этом излияния основного состава сменяются андезитодацитами и липаритами, слагающими многочисленные вулканические купола. В результате эволюции олигоценового эффузивного комплекса Вайка происходит образование пород с повышенной щелочностью (санидиновые и анортоклазовые трахиты, лейцитовые тефриты и др.).

В начале палеогена вулканизм носил преимущественно трещинный характер, в дальнейшем преобладали извержения центрального типа. Неоген-четвертичный вулканизм подразделяется на два самостоятельных цикла — миоплиоценовый и плиоплейстоценовый. Первый из них начинается в верхнем сармате и продолжается до среднего плиоцена. Состав лав этого цикла эволюционирует от основных типов к кислым, при этом происходит смена от трещинных извержений к центральным.

Постплиоценовый цикл эффузивного магматизма проявляется с еще большей интенсивностью и на более обширной территории. Именно в результате проявления этого цикла образуются Варденисская и Вайоцзорская вулканические области, для которых устанавливается связь между типами вулканических проявлений и составом магмы.

Каждый цикл эффузивного магматизма начинается с излияния огромных по объему базальтовых лав, которое, по мнению вышеупомянутых исследователей, происходит в результате быстрого подъема магмы по глубинным разломам. В тех случаях, когда разломы не достигают поверхности земли, на определен-

ных глубинах могут образоваться промежуточные магматические камеры, в которых в результате дифференциации и ассимиляции вмещающих пород образуется магма среднего и кислого состава. Базальтовый состав первичной магмы и «нормальный гомодромный порядок образования серии переходных пород от долеритовых базальтов до липаритов ранее были отмечены К. Н. Паффенгольцем (1947), А. Т. Асланяном (1958), А. А. Габриеляном (1959) и др. Дальнейшие исследования С. Г. Карапетяна (1972) по изучению особенностей строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР показали, что липарито-дацитовые породы часто залегают непосредственно на долеритовых базальтах без каких-либо переходных разностей между ними. Обобщение результатов изучения петрографических, петрохимических и геохимических особенностей новейших и подстилающих их основных лав привело к заключению об их генетической разобщенности. Образование различных по составу пород объясняется подачей магматической массы из одновременно существовавших самостоятельных основных и кислых магм, расположенных на разных уровнях земной коры (Милановский, Короновский, 1966; Коптев-Дворников, 1967). Возможным источником кислой магмы считаются глубокие слои эпалеозойского комплекса, который представлен преимущественно кварц-полевошпат-слюдистыми сланцами и характеризуется несколько повышенной калиевой щелочностью (Агамаян, 1970), что отмечено и для новейших липаритов (Карапетян, 1972).

Интрузивный магматизм. В пределах Вайкского рудного района интрузивные породы имеют небольшое развитие. Здесь они образуют небольшие тела площадью от 0,4 до 35 кв. км. Суммарная площадь всех интрузий составляет около 100 кв. км. Все они представлены дифференциатами гранитоидной магмы. По Э. Г. Малхасяну (1958), формирование интрузивов Вайка происходило в три последовательные магматические фазы: монцитовая, диорит-порфиритовая и граносиенитовая. В первой фазе формировались Джермукская, Гюмушханская, Кечутская, Чайкендская группы интрузивов. Это небольшие выходы интрузивных пород площадью 0,5—1,5 кв. км. Во второй фазе формировались диорит-порфириты СВ и В частей Газминского интрузивного комплекса общей площадью 30 кв. км. Породы третьей фазы слагают западную часть Газминского интрузивного комплекса, Каялинскую и Агаракадзорскую интрузии. Все эти породы В. Н. Котляр (1940) и К. Н. Паффенгольц относят к олигоцену, основываясь на факте прорыва олигоценовой вулканогенной толщи восточного Вайка.

Изучение эффузивного и интрузивного магматизма в пределах Вайка и прилегающих частях Памбак-Зангезурского пояса показывает, что здесь вулканизм и плутонизм в большинстве случаев проявлены автономно, обуславливая образование самостоятельных вулканических и плутонических формаций, которые

характеризуются различной интенсивностью и широтой проявления. Наиболее широко проявлены самостоятельные вулканические формации базальтоидного состава, затем идут: кислые вулканические формации, plutонические формации гранитоидного состава и, наконец, автономные plutонические формации ультраосновной магмы. Каждый из этих типов формации является результатом определенного этапа геосинклинального развития области, они характерны как для первой, так и второй половины геосинклинального развития. Так, в период интенсивных прогибаний области образуются вулканические формации базальтоидного состава (и plutонические формации ультраосновной магмы?). В период восходящих колебательных движений происходит образование кислых эффузивов, одновременно со складчатостью внедряются гранитоидные интрузии. В поздних стадиях геосинклинального развития, в условиях положительно направленных тектонических движений местами вулканизм и plutонизм проявляются совместно, генетически взаимосвязано, обуславливая образование вулкано-plутонической формации. Различные по составу интрузивные породы пояса, по К. Н. Паффенгольцу (1947), представлены различными дифференциатами единой перидотитовой магмы. С. И. Баласанян (1968, 1970) наиболее вероятным считает существование трех самостоятельных магм (ультраосновной, основной, кислой), которые возникают путем выплавления твердого вещества Земли. Большое разнообразие магматических пород обусловлено не только составом исходной магмы, но и значительной ролью в их формировании процессов дифференциации, ассимиляции, гибридизма, метасоматоза и гранитизации. Особенно большая роль принадлежит ассимиляции и гибридизму, которые наиболее интенсивно проявлены в молодых (третичных) гранитоидах. Возрастание роли ассимиляции в направлении от ранних интрузивных комплексов к более молодым, по С. И. Баласаняну, находится в причинной зависимости от амплитуды тектонических движений и температуры исходных магм. В третичных интрузивах, формировавшихся в связи с наиболее интенсивными орогенетическими движениями и понижениями температуры исходной кислой магмы, роль процессов ассимиляции убывает. Этим объясняется факт формирования гранитоидных комплексов по единой схеме от основных пород к кислым (Коптев-Дворников и др.).

Территория Вайка является частью одной из внутренних зон сложнопостроенного мегантиклинория Антикавказа (Малого Кавказа)—складчатой зоны Армении (К. Н. Паффенгольц, Е. Е. Милановский), или Мисхано-Зангезурской интрагеоантиклинали (А. Т. Асланян). На схеме геотектонического районирования территории Армянской ССР А. А. Габриеляна (1959) Вайкский рудный район охватывает центральную часть Анкаван-Зангезурской шовной геоантиклинальной зоны и прилегающие части Ереван-

Ордубадской миогеосинклинальной и Севано-Ширакской эвгеосинклинальной зон.

Территория, расположенная к юго-западу от этого района (депрессия Аракса и Араксинский оротектонический пояс), представляет собой северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба и характеризуется развитием преимущественно осадочных фаций, сокращенными мощностями отложений и брахиантиклинальными формами складчатых структур, что дало основание А. Т. Асланяну (1970) считать ее миогеосинклиналью (по классификации Штилле и Кея). Мисхано-Зангезурская зона и расположенная к северо-востоку от нее область характеризуются крайне ограниченным развитием нормально-осадочных отложений: частыми перерывами в осадконакоплении, линейной и «коробчатой» формами складчатых структур, широким развитием вулканогенных пород и гранитоидных интрузий.

Согласно данным геофизических исследований, через территорию Вайкского рудного района проходит зона наибольшего погружения подошвы Малого Кавказа. Здесь земная кора характеризуется блочным мозаично-глыбово-зональным строением. Границами зон и крупных глыб обычно служат разломы глубокого заложения. Вдоль юго-западной границы района проходит Ани-Ордубадская зона флексур и разломов, которая, по А. Т. Асланяну, протягивается вдоль полосы Ани—Артик—Алапарс—Мамаган—Ехегадзор—Азизбеков—Ордубад. К этой зоне приурочены центры вулканических извержений, минеральные источники, очаги землетрясений, многочисленные разрывные и флексурные нарушения. К северо-западу разлом устанавливается на основании резкого различия разрезов пород по обе стороны от зоны разлома. Параллельно северо-восточной границе области, вдоль / полосы Леникан—Кировакан—Севан—Мартуни—Татев—Гирратах—Шишкерт проходит Ширако-Зангезурский глубокий разлом. На юге разлом имеет отчетливо выраженный взбросовый характер, в центральной части и в бассейне верхнего течения р. Агстев существование глубинного разлома обосновывается большим контрастом разрезов по обе стороны долины, а в западном сегменте зона разлома определяется как по нарушениям сплошности пластов, так и по контрасту разрезов.

Кроме этих двух глубоких разломов на северо-западе Памбак-Зангезурского пояса развиты Анкаванский (Мармарикский) и Цахкуняцкий разломы, характеризующиеся длительностью развития и значительной глубиной заложения. Вдоль них широко проявлены минеральные источники, разрывные нарушения, преимущественно взбросового характера и гидротермально измененные породы. К этим разломам приурочены разновозрастные интрузивные породы и центры вулканических извержений. На продолжении Мармарикского разлома, в пределах Гегамского нагорья, расположены многочисленные конуса четвертичных вулканов. На схеме геотектонического районирования территории

Армянской ССР, предложенной А. А. Габриеляном (1959), Мармарикский и Цахкуняцкий (Апаранский) разломы прослеживаются до южного Зангезура. Они совместно с Хуступ-Гиратахским и Дебаклинским разломами служат границей Анкавано-Зангезурской шовной геоантиклинальной зоны.

Согласно схеме А. А. Габриеляна, Анкаван-Зангезурская зона пересекается северо-восточными близширотными разломами, которые делят зону примерно на равные, но значительно отличающиеся по геологическому строению блоки.

К северу от Вайкского района расположен Гегамский блок, который характеризуется широким развитием слабодислоцированных покровных отложений миоплиоцена. С севера границей блока служит разлом, который устанавливается как геологическими, так и геофизическими данными. С юга блок ограничивается разломом, наличие которого устанавливается только геофизическими исследованиями. По данным аэромагнитной съемки кристаллический фундамент Гегамского блока по сравнению с Ереванским блоком значительно приподнят. Здесь также, как и в соседнем блоке, с начала миоцена возникает довольно крупная мульда, которая косо пересекает более древние зоны—Мисхано-Зангезурскую и Ереван-Ордубадскую. С конца сармата до голоцена в Гегамском блоке проявляется чрезвычайно бурный вулканизм. К юго-востоку расположен Вайоцзорский блок, который охватывает большую часть территории Вайка (бассейн верхнего и среднего течений р. Арпа). С севера блок ограничивается отмеченным выше близширотным разломом, который проходит по южному склону Варденисского хребта и устанавливается на основании данных геофизических исследований. В течение верхнего мезозоя-палеогена Вайоцзорский блок представлял геосинклинальный прогиб, в котором происходило накопление вулканогенно-осадочных и осадочных пород. В Восточном Вайке, представляющем собой сравнительно крупный антиклинорий, выделяются антиклинальные (Тежсарская, Джермукская) и синклинальные (Алагельская) структуры. Территория, охваченная Вайоцзорским антиклинорием, в палеогене имела геоантиклинальную тенденцию развития, поэтому породы этого возраста характеризуются сравнительно меньшими мощностями и частыми перерывами. К западу от Вайоцзорского антиклинория широкое развитие имеют вулканогенно-осадочные образования эоцена и олигоцена, которые умеренно дислоцированы и слагают Ехегнадзорский синклинорий. Формирование этих пликативных структур имело место в процессе ряда фаз складчатости: перед эоценом, верхним эоценом, олигоценом и в конце олигоцена. В результате тектонических движений весь Вайоцзорский блок приподнят. Сравнительно интенсивное поднятие соответствует Вайоцзорскому антиклинорию и менее интенсивное—Ехегнадзорскому синклинорию.

Таким образом, рассматриваемый рудный район охватыва-

ет наиболее сложнопостроенную часть Мисхано-Зангезурской геоантиклинальной зоны. К северу от него в непосредственном контакте находятся наиболее поднятый и опущенный блоки зоны. К юго-востоку блоки ступенчато поднимаются, слагая блочно-ступенчатую геоантиклинальную структуру с резко и асимметрично ундулирующей осью.

Историю формирования геологического строения и структуры Мисхано-Зангезурской области, согласно схеме геотектонического развития Антикавказа, предложенной А. А. Габриеляном, можно делить на три качественно отличающихся этапа: байкальский геосинклинальный, вариссийский платформенный и альпийский геосинклинальный. Имеющиеся данные о первом этапе, охватывающем время от позднего протерозоя до кембрия, очень скудные, поскольку породы этого возраста обнажаются только на Цахкуняцком блоке антиклинали. Второй этап охватывает время от среднего-верхнего палеозоя до нижнего мезозоя и характеризуется вздыманием области. Платформенные или субплатформенные условия, обусловившие почти полное отсутствие отложений, продолжались вплоть до верхнего мела, т. е. до ранней стадии альпийского геосинклинального этапа, когда область вступает в качественно новую, отличающуюся от предыдущей, стадию геологического развития. Она вместе с прилегающими частями Малого Кавказа испытывает общее погружение, которое приводит к самой крупной на Кавказе трансгрессии. В результате неравномерного погружения различных частей герцинской платформенной области образуются зоны, в пределах которых разрез верхнемеловых отложений проявлен различной полнотой. Вдоль осевой полосы Мисхано-Зангезурской зоны мощности верхнемеловых отложений по сравнению с соседними зонами небольшие, наблюдаются частые перерывы в осадконакоплении. Этот факт существенных изменений структурной эволюции области, по А. А. Габриеляну, мог бы иметь место только при раскалывании палеозойского фундамента. Именно к этому времени он склонен отнести возникновение Ани-Ордубадского и юго-восточного продолжения Мисхано-Зангезурских глубинных разломов. В соответствии с этим формируются Присеванский и Ани-Ордубадский морские бассейны, которые в позднем коньяке-сантоне расширяются. Тем не менее преобладающая часть рассматриваемой зоны в это время остается еще не охваченной трансгрессией и представляет собой область размыва. В кампане вся область охватывается трансгрессией, а в маастрихте снова начинается регрессия; тектонические движения достигают максимума и почти вся область превращается в сушу.

В раннем эоцене начинается новая трансгрессия, она развивается главным образом по тем же местам, где в верхнемеловое время образовались интрагеосинклинальные прогибы. Во время этой трансгрессии, которая своего максимума достигает в среднем эоцене, происходит дальнейшее расчленение прогибов. Так,

например, образуется Вайоцзорский прогиб и одноименное поднятие. Прогибание области сопровождалось вулканической деятельностью, проявленной в подводных и в наземных условиях. В конце среднего, в начале верхнего эоцена происходят интенсивные дислокации, сопровождаемые бурно протекавшей магматической, главным образом эффузивной, деятельностью. В позднем эоцене в восточной части Вайоцзорского прогиба происходит накопление вулканогенных и туфоосадочных пород от основного до кислого и щелочного состава. Эти движения привели к дальнейшему прогибанию зоны, обуславливая новый цикл осадконакопления в олигоцене.

От олигоцена до миоцена Мисхано-Зангезурская зона вступает в раннеорогенную стадию, происходит новая инверсия, формируется Вайоцзорский остаточный прогиб, в западной части которого в нижнем-среднем олигоцене накапливаются мощные (до 1 км) песчано-глинистые породы. В восточной части Вайоцзора, на Вардениском хребте, нижний-средний олигоцен представлен вулканогенными образованиями от андезитов до дацитов. Внедряются гранитоидные интрузии района. В позднем олигоцене зона вовлекается в общее поднятие, в плиоцене вся область вступает в континентальную фазу. В среднем плиоцене происходят слабые складкообразовательные движения и общее поднятие, вызвавшее расчленение рельефа и формирование речных долин. В позднплиоценовое-постплиоценовое время усиливаются дифференциальные тектонические движения, оживляются зоны глубинных разломов, проявляются ареально-трещинные излияния, образуются крупные стратовулканы, antecedentные речные долины, близширотная долина р. Арпа приобретает колечатый профиль.

Неотектонические движения в пределах Вайоцзора привели к дислокациям, унаследовавшим более древние структуры, в результате положительные формы рельефа соответствуют антиклинальным, а отрицательные—синклинальным структурам.

Основные черты металлогении. Согласно металлогеническому районированию территории Армянской ССР, предложенному И. Г. Магакьяном (1959, 1969), Мисхано-Зангезурская зона соответствует Памбак-Зангезурскому поясу с медно-молибденовым оруденением. По К. Н. Паффенгольцу она входит в состав Армянской зоны, которая вместе с выделенной И. Г. Магакьяном Памбак-Зангезурской зоной охватывает также Севано-Акеринский пояс и часть Сомхето-Карабахского пояса. Касаясь вопроса выделения на территории Малого Кавказа медно-молибденового и медно-колчеданного поясов, В. Н. Котляр (1958) отмечает, что генетическое и металлогеническое разделение соответствующих зон, проведенное с достаточным основанием в южной Армении по Гирратахскому разлому, очевидно невозможно проводить по Памбаку. Наличие только Анкаванского месторождения и ряда других мелких молибденовых проявлений едва ли дает основание разобщить геотектоническую единую зону.

Памбак-Зангезурский пояс включает: Памбакский, Цахкуняцкий, Вайоцзорский и Зангезурский рудные районы, которые значительно отличаются друг от друга по составу развитых в них эндогенных руд. В отличие от Зангезурского рудного района, где господствующим является медно-молибденовое оруденение, в Вайоцзоре преимущественное развитие имеют полиметаллические формации руд при незначительной роли медно-молибденовой минерализации, а в пределах Памбакского рудного района с почти одинаковой интенсивностью проявлены медно-молибденовая, сульфидно-теллуровая и железорудная формации руд, при подчиненной роли редкометально-молибден-полиметаллической и флюорит-редкометальной формации. Цахкуняцкий рудный район в свою очередь по характеру рудной минерализации существенно отличается от всех других рудных районов зоны. Здесь известны небольшие проявления рутила, магнетита, сурьмы, полиметаллов, меди, барита и др. металлов.

Различия в характере металлогении И. Г. Магакьян связывает с разным уровнем эрозии и зональным расположением (по вертикали) металлов по отношению к рудоносным интрузивам. В местах воздымания оси структуры и сравнительно глубокой эрозии (Зангезур) развито интенсивное медно-молибденовое оруденение с резко подчиненной ролью свинца и цинка. На отрезках этого же пояса, где имеют место погружение оси структуры и слабая степень эрозии (Вайк), развито свинцово-цинковое (частью свинцово-сурьмяное) оруденение с очень небольшой (но перспективной на глубине) ролью меди и молибдена.

Рудные месторождения альпийской геосинклинали И. Г. Магакьян (1969) подразделяет на три группы: месторождения раннего, среднего и частично позднего и конечного этапов. Эти же месторождения В. И. Смирнов (1969) подразделяет на три стадии: раннюю, среднюю и позднюю, которые в основном соответствуют этапам И. Г. Магакьяна. Разница лишь касается третьей группы месторождений, которые, по И. Г. Магакьяну, относятся к конечному этапу геосинклинали развития Малого Кавказа и имеют мио-плиоценовый возраст, а по В. И. Смирнову, имеют плиоценовый возраст и относятся к поздней стадии геосинклинали развития. Согласно этим классификациям, месторождения Памбак-Зангезурской области также следовало бы подразделить на три этапа (стадии). Однако В. Н. Котляр, рассматривая металлогению Памбака с точки зрения металлогенического анализа Ю. А. Билибина, отмечает, что как магматические, так и рудные комплексы не обнаруживают четких признаков для отнесения их к тому или иному этапу геосинклинали развития. Отнесение их к ранним этапам возможно лишь в том случае, если геосинклинали развитие Малого Кавказа рассматривать не с юры, а с эоцена или, по крайней мере, с верхнего мела. Однако в этом случае весь цикл развития верхнего

эоцена следует относить к ранним этапам, имея в виду полное отсутствие среднего и позднего этапов.

Решение столь существенных разногласий в вопросах эндогенной металлогении Малого Кавказа требовало новых углубленных исследований развитых здесь рудных месторождений и рудопроявлений.

Ниже приводится краткая характеристика известных к настоящему времени месторождений и рудопроявлений Восточного Вайоцзора (бассейна среднего и верхнего течения р. Арпа) с использованием имеющихся новейших данных по геологическому строению, магматизму, метаморфизму, минеральному составу и геохимическим особенностям руд, полученных предыдущими исследователями и авторами настоящей работы.

Обобщение этих данных, на наш взгляд, поможет решению многих спорных вопросов эндогенной металлогении Вайка и прилегающих частей Малого Кавказа.

3697



II. Геологическое строение бассейна р. Арпа

Бассейн среднего течения р. Арпа входит в состав Вайоцзорского рудного района, который расположен в центральной части Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны, в пределах Азизбековского и Ехегнадзорского административных районов Армянской ССР. В орографическом отношении район представляет очень сильно пересеченную местность и охватывает северные склоны Вайоцзорского отрога Зангезурского хребта и южные склоны Варденисского хребта.

Бассейн среднего течения р. Арпа характеризуется сложным геологическим строением, обусловленным большим разнообразием состава, типов и условий образования развитых здесь пород. Особенно широко проявлены магматические образования, представленные эффузивными, экструзивными, субвулканическими и интрузивными фациями. Наиболее интенсивно развиты вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена, которые прорываются интрузивными массивами.

Разнообразно и интересно проявлены осадочные породы. Очень сложно и остается еще недостаточно распознанным тектоническое строение района.

1. Стратиграфия

Допалеогеновые отложения

Девон. Отложения девона обнажаются в бассейне р. Гнишик у с. Арпи (Эртич) и представлены франскими и фаменскими ярусами. Породы франского яруса обнажаются в ущелье р. Чрахан и представлены слюдястыми сланцами, органогенными известняками, кварцитами мощностью около 850 м. Породы фаменского яруса представлены органогенными известняками мощностью 50 м.

Пермь. Породы пермского возраста обнажаются в районах сс. Данзик и Хачик. Южнее с. Хачик в ущелье р. Авуш наблюдается разрез верхнепермских образований, согласно переходящий в отложения нижнего триаса. Пермь представлена битуминозными известняками, песчанистыми и глинистыми сланцами мощностью до 200 м.

Триас. Отложения триаса обнажены в бассейне р. Авуш и представлены слоистыми, бурыми плитчатыми известняками мощностью до 350 м.

Юра. Породы верхнего байоса обнажаются в окрестностях сс. Огбин, Хндзорут и представлены зеленовато-серыми аргиллитами мощностью около 50 м.

Верхний мел. Отложения верхнего мела развиты в сводской части Вайоцдзорской антиклинали в районах сс. Гнишик, Хндзурут, Гюлистан. Сеноман представлен песчаниками и алевролитами мощностью до 70 м. Турон состоит из двух подъярусов—нижний представлен известняками, верхний—конгломератами, песчаниками и алевролитами. Общая мощность до 300 м. Нижний коньяк представлен алевролитами, песчанистыми мергелями мощностью до 600 м. Верхний коньяк представлен песчано-конгломератовыми породами общей мощностью около 1000 м. Сантон представлен известняками мощностью до 70 м, кампан—пелитоморфными известняками мощностью до 115 м, нижний маастрихт—мергелями, алевролитами, известняками—120 м. Верхний маастрихт представлен мергелями, алевролитами и песчаниками мощностью до 180 м.

Палеогеновые образования

Даний—палеоцен и низы нижнего эоцена

Представлены алевролитами и мергелями с прослоями известняков мощностью до 400 м и развиты в районах сс. Хндзурут, Гюлистан и Вайоцдзорского перевала. В скв. 2 (Вайоцдор) разрез этих отложений имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Алевролиты серые, известковистые. Глубина 700—715 м.
2. Алевролиты, песчаники, аргиллиты светло-серые, слабоизвестковые 715—719 м.
3. Туффиты, алевроглины, песчаники, аргиллиты светло-серые, слабоизвестковые 719,5—737,5 м.

Ниже идут образования сена. Ю. А. Мартиросян и О. А. Саркисяном (1962) приводится разрез палеоцен-нижнеэоценовых отложений в 1 км к северо-западу от. с. Таратумб.

Палеоценовый отрезок разреза таков:

1. Песчаник глинистый, плотный, коричневого цвета. Содержит микрофауну: *Gaudrina retusa* Cushman, *Valvulineria allomorphinoides* Reuss., *Eponides sparksii* (White), *Pullenia guinqueloba* Reuss., *Globorotalia angulata* White. Мощность 7 м.
2. Известняк серый, плотный, трещиноватый 45 м.
3. Песчаник глинистый, среднезернистый, плотный желтовато-коричневого цвета с *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Gaudrina retusa* Cushman 8 м.
4. Известняк плотный, темно-серый с *Valvulineria allomorphinoides* Reuss., *Eponides sparksii* (White), *Globigerina pseudobulboides* Plummer 2,5 м.

скв.45 (Кармрашен)

с Арпи-Агаракадзор

Возраст	М.Н. плачек	Литология	Толщина в метрах
Н Ш Ж Н Ш И И И	1	[Diagram 1]	50
	2	[Diagram 2]	5
	3	[Diagram 3]	20
	4	[Diagram 4]	10
	5	[Diagram 5]	15
	6	[Diagram 6]	7
	7	[Diagram 7]	15
	8	[Diagram 8]	6
	9	[Diagram 9]	8
	10	[Diagram 10]	40

Возраст	М.Н. плачек	Литология	Глубина в метрах
Н Ш Ж Н Ш И И И	1	[Diagram 1]	2461
	2	[Diagram 2]	2502
	3	[Diagram 3]	2562
	4	[Diagram 4]	2683
	5	[Diagram 5]	2720
	6	[Diagram 6]	2766
	7	[Diagram 7]	2804
	8	[Diagram 8]	2874
	9	[Diagram 9]	
	10	[Diagram 10]	

- 1 [Diagram 1]
- 2 [Diagram 2]
- 3 [Diagram 3]
- 4 [Diagram 4]
- 5 [Diagram 5]
- 6 [Diagram 6]
- 7 [Diagram 7]
- 8 [Diagram 8]

5. Песчаник глинистый, мелкозернистый, плотный, серого цвета с *Ammodiscus incertus* (d' Orb.), *Globigerina varianta* Subb., *Globorotalia angulata* White 22 м.

6. Глина песчанистая, известковистая, плотная коричневато-серого цвета с прослоями известняков. В песчанистых глинах встречаются: *Anomalina affinis* Hantken, *Cibicides ex gr. lectus* Vasil., *Globigerina pseudobulloides* Plummer 67 м.

7. Известняк плотный, желтовато-серого цвета 0,6 м.

8. Песчаник глинистый, известковистый, темно-серого цвета, среднезернистый, рассланцованный 7 м.

9. Глина песчанистая, известковистая, желтовато-серого цвета 3,5 м.

10. Известняк плотный, темно-серого цвета 22 м.

11. Песчаник известковистый, плотный, серого и кремовато-коричневого цвета, среднезернистый, содержит: *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *Globorotalia marginodentata* Subb., *Globorotalia crassata* Cushman 6,5 м.

12. Известняк плотный, темно-коричневый 28 м.

Палеоцен-нижнеэоценовые флишоидные отложения, охарактеризованные макрофауной (моллюски и морские ежи), для Армянской ССР пока отмечаются только в одном разрезе в бассейне р. Азат, севернее с. Двин. Разрез этих отложений, составленный П. М. Асланяном (1970), содержит следующие виды моллюсков, мелких фораминифер и морских ежей: *Nucula pzoava* Wood, *N. triangula* Archang., *Nuculana ovoides* Koenen, *Solecicultus* (?) *pavlowi* Archang., *Pitar pavlowi* Archang., *Nautilus* (*Hercoglossa*) sp. (*Nautilus pavlowi* Archang.), *Cibicides ventratumidus* Mjatluk, *Gyroidina globosa* (Hagenow), *Globorotalia pseudoscitula* Glessner, *Globorotalia crassata* (Cushman), *Isaster* sp. (*Isaster abkasicus* Shwet-zow) (определения фораминифер Ю. А. Мартиросян, морского ежа—Е. С. Порецкой).

Нижний эоцен (верхняя часть)

В бассейне р. Арпа непрерывной полосой нижнеэоценовые образования протягиваются от сс. Барцруни, Серс, развалин с. Агхач до с. Горадис; от с. Болораберд до с. Гандзак. Сравни-

Рис. 1. Разрезы нижнего эоцена: 1—известняк биохомогенный; 2—известняк песчаный; 3—алевролит известковый; 4—известняк алевроитовый; 5—мергель; 6—известняк кремнистый; 7—силицит слабо известковистый с алевро-псаммитовой структурой; 8—глина известковистая.

тельно большие площади нижний эоцен занимает также в районе с. Хачик, к югу от с. Арени, откуда узкой полосой протягивается до с. Элпин. Вскрыт в скв. 45 (Кармрашен). В северной части бассейна р. Арпа нижний эоцен имеет сравнительно ограниченное развитие в районах сс. Таратумб, Лернанцк, Вайоцзорского перевала и у истоков р. Аргичи. Нижнеэоценовые образования представлены перемежающейся свитой известняков, песчаников, алевролитов и глин общей мощностью до 200 м. Нижнеэоценовые отложения залегают непосредственно трансгрессивно на меловые и более древние отложения и перекрываются туфоосадочными породами среднего эоцена. В районе с. Гандзак нижнеэоценовые отложения представлены толщей плотных мелкозернистых известняков в нижней части разреза и алевролитами в верхней части. Мощность этих отложений примерно 150 м. В известняках и алевролитах отмечаются *Globorotalia crassata* (Cushman). В ущелье р. Грав у с. Гандзак по материалам А. Т. Вегуни, Г. И. Немковым определены: *Dyscosyclina archiaci* Schlumb. и *D. nummulitica* Gumb. У с. Хачик А. А. Габриеляном определены *Dyscosyclina varians* Kaufm., *D. nummulitica* Gumb., *D. sella d' Arch.*, *D. discus* Kaufm., *D. pratti* Mich. Восходящий разрез верхней части нижнеэоценовых отложений (рис. 1) составлен П. М. Асланяном и А. А. Садоянном в районе с. Арпи (развалины с. Эртич).

1. Известняки желтые в контакте с палеозоем массивно-слоистые, а выше по разрезу среднеслоистые. Редко встречаются плохой сохранности панцири морских ежей и стебельки морских лилий Мощность 50 м.

2. Песчаники известковые, серые с редкими пятнами хлорита и алевролиты 5 м.

3. Песчаники тонкоплитчатые, довольно плотные, желтые, со следами илоедов, азимут падения СЗ 340—360°, \angle 20—25°, 20 м.

4. Чередующиеся слои серых, буровато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и алевролитовых известняков 10 м.

5. Мергели и алевролиты розовые с прослоями желтых известковых песчаников, алевролитов с *Globorotalia* sp., азимут падения слоев С—СВ 10°, \angle 20—30° 15 м.

6. Известковые алевролиты тонкоплитчатые, серого цвета с розоватым оттенком 3 м

7. Песчаники известковистые, чередующиеся с алевролитами желтого, буроватого цветов 15 м.

8. Массивно-слоистые, крупнозернистые песчаники светло-серого, светло-желтого, желтовато-коричневого цвета . 5—6 м.

9. Чередование среднеслоистых, крупнослоистых, мелкозернистых песчаников желтовато-серого, буровато-желтого цветов и алевролитов 8 м.

10. Разрез венчается пачкой тонкоплитчатых, нечетко чередующихся глинистых алевролитов, известковистых алевролитов,

глинистых мергелей светло-серого цвета. Наблюдающиеся в них *Globigerina* и *Globorotalia* характеризуют верхи нижнего эоцена и низы среднего эоцена. Мощность 40 м.

Общая мощность нижнеэоценовой части разреза равна 160—170 м.

Нижнеэоценовые отложения вскрыты также скв. 2 (Вайоцзор), где имеется следующий нисходящий разрез:

1. Известняки алевроитисто-глинистые, серого цвета Глубина 405—408 м.
2. Мергель известковый с прожилками кальцита 430—435 м.
3. Мергель зеленовато-серый, алевроитовый 540—546 м.
4. Известняк серый, песчанистый, алевроитистый с прожилками кальцита 546—551 м.
5. Известняк зеленовато-серый, глинистый 551—555 м.
6. Мергель серый, слабоалевритистый 555—560 м.
7. Мергель розовато-коричневый, алевроитистый с раковистым изломом 582—585 м.
8. Чередование песчаников, глин и глинистого известняка 637,5—646 м.
9. Известняк темно-серый, алевроитистый с редкими прожилками кальцита 648—660 м.
10. Известняки, глинистые мергели, известковые глины буровато-коричневого цвета с зелеными линзами алевролита 660—669,5 м.

К нижнему эоцену (нижняя часть) относится также верхняя часть разреза к северо-западу от с. Таратумб.

1. Песчаники среднезернистые, плотные, серого, коричневатого-серого цвета. Мощность 51 м.
2. Глина песчанистая, комковая, зеленовато-серого цвета с *Globigerinella voluta* (White), *Acarinina pentacamerata* (White), *Globorotalia crassata* Cushman 0,8 м.
3. Песчаник глинистый, плотный, коричневый 7 м.
4. Известняк плотный, темно-серый, трещиноватый 0,8 м.
5. Песчаник слабоглинистый, рассланцованный 0,8 м.
6. Известняк плотный, почти черного цвета, сильно трещиноватый 0,35 м.
7. Песчаник глинисто-известковистый, плотный с прослоями известняка 41 м.
8. Мергель плотный, светло-коричневый 14 м.
9. Известняк массивный, голубовато-серого цвета 6 м.
10. Песчаник плотный, мелкозернистый 1 м.
11. Известняк плотный, серый, массивный 17 м.
12. Песчаник мелкозернистый, плотный, темно-серого цвета 1 м.

Нижнеэоценовый отрезок разреза имеется также в скв. 45 (Кармрашен), где сверху вниз после среднего эоцена залегают:

1. Аргиллит известковый, плотный. Глубина 2467—2470 м.
2. Мергель серый, с раковистым изломом . 2502—2507 м.

3. Пелитоморфная порода, очень плотная, известковистая, зеленоватого цвета 2562—2564 м.
4. Чередование известковистого аргиллита (мергеля) темно-серого цвета и известняка серого цвета 2683 м.
5. Мергель светло-серый 2720—2725 м.
6. Известняк песчано-алевритистый, светло-серый и аргиллит известковый темно-серый 2766—2775 м.
7. Чередование мергелей черного и алевритистых известняков серого цветов 2800—2804 м.
8. Известняк светло-серый, мергель темно-серый, известковый 2870—2874 м.

Средний эоцен

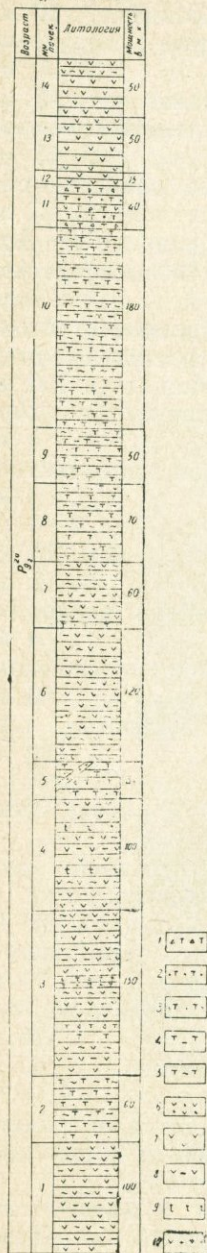
Образования среднеэоценового возраста пользуются широким распространением в среднем течении р. Арпа. Они представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами, причем с запада на восток роль последних постепенно возрастает. В этом же направлении возрастает и мощность отложений среднего эоцена, достигая более 2,5 км (скв. 45, Кармрашен). Средний эоцен выражен двумя свитами: нижней—вулканогенно-осадочной и верхней—осадочной.

Нижняя свита представлена туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туффитами, туфами и порфиритами андезито-базальтового состава и имеет широкое распространение в сводовой части Тексарской антиклинали, Вайоцзорского перевала и др.

Верхняя свита (верхи среднего эоцена и низы верхнего эоцена) представлена: туфопесчаниками, известковыми песчаниками, алевролитами, глинами, известняками и распространена в районах сс. Вернашен, Караглух, развалин с. Ариндж, Пор, Азатек и др. Возраст обосновывается наличием фауны моллюсков, мелких и крупных фораминифер, кораллов, морских ежей и др. Отметим некоторые из них: *Spondylus bifrons* Münst., *Gigantostrea gigantea* Sol., *Chlamys biarritzensis* Arch., *Nummulites gizehensis* Forsk., *N. atacicus* Leum., *N. partschid. i.* Harpe, *N. puschi* Arch., *Globorotalia crassata* Cushman., *Gl. crassaeformis* (Gall. et Wiss.), *Eopatagus formosus* Loriol

Разрез у с. Азатек в 2 км к западу от с. Азатек (рис. 2). Восходящий разрез общей мощностью 778 м здесь таков:

1. Прорывающие диорит-порфиры 10 м.
2. Туффит псаммитовый, разнозернистый, синевато-серый 3 м.
3. Туфопесчаник средне- и крупнозернистый зеленовато-серого цвета 2 м.
4. Туфопесчаник мелкозернистый, алевритовый. 1,8 м.
5. Туфоаргиллит алевритовый серого цвета 0,2 м.
6. Чередование алевролитов светло-серого цвета и алевритовых глин серого, темно-серого цвета 17 м.



7. Чередование туфопесчаников, туфоалевролитов и аргиллитов с преобладанием туфопесчаников. Наблюдаются единичные мелкие нуммулиты 60 м.

8. Силл порфирита плагиоклаз-роговообманкового со столбчатой отдельностью, 20 м.

9. Ритмичное чередование (флишевого типа) песчаников серого, зеленовато-серого цвета, алевролитов и глин темно-серого цвета 13 м.

10. Силл диорит-порфирита серого цвета 75 м.

11. Флишевого типа ритмичное чередование песчаников, алевролитов и глин 150 м.

12. Ритмичное (флишевое) чередование гравелитов, песчаников, алевролитов и глин 143 м.

В гравелитах часто попадаются обломки раковин нуммулитов, двустворок, брюхоногих, кораллов и др. *Chlamys sp.*, *Ostrea sp.*, *Cerithium giganticum transilvanica Mesz.*

13. Чередование зеленовато-серых глин, алевролитов, песчаников и известняков с преобладанием глин 15 м.

14. Чередование песчаников голубовато-серых, сравнительно слабосцементированных алевролитов, известняков и глин с преобладанием песчаников 6 м.

15. Мергель глинистый, темно-серый с прослоями известняков 172,5 м.

16. Известняк нуммулитовый, желто-серый с *Nummulites perforatus Montf.*, *N. atacicus Leym.* и др. 0,5 м.

17. Мергель алевритовый 3 м.

18. Песчаники серого цвета, средне-крупнозернистые, встречаются линзы ракушняков с нуммулитами, редко моллюсками и обломками кораллов: *Nummulites perforatus Montf.*, *N. atacicus Leym.* (A), *N. paradashensis Mamed.* (A) (B), *Chlamys sp.*, *Ostrea sp.*, *Cerithium sp.* 5 м.

Рис. 2. Разрез флишевно-туфогенной свиты среднего эоцена: 1—туфобрекчия; 2—туфоконгломераты; 3—туфопесчаники; 4—туфоалевролиты; 5—туфоаргиллиты; 6—туффиты псаммитовые; 7—туффиты алевритовые; 8—туффиты пелитовые; 9—туфы; 10—субвулканическая порода диорит-порфиритового и габбро-порфиритового состава.

19. Песчаники слабосцементированные, разнотерные с прослоями и линзами известковистых песчаников . . . 40 м.
20. Алевролит зеленовато-серый, песчано-глинистый . . . 10 м.
21. Туфопесчаники и туфогравелиты темно-серые . . . 3 м.
22. Известняк песчано-алевритовый . . . 5 м.
23. Гравелиты, плохо отсортированные песчаники . . . 5 м.
24. Чередование крупнослоистых, массивно-слоистых темно-серых песчаников и алевролитов . . . 15 м.
25. Гравелиты и песчаники зеленовато-серые слабосцементированные . . . 3 м.

К среднему эоцену относится верхняя часть разреза сс. Арпа—Агаракадзор. Восходящий разрез мощностью 360 м представлен так:

1. Алевролиты буровато-желтые, плотные, среднеплитчатые, разбитые на неправильные плитки по слоистости. Встречаются слои песчаников. Мощность 100 м.
2. Песчаники измененные светло-серые, светло-бурые (контакты слоев нечеткие) 3 м.
3. Алевропелиты плитчатые: красные, розовые, чередующиеся с алевролитами 3 м.
4. Алевролиты буровато-желтые 2—3 м.
5. Алевритово-глинистые породы серые, светло-серые . . . 15 м.
6. Песчаники светло-бурые 2 м.
7. Чередующиеся мелко-среднеслоистые песчаники, алевролиты и, вероятно, известняки желтого цвета 4 м.
8. Песчано-алевролитовые породы средне-крупнослоистые желтовато-розовые, буровато-желтые 80 м.
9. Флишевого типа чередование средне-тонкослоистых терригенных пород 150 м.

Азимут падения слоев СЗ 350°, \angle 35—40°.

В районе с. Заритап наблюдается нисходящий разрез среднего эоцена мощностью 480 м:

1. Верхняя—водораздельная часть склона представлена желтыми туфопесчаниками и туфобрекчиями мелкообломочными. Видимая мощность 100 м.
2. Туфогенные известняки, песчаники зеленые, чередующиеся с зеленовато-серыми аргиллитами 70 м.
3. Туфопесчаники и туффиты желтые, зеленовато-желтые 100 м.
4. Пачка серых туфопесчаников, туфоалевролитов 60 м.
5. Туффиты алевритовые, желтоокрашенные 150 м.

Разрез среднеэоценовых отложений обнажается в районе церкви Сурб-хач (севернее с. Малишка), где имеется следующий восходящий разрез:

1. Чередование туффитов — алевропелитовых и алевропсаммитовых, серых, зеленовато-серых и зеленых, мелко- и средне-слоистых Мощность 100 м.
2. Чередование туфопесчаников, туфоалевролитов и туфо-

аргиллитов с прослоями алевропелитовых и алевропсаммитовых туффитов серого, буровато-серого цвета 60 м.

3. Чередование туффитов мелко-среднеслоистых с редкими крупными прослоями туфобрекчий, туфографелитов 150 м.

4. Чередование среднеслоистых, реже мелкослоистых туфопесчаников и туффитов 100 м.

5. Чередование туфобрекчий, туфоконгломератов, туфографелитов и туфопесчаников 34 м.

6. Чередование туффитов серых алевритовых и пелитовых, средне- и мелкослоистых 120 м.

7. Чередование туфопесчаников, туффитов, алевритовых и пелитовых с преобладанием туффитов 60 м.

8. Чередование туфоалевролитов и туфоаргиллитов, мелко-среднеслоистых 70 м.

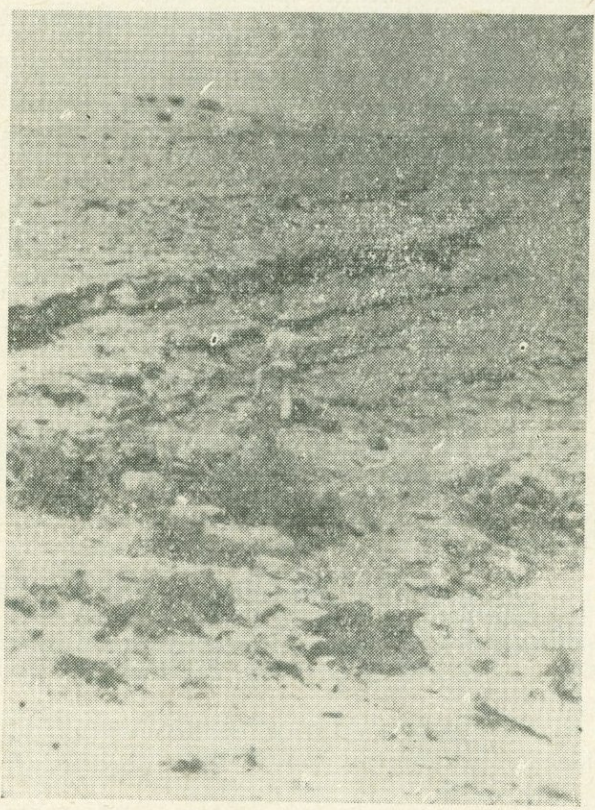


Рис. 3. Известняковые карнизы верхнего эоцена (район с. Азатек).

9. Чередование средне-крупнослоистых туфопесчаников и туффитов алевропелитовых с силлом диорит-порфирита 50 м.
10. Чередование мелкослоистых туфопесчаников, туфоалевролитов и туфогравелитов 180 м.
11. Туфобрекчии и туфогравелиты обеленные 40 м.
12. Туффиты псаммитовые 15 м.
13. Порфирит (диорит-порфирит) 50 м.
14. Туффиты алевролитовые и пелитовые с прослоями туфопесчаников 50 м.
- Отрезок карбонатно-терригенного среднего эоцена.
15. Чередование средне-крупнослоистых глин и мелкослоистых алевролитов и песчаников с преобладанием глин 12 м.
16. Мергель 2 м.
17. Диорит-порфириновый силл 10 м.
18. Чередование среднеслоистых туфопесчаников, туфоалевролитов, тонкослоистых, мелкослоистых глин 12 м.
19. Чередование тонкослоистых, мелкослоистых алевролитов и глин 5 м.
20. Чередование тонко-мелкослоистых алевролитов, глин с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность 37 м.
21. Чередование (флишевое) песчаников мелкозернистых, алевритов и глин 10 м.
22. Прослой порфирита 3 м.
23. Чередование тонко-мелкослоистых алевролитов и глин 10 м.
24. Алевролиты, глины мелкослоистые, перемятые, местами перевернутые 10 м.
25. Чередование конгломератов и грубозернистых туфопесчаников 10 м.
26. Чередование известковых глин и алевритовых мергелей 50 м.
27. Нижняя часть пачки — конгломераты: мелкогалечные — 15 м, верхняя часть — средне-крупногалечные конгломераты 35 м.

Верхний эоцен

28. Чередование глин и мергелей с прослоями алевролитов и известняков (рис. 3) 200 м.

Разрез верхней части среднеэоценовых отложений составлен в 200—250 м севернее с. Горс (рис. 4), представляется в следующем виде:

1. Песчаники среднезернистые, тонкослоистые, рыхлые, светло-серого цвета с шаровыми включениями более плотных песчаников (диаметр шаров от 0,1 до 0,3 м) Мощность 7 м.

2. Чередование песчаников плотных, тонкослоистых, зеленовато-серого цвета 4 м.

3. Чередование плотных и рыхлых темно-серых, серо-зеленоватых тонкослоистых мергелей и песчаных мергелей 3 м.

4. Прослой среднезернистых плотных темно-серых песчаников с шаровыми включениями и обуглившимися растительными остатками 4 м.
5. Чередование плотных и рыхлых среднезернистых песчаников темно-серого цвета с *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., и *Gristelaria* sp. (определения Ю. А. Мартиросян) 33 м.
6. Покров кислых эффузивов 2 м.
7. Чередование плотных и рыхлых светло-зеленых среднезернистых песчаников 10 м.
8. Прослой средне- и крупногалечных конгломератов, цемент песчаный, среднезернистый, светло-зеленый 2 м.
9. Чередование среднезернистых песчаников светло-зеленого цвета и мергелей, тонкорассланцованных, темно-серого, темно-бурого цвета 3 м.
10. Песчаники среднезернистые, шаровые, светло-серые с зеленоватым оттенком 25 м.
11. Чередование песчаных мергелей, сильно рассланцованных темно-серых и песчаников плотных шаровидных светло-серых с *Globorotalia crassaetormis* (Gall. et Wisl.), *Bulimina* sp., *Gristellaria* sp., *Globigerina* sp. (определения Ю. А. Мартиросян) 10 м.
12. Мергели плотные, оскольчатые, светло-серые с редкими прослоями крепких песчаников с *Globorotalia crassata* Cushman. (определения Ю. А. Мартиросян) 10 м.
13. Пачка песчаников светло-зеленых, тонко- и среднеслоистых, средне- и крупнозернистых с нуммулитами: *Nummulites partschii* d. l. Harpe (A) (B), *N. atacicus* Leym. (A) (B) и моллюсками: *Chlamys biarritzensis* Arch., *Chlamys* sp. и др. 35 м.
- Комплекс мелких и крупных фораминифер, а также моллюсков говорит о среднеэоценовом возрасте вмещающих пород.
14. Песчаники шаровые, среднезернистые, сильно рассланцованные, темно-серые, темно-зеленоватые 15 м.
15. Мощная чередующаяся пачка флишевых образований—песчаников и глин верхов среднего эоцена. Песчаники плотные, иногда образующие карнизы мощностью 0,3—0,4 м; глины рыхлые, буро-желтые, желто-зеленые 150—200 м.
16. Глины светло-серые, мелкокусковатые 2 м.
17. Песчаники известковистые, мелко-среднезернистые, очень плотные, зеленовато-серые, иногда шаровые, подушечные 1 м.
18. Небольшой прослой глины, светло-серого цвета, мелкокусковатый 0,3 м.
19. Чередование песчаника глинистого, глины песчанистой, желтовато-бурого цвета, сильно рассланцованного, плотного 1 м.

Следующий разрез верхней части среднеэоценовых отложений составлен нами в районе Чайкендского моста (шоссейная дорога Азизбеков—Джермук) и имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Чередование мелко-среднеслоистых серых, зеленовато-се-

рых туфопесчаников, туфоалевролитов, азимут падения слоев ЮЗ 240—260°, \angle 15—18°. Мощность 15 м.

2. Туфоконгломераты среднегалечные, серые . . . 40 м.

3. Чередование мелко-средне-крупнослоистых светло-серых песчаников, алевролитов с редкими прослоями аргиллитов . . . 30 м.

4. Аргиллиты желтовато-зеленые, серые, кусковатые; с прослоями песчаников . . . 18 м.

5. Гравелиты, песчаники серые, средне-крупнослоистые с прослоями алевролитов и аргиллитов . . . 35 м.

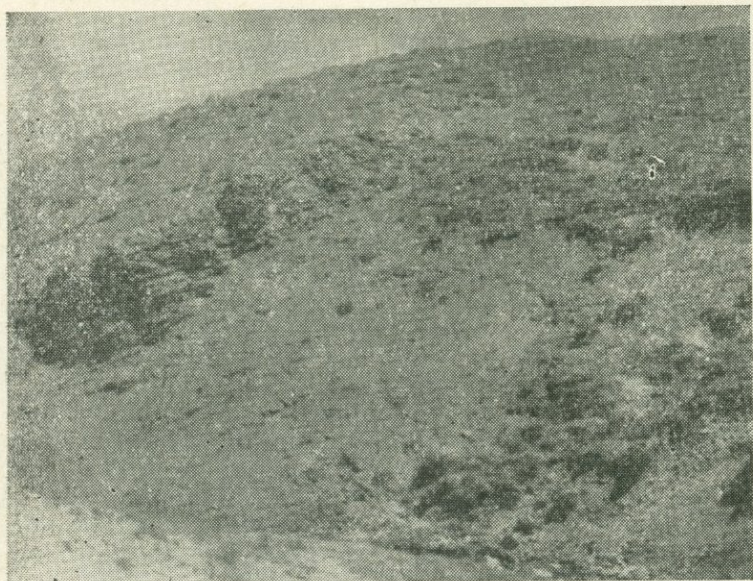


Рис. 4. Туфогенные отложения среднего эоцена (район с. Горс).

6. Глины серые, зеленовато-серые, массивно-слоистые с редкими прослоями алевролитов, особенно в верхней части пачки 40 м.

7. Конгломераты среднегалечные, плотные, местами окварцованные, эпидотизированные, пиритизированные . . . 80 м.

8. На конгломератах на высоте 1535 м согласно залегает пачка чередующихся слоев известковых гравелитов, песчаников, алевролитов с редкими тонкими прослоями известковых туффитов. В нижней части пачки, где преобладают гравелиты и песчаники, встречаются нуммулиты. Мощность пачки 6 м. Общая мощность . . . 100 м.

Из нуммулитов С. М. Григорян определены *Nummulites perforatus* (Montf.) (B). *N. brongniarti* d' Arch. et Heim., датирующие верхнюю часть среднего эоцена.

9. Туффиты зеленовато-серые, голубовато-серые, алевритовые, алевропелитовые, окварцованные, пиритизированные, частично лимонитизированные. Встречаются редко ядра морских ежей плохой сохранности 100 м.

Разрез завершается туфопесчаниками, обнажающимися на правом склоне р. Гергер, о которых пойдет речь в описании следующего разреза.

На правой стороне р. Гергер у развалин с. Ариндж наблюдается следующий восходящий разрез верхней части среднего и верхнего эоцена:

1. Туфоконгломераты среднегалечные, серого цвета с линзами туфобрекчий Мощность 50 м.



Рис. 5. Диорит-порфириновый силл среди эоценовых отложений (район с. Азатек).

2. Туффиты и туфы бурые, буровато-желтые, пелитоморфные 10—12 м.

3. Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты с преобладанием последних. Цвет породы зеленый, зеленовато-серый 30 м.

4. Туфопесчаники крупнослойные, желтовато-бурые 40 м.

5. Туфопесчаники, туфоаргиллиты серые, светло-серые, азимут падения ЮЗ 240° \angle 20° 50—70 м.

6. Туфобрекчий и туфоконгломераты, частично измененные,

желто-бурые. Встречаются очень плохой сохранности обломки брюхоногих, по-видимому, из рода *Natica*.

7. Песчаники грубозернистые, конгломераты мелкообломочные. В печаниках встречаются в довольно большом количестве нуммулиты, среди которых С. М. Григорян определены: *Nummulites brongniarti* d' Arch. et Heim (A) (B), *N. perforatus* (Montf.) (A) (B), *N. paradaschensis* Mamed. (A), указывающие на верхнюю часть среднего эоцена. Здесь же встречаются также плохой сохранности *Cardita* sp., *Serpula* sp., мощность слоя 6 и 7 достигает 25—30 м.

Выше на левой стороне шоссеиной дороги Азизбеков—Гергер, не доезжая до развилки дороги, ведущей в с. Дайлахлу, обнажается отрезок верхнего эоцена.

8. Глины серые, темно-серые, мелкокусковатые, пользующиеся широким распространением в отрезке между развалинами с. Ариндж—с. Дайлахлу 30—50 м.

9. Песчаники, алевролиты светло-серые, желтые, иногда с шаровидными карбонатно-песчаными конкрециями. В песчаниках, а также в конкрециях встречаются в большом количестве нуммулиты, обломки брюхоногих (род *Natica*) и морских ежей.

Азимут падения ЮЗ 250°, < 20°.

Из нуммулитов С. М. Григорян определены: *Nummulites brongniarti* d' Arch. et Heim. в массовом количестве, *N. perforatus* Montf. (A) (B) единичные, *N. puschi* d' Arch., *Assilina* sp., указывающие, по ее мнению, на верхнюю часть среднего эоцена, а по нашим региональным наблюдениям—также на низы верхнего эоцена. Мощность нуммулитсодержащих слоев достигает 10 м.

10. Известковые алевролиты, песчаники фиолетово-коричневые, среднеслоистые и сравнительно рыхлые алевропелиты 20 м.

11. Чередование туфопесчаников, туфоалевролитов с редкими прослоями туфоаргиллитов и гравелитов. Нередко породы эпидотизированы. Ближе к контакту Каялинского интрузива отмечаются скарновые образования. Мощность 30 м.

Наиболее мощный разрез среднеэоценовых отложений вскрыт в скв. 45 (Кармрашен), в 1,0—1,5 км севернее сел. Кармрашен, начиная от глубины 200 м и доходя до 2360—2467 м, т. е. почти 2,2 км составляет разрез среднего эоцена.

Разрез представлен так:

Средний эоцен (вулканогенно-осадочный)

1. Песчаники среднезернистые, слабоизвестковистые, голубовато-серые. Глубина 200—204 м.

2. Известковисто-глинистая порода, очень плотная, зеленовато-серая 250—253 м.

3. Известковисто-туфогенная порода зеленовато-серого цвета 300—303 м.

4. Туф витрокластический, алевро-псаммитовый, серовато-зеленый, плотный, массивно-слоистый 365—370 м.

5. Туффит алевропелитовый, зеленый с темно-зелеными пятнами	403—405 м.
6. 7. Туффит пелитовый, зеленоватый	447—455 м.
8. Туффит алевроитовый	500—502 м.
9. Туфоалевролит зеленоватый	555—559 м.
10. Аргиллит известковый, массивно-слоистый, темно-серый	605—608 м.
11. Туф и туфоалевролит зеленоватый	650—654 м.
12. 13. Диабазовый порфирит	687—691 м.
	755—760 м.
14. Туффит псаммитовый, зеленоватый	860—864 м.
15. 16. Порфирит диабазовый	900—905 м.
	1032—1037 м.
17. Туф псаммитовый, темно-серый	1080—1084 м.
	1151—1154 м.
18, 19, 20. Порфирит диабазовый (рис. 5)	1218—1222 м.
	1380—1384 м.
	1470—1474 м.
21. Туф темно-серый	1541—1546 м.
22, 23, 24. Туф зеленый, зеленовато-серый	1580—1584 м.
	1625—1629 м.
	1731—1735 м.
25. Чередование розового алевроитового мергеля и серовато-зеленого известковистого алевролита	1828—1835 м.
26. Спилит зеленовато-серый	1853—1863 м.
27. Туфогенная, очень плотная эпидотизированная, окварцованная порода	1900—1903 м.
28. Ритмичное чередование туфопесчаников, туфоалевролитов и тонкослоистых туфоаргиллитов	1912—1916 м.
29. Туф псаммитовый, серый, массивно-слоистый	1930—1937 м.
30. Туффит псаммитовый, алевролитовый, темно-серый	1971—1975 м.
31. Туф крупно-губозернистый, кристаллокластический, псаммитовый, темно-серый с зеленоватым оттенком	2007—2011 м.
32. Эффузивная порода, брекчиевидная, серая	2066—2068 м.
33. Туффит алевро-псаммитовый, серый, плотный, известковый	2124—2126 м.
34, 35. Порфириды светло-серые, зеленоватые с эпидотизированными участками	2236—2240 м.
36. Порфирит серовато-зеленый	2290—2294 м.
37. Вулканогенная порода светло-серого цвета	2343—2346 м.
38. Туф светло-серый (рис. 6)	2389—2392 м.

Верхний эоцен

Фаунистически хорошо охарактеризованные отложения верхнего эоцена, согласно залегающие над породами среднего эоце-

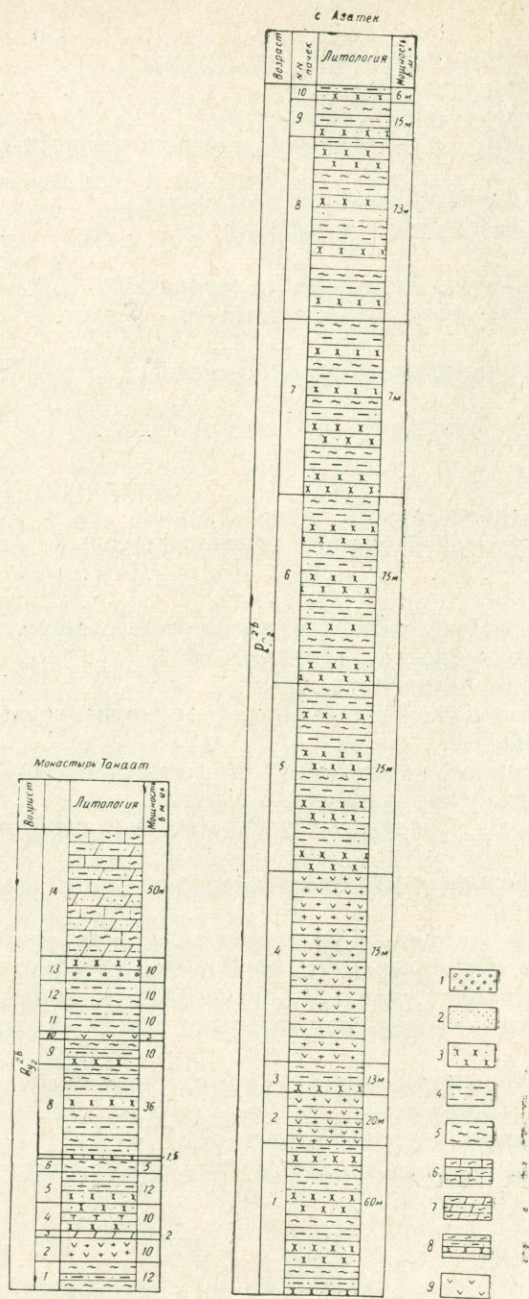


Рис. 6.

на, развиты в районах сс. Малишка, Агавнадзор, Дайлахлу, Элпин, Ринд, развалин с. Намазлу, Агаракадзор, Азатек и др. Они представлены известняками, туфопесчаниками, песчаниками, конгломератами, туфоконгломератами мощностью до 500 м. К верхнему эоцену относятся также рифовые образования, развитые в районах сс. Ринд, Арени, Агаракадзор, Малишка, Зейта, Азатек и др.

Верхнеэоценовые отложения охарактеризованы богатым комплексом моллюсков, мелких и крупных фораминифер, кораллов, морских ежей, крабов и др.

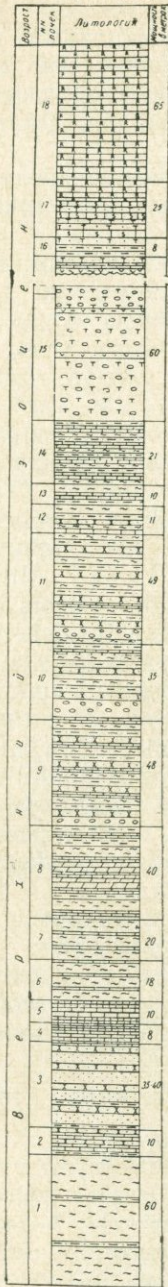
Из моллюсков отмечаются (большой частью впервые для этого региона) следующие виды: *Pseudamussium corneum* Sow., *Pecten castelorum* Opp., *Chlamys biarritzensis* Arch., *Chl. biarritzensis* Arch. subtripartita Arch., *Chl. subdiscors* Arch., *Chl. multistriata* Poli ailonensis Bouss., *Chl. idoneus* Wood, *Lopha martinii* Arch., *Variamussium naltchikensis* Korob., Var. *captiosum* Korob., *Spondylus radula* Lamk., Sp. *bifrons* Münster *cisalpinus* Brongn., Sp. *buchi* Phill., *Pholadomya puschi* Goidf., *Thracia bellardi* Pictet, *Thracia castelanensis* Bouss., *Laevicardium* (*Trachicardium*) cf. *gigas* DeFr., *Isocardia cyprinoides quadrata* Koenen, *Gryphaea rarilamella* Melev., Gr. *brongniarti* Bronn., Gr. *gigantica* Sol., *Lucina prominens* Opp. *Lucina saxorum* Lamk., *Miltha gigantea* Desh., *M. georgiana* Korob. *abichi* Korob., *Corbis* aff. *lamelosa* Lamk., *Tellina peuroti* Cossm., *Pectunculus achalzichensis* I. Katsh., *Pleurotomaria nicensis* Bayan, *Campanille parisiensis clujensis* Mesz., *Vermetus spirulae* Lamk., *Cepatia cepacea* Lamk., *Xenophora agglutinans* Lamk., *Hippochrenes amplus* Sol., *H. mihrani* nov. sp., *P. Aslanjan*, *Turritella imbricata* Lamk., *Terebellum sopitum* Sol., *Cassidea malyskiensis* P. Asl., *Velates schmidellianus* Chemn и многие многие другие. Из крупных фораминифер: *Nummulites fabianii* Prev., *N. striatus* Brug. и др. Из морских ежей: *Polyplacidia armenica* Poretz., *Echinolampas daralagezica* Poretz. и др.

Ниже приводится один из разрезов в районе с. Азатек, где над среднеэоценовой частью снизу вверх залегают:

1. Известняки органогенные, ракушечные, с *Nummulites strictus* Brug. (A) (B), *N. millescaput* Boubeé (A), *Dyscocyclina pratti* (Milk.) Мощность 0,5 м.
2. Песчаники известковые, желтые 3 м.
3. Известняки органогенные, ракушечные, светло-желтые 0,8 м.

Рис. 6. Разрез флишево-карбонатно-терригенной свиты: 1—конгломераты; 2—гравелиты; 3—песчаники разнозернистые; 4—алевролиты; 5—глины; 6—известняки песчано-глинистые; 7—мергели алевро-глинистые; 8—ритмичное чередование гравелитов, песчаников, алевролитов и глин; 9—субвулканическая порода (диорит-порфириты, габбро-порфириты).

с. Малицка



с. Азатек

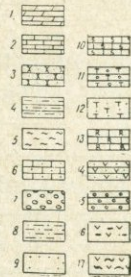
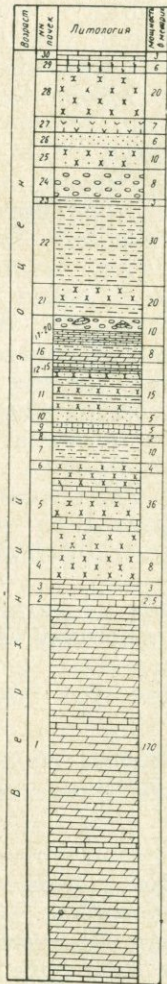


Рис. 7.

4. Мергели алевроитовые, зеленовато-желтые 8 м.
 5. Известняки органогенные 0,7 м.
 6. Мергели песчано-алевроитовые с прослоями органогенных известняков 4 м.

7. Известняки органогенные, желтые. Содержат многочисленные представители моллюсков, крупных фораминифер, кораллов, морских ежей и др. Из двустворок отметим некоторые: *Miltha* (*Pseudomiltha*) *gigantea* Desh., *M. cuvieri* Bayan, *Tellina* (*Nacalopsis*) *scalaroides* Arch., *Spondylus bifrons* Müntz., *Sp. buchi* Phillip., *Gigantostrea gigantea* Sol., *Meretrix obsoleta* Desh., *M. globulosa* Desh., *M. nitidula* Lamk., *Chlamys* sp., *Crassatella* sp. *Velates schmidellianus* Chemnitz., Весь комплекс моллюсков говорит о верхнеэоценовом возрасте вмещающих пород. Из нуммулитов: *Nummulites gizehensis* Forsk., (A), (B) *N. striatus* Brug. (A) (B). Из морских ежей: *Eopatagus formosus* Lorient, единичные кораллы, крабы, зубы акул и др.

Мощность 0,6 м.

8. Конгломераты среднегалечные с мелкими банками кораллов 6 м.

9. Песчаник рыхлый, известковый, темно-серый, чередующийся с крупнослоистыми алевролитами 20 м.

10. Алевролиты глинистые, серые, переходящие в плотные алевролитовые, известковые глины с *Nummulites gizehensis* forsk 30 м.

11. Алевролиты буровато-серые 3 м.

12. Конгломераты мелко-, средне- и крупногалечные 8 м.

13. Песчаники желтовато-серые, слабосцементированные

м 01

14. Гравелиты желтовато-бурые, слабосцементированные

6 м.

15. Диорит-порфирит измененный, рыхлый 7 м.

16. Песчаники рыхлые, зеленовато-серые 20 м.

17. Известняки белые, окремненные 6 м.

18. Карниз рифовых известняков 3 м.

Общая мощность разреза 136 м.

В разрезе района г. Гаджи-мал (западнее с. Малишка) снят следующий отрезок верхнеэоценовых отложений, согласно залегающих над средним эоценом (рис. 7):

1. Глины с прослоями известняков. Мощность 200 м.

Рис. 7. Разрезы верхнего эоцена: 1—мергель; 2—известняк хемобиогенный; 3—песчаник полимиктовый; 4—алевролит известковый; 5—глина; 6—известняк песчаный; 7—конгломерат; 8—алевролит; 9—гравелит; 10—известняк кремнистый; 11—туфоконгломерат; 12—туфопесчаник; 13—известняк органогенный (рифовый); 14—туффит псаммитовый; 15—конгломерат мелкогалечный, известковый; 16—туффит алевроитовый; 17—туффит пелитовый.

2. Известняк песчанистый, чередующийся с глинистыми мергелями	10 м.
3. Туфоконгломерат средне-крупногалечный	40 м.
4. Туфопесчаник серый	3 м.
5. Чередование известняков и мергелей	2 м.
6. Чередование песчаников, алевролитов и мелкослоистых глин	20 м.
7. Песчаники туфогенные буровато-желтые	35 м.
8. Туфоконгломераты с прослоями туфопесчаников	15 м.
9. Чередование песчаников, алевролитов и глин	15 м.
10. Чередование песчаников, алевролитов и глин с преобладанием песчаников	12 м.
11. Туф андезитовый, псаммо-гравийный	13 м.
12. Чередование песчаников, алевролитов и глин	60 м.
13. Чередование песчаников и алевролитов	20 м.
14. Туфопесчаники и туфогравелиты	8 м.
15. Чередование мергелей, известняков органогенных, песчаников и алевролитов	25 м.
16. Туфоконгломераты	20 м.
17. Линза кремнистого известняка	3 м.
18. Туфоконгломерат	20 м.
19. Рифовый известняк (банка)	10 м.

Добавим, что вершина г. Б. Гаджи-мал сложена массивными известняками мощностью около 60 м.

На левом склоне ущелья Карахани-дзор обнажен следующий восходящий разрез верхнего эоцена.

1. Чередование серых, желтовато-бурых алевролитистых глин с прослоями известковых алевролитов и песчаников, азимут падения ЮВ 160°, \angle 20—30° 60 м.

2. Известковая пачка, сложенная карнизми органогенных известняков с *Chlamys biarritzensis* Arch., *Chl. subdiscors* Arch., *Anomya* sp. *Pleurotomaria sismondi* Goldf. и чередующимися слоями мергелей, известковых песчаников и алевролитов.

Общая мощность 10 м.

3. Гравелиты серые с линзами известняков, глинистые алевролиты и известняки светло-желтые, брекчированные, азимут падения слоев ЮВ 175°, \angle 25—30° 35—40 м.

4. Чередование алевролитов известковых, серых, с биоглифами и известняков глинисто-песчаных, серых, темно-серых, органогенных с обильной фауной мелких двустворок (*Pectenidae*) и нуммулитов. Выше залегают серые, зеленовато-серые, алевропесчанистые, органогенные известняки 9 м.

5. Глинистые алевролитистые известняки серого цвета с хорошо сохранившимся биоглифом и известняками плотными, желтыми, сильно кристаллизованными 10 м.

6. Глины желтые, алевролитовые (мергели) с прослоями желтых, плотных известняков с друзами кальцита, арагонита 18—20 м.

7. Туфы псаммитовые, зеленовато-серые 1,2 м.

8. Чередующиеся слои мергелеподобных глин серого, светло-серого цвета и органогенных известняков, часто мшанковых 20 м.

9. Линзы брекчиевидных, желтых известняков с редкими жеодами целестина 1—2 м.

10. Пачка известковистых алевритистых глин с редкими слоями глинистых песчаников 40 м.

Здесь встречается богатый комплекс верхнеэоценовых моллюсков: *Hercoglossa malyskiensis* P. Asl., *Spondylus bifrons* Münst., *Crassatela* sp., *Ostrea* sp., *Pitar* sp. *Strombus* cf. *ournoueri* Bayan, *Turritella imbricata* Lamk., *Natica reussi* Opp., *Conus* sp. (*C. diversiformis* Desh.), *Rostellaria goniophora* Bell., *Cantharus intermedius* Isseva, из плеченогих: *Terebratula* sp., из нуммулитов: *Nummulites striatus* Brug. (A) (B), *Dyscocyclina pratti* (Michelini), *D. bartolomei* (Schlumb.), *D. discus* Rütim.

В известковых глинах встречаются прожилки (мощность 3—10 см) голубовато-пластинчатого целестина.

11. Выше залегают чередующиеся слои известковых глин, известняков, известковых песчаников и алевролитов с линзой мелкогалечного конгломерата 5 м.

12. Линза мелко-среднегалечных конгломератов голубовато-серого цвета с высотой максимум 8 м, которая к западу и востоку выклинивается. Над ними чередующиеся слои алевритовых известковых глин (мощность 1—2,5 м), известняков (0,1—0,3 м), песчаников и алевролитов (0,1—0,4 м). Здесь отмечаются также редкие жеоды целестина голубовато-серого цвета 35 м.

13. Линза (4×6 м) мелкогалечных конгломератов, а еще выше пачка чередования известковых глин, мергелей, известняков, алевролитов и песчаников с преобладанием алевритовых известковых глин и прослоев известняка. В верхней части этой пачки наблюдаются частые прослои известняков и известковых алевролитов 50 м.

14. Пачка песчанистых известняков, песчаников, гравелитов, конгломератов и мергелей. Цвет светло-серый 15 м.

Включает следующие верхнеэоценовые моллюски: *Spondylus buchi* Phill., *Sp. radula* Lamk., *Sp. bifrons* Münst., *Sp. bifrons* Münst. *cisalpinus* Brongn., *Ostrea plicata* Sol., *O. bavarica* Mayer *kiewensis* Korob., *Gryphaea garilamella* Melev., *Hippochrenes* cf. *ampla* Sol., *Tectus margaritaceus* Desh.

15. Чередование известняков, известковистых алевролитов зеленовато-серого цвета 100 м.

Далее к юго-востоку обнажается:

16. Мощная толща туфобрекчий и туфоконгломератов средне-крупногалечных с глинисто-карбонатным и туфогенным цементом.

Видимая общая мощность конгломератов примерно 60—80 м.

17. На конгломератах на двух участках обнажаются банки рифовых известняков размерами 20×10×15 м. С одной рифовой банкой контактируют крутопадающие слои органогенных—рифо-

вых (часто мшанково-кораллово-устричных известняков, иногда с друзами арагонита). В этих известняках отмечаются из нуммулитов: *Nummulites fabianii* Prev., *N. striatus* Brüg.

Верхняя часть верхнеэоценового разреза к югу от г. Спитак-сар на расстоянии примерно 0,5 км представляет следующую картину (снизу вверх).

1. Песчано-алевролитовые туфогенные породы розовато-бурые с серым оттенком. В нижней части слоя залегают бурые туфоалевролиты с бугорчатыми биоглифами. На них залегают среднезернистые и крупнозернистые туфогенные песчаники, участками слабосцементированные, сравнительно рыхлые. Верхняя часть слоя представлена грубозернистыми туфопесчаниками буроватого, голубовато-серого цвета, азимут падения ЮЗ $190^\circ \angle 20^\circ$ 8—10 м.

2. Прослой розовых туфогенных алевро-псаммитовых пород с чередованием мелкозернистых и грубозернистых песчаников 8 м.

3. Выше залегают слоистые туфогенно-карбонатные породы, чередующиеся со слоями розовых туфопесчаников и желтых кремнистых известняков. На вершине г. Спитак-сар они образуют торчащие карнизы 15 м.

К югу и юго-западу от вершины г. Спитак-сар на расстоянии 400—500 м обнажается крупный рифовый массив (Шрестикар) общей мощностью 60—70 м. Содержит комплекс моллюсков, нуммулитид, морских ежей, стебельки морских лилий и кораллов. Из нуммулитид С. М. Григорян определены: *Nummulites perforatus* (Monti) (A), *N. striatus* (Brug.) (A), *Operculina* aff. *lybica* Schw., Op, sp., из моллюсков: *Vulsella* sp., *Gryphaea* sp., *Spondylus bifrons* Münst., *Campanille parisense clujensis* Mesz.

Далее к югу обнажающийся второй слоистый массив составлял шлейф огромного рифового массива Шрестикар.

А. А. Габриеляном (1964) приводится разрез г. Спитак-сар (мощностью около 350 м и отнесенный к нижней части верхнего эоцена), где в низах разреза отмечается *Variamussium naltschikensis* Korob., а по всему разрезу следующие формы: *Nummulites oswaldi* Meff., *N. striatus* Brüg., *Spondylus bifrons* Münst., *Crassatella* cf. *deshayesiana* Nyst, *Terebellum sopitum* Sol., а также определенные до рода *Arca*, *Chlamys*, *Spondylus*, *Gardita*, *Pirula*, *Natica*, *Cypraea* и др. Одиночные кораллы: *Cyclolites*, *Trochomillia* и колониальные. В шлифах отмечаются: *Dyscocyclina*, *Nodosaria*, *Globigerina* и *Lythophilium*.

Небольшой разрез верхнеэоценовых отложений, охарактеризованных фауной моллюсков—отмечен впервые и составлен у подножья небольшого холма по дороге Малишка—Ехегнадзор, в 1 км от с. Малишка, на левой стороне дороги:

1. Чередующаяся пачка глин и песчаников. Глины мелко-

кусковатые, темно-серые, песчаники мелко- и среднезернистые, серые, общей мощностью свыше 60 м. Здесь встречаются некоторые представители моллюсков, среди которых П. М. Асланяном определены: *Chlamys cf. multistriata* Poli allonsensis Bouss., *Cardita perezi* Bell., обломок *Gryphaea brongniarti* Bronn., *Cerithium* sp. Из крабов определено: *Harpacticarcinus punctulatus* Desh.

2. На вершине холма обнажаются рифовые известняки мощностью 20—30 м.

В районе с. Дайлахлу наблюдается восходящий разрез верхнеэоценовых отложений, богатых особенно моллюсками и отмечаемые впервые:

1. Аргиллиты, алевролиты серые, темно-серые . . . 20 м.

2. Конгломераты, туфоконгломераты, туфобрекчии (нижняя пачка) серого цвета . . . 15 м.

3. Перемежающаяся пачка песчаников и аргиллитов (алевролитов) светло-зеленого цвета . . . 5 м.

4. Песчаники, туфопесчаники средне- и грубозернистые, светло-зеленые, светло-фиолетовые, плотные, частично брекчиевидные, известковистые, образующие иногда карнизы . . . 100 м.

Содержат: *Crassatella* sp., *Laevicardium* (*Trachycardium*) *gigas* DeFr. *Chlamys idoneus* Wood, *Pecten castellorum* Opp., *Chlamys multicarinata* Desh., *Gryphaea rarilamella* Mellev., *Gr. brongniarti* Bronn., *Rostellaria* (*Hippochrenes*) *ampla* Sol., *Campanille defrenatum* deGreg., *Terebellum fusiforme* Lamk., *Cepatia cepacea* Lamk., *Campanille parisiensis clujensis* Mesz., *Trochus lucasianus* Brongn., *Natica vapincana* Boussac, *Vermetus* (*Burtinella*) *spirulaea* Lamk., *Xenophora agglutinans* Lamk., *Cassidea* sp. (*malyskiensis*) P. Asl.

5. Туфоконгломераты, туфобрекчии светло-фиолетовые (верхняя пачка) . . . 30 м.

6. Сильно измененные известковистые породы буро-желтого цвета, сахаровидные, рассланцованные, крупнослоистые.. 15—20 м.

Разрез верхнеэоценовых отложений составлен нами у с. Арпи и дальше на север в сторону развалин с. Намазалу. Разрез таков (снизу вверх):

1. Чередование песчаников и алевролитов, слабо измененных, бурого цвета. Мощность 30 м.

2. Чередование песчаников, алевролитов и мелкослоистых глин серого цвета 60 м.

3. Чередование мелко-среднеслоистых буровато-серых (с розовым оттенком) плотных туфогенных песчаников, алевролитов и уплотненных глин 20 м.

4. Чередование флишевого типа известковых песчаников, алевролитов, глин, реже известняков и мергелей . . . 100 м.

5. Глины буровато-серые с прослоями алевролитов, песчаников и известняков 50 м.

6. Глины буровато-желтые с прослоями плотных белых гли-

нистых известняков в нижней части пачки и зернистых органогенных известняков в верхней части пачки 150 м.

Наблюдаются полосы (прослойки) измененных глин фиолетового цвета (мощностью прослоя 3 м).

7. Известняки массивные, рифогенные, в нижней части пачки брекчиевидные, более кремнистые 15 м.

В известняковой толще содержится богатая и разнообразная фауна (отмеченная еще Б. Ф. Меффертом и последующими исследователями) двустворок, брюхоногих, морских ежей и нуммулитов. Это так называемый риндский комплекс фауны.

Из морских ежей Е. С. Порецкой определены: *Schizaster cf. rimosus* Desor, *Ditremaster nux* Desor, *Pericosmus* sp., некоторые новые виды: *Polyplacidia armenica* Poretzkaja, *Schinolampas daralagezensis* Poretzkaja, *Eupatagus formosus* Lorient.

Из двустворок и брюхоногих нами определено большое число видов, из которых отметим некоторые: *Miltha gigantea* Desh., *M. georgiana* Korob., *abichi* Korob., *Chlamys subdiscors* Arch., *Corbis lamellosa* Lamk., *Gryphaea gigantea* Sol., *Pholadomya pushi* Goldf., *Cepatia cepacea* Lamk., *Ampullina patula* Lamk., *Xenophora agglutinans* Lamk., *Terebellum sopitum* Sol., *T. sopitum* Sol., *gigantica* Korob., *Vermetus spirulaea* Lamk.

Из нуммулитов встречаются: *Nummulites fabianii* Prev., *N. oswaldi* Meff., *N. incrassatus* d. I. Harpe.

8. Глины серые, буровато-серые с редкими прослоями алевролитов в нижней части пачки, а в верхней части — песчаников и известняков.
Мощность 120 м.

На восточной окраине развалин с. Ринд наблюдается следующий восходящий разрез верхнеэоценовых отложений:

1. Известняки плотные, белые, светло-фиолетовые 1,5 м.

2. Туфопесчаники крупно- и грубозернистые, светло-серые, бледно-зеленоватые 7—8 м.

3. Туфопесчаники известковистые, плотные, светло-зеленого, зеленовато-бурого цвета с моллюсками и нуммулитами *Pectunculus achalzichensis* I. Katch., *Chama subgigas* Orb., *Diastruma costellatum* Lamk., *Natica hantoniensis* Pilk., *Cypraedia elegans* DeFr., *Velates schmidellianus* Chemnitz., *Cerithium vellicatum* Bell. Из нуммулитов А. А. Габриеляном (1964) указываются *Nummulites fabianii* Prev., *N. oswaldi* Meff 10 м.

4. Туфопесчаники мелкозернистые, рыхлые, светло-зеленые 4 м.

5. Туфопесчаники среднезернистые, рыхлые, темно-серые 4—5 м.

6. Конгломерат крупногалечный с песчаным цементом 1,2 м.

7. Туфопесчаники среднезернистые, светло-коричневого, буровато-серого цвета, обнажающиеся в виде тонких прослоев 2,5 м.

Нижний-средний олигоцен

Олигоценовые отложения имеют сравнительно небольшое распространение и развиты в районах сс. Гетап, Агавнадзор, Ринд, Элпин, представлены морскими осадочными и вулканогенными фациями. Осадочные образования выражены песчано-глинистыми отложениями и обнажаются в районах сс. Элпин, Ринд, развалин с. Намазалу и др., общей мощностью около 200 м и охарактеризованы богатой фауной моллюсков, мелких и крупных фораминифер, кораллов и морских ежей. Из нуммулитов: *Nummulites intermedius* d' Arch., *N. vascus* Joly et Leym., из моллюсков отметим лишь некоторые: *Chione agglaurae* Brongn., *Chlamys biarrizensis* Arch., *Pecten arcuatus* Bronn., *Gryphaea brongniarti* Bronn *queteleti* Nyst, *Polymesoda convexa* Brongn., *Meretrix armeniaca* Gabr., *Cardium saribulachicum* Gabr., *Potamides plicatum* Brug., *Tympanotonos margaritaceum* Brongn., *Megatilotus crassatinus* Lamk. и многие другие. Из морских ежей: *Ditremaster aslaniani* Poretzkaja, *Brisopsis biarrizensis* Cotteau.

Один из неполных разрезов ниже-среднеолигоценовых отложений отмечается в 300 м к СЗ от развалин с. Намазалу, где на берегу сухого лога сверху вниз обнажаются:

1. Туфопесчаники мелкозернистые, серые, бледно-зеленые с нуммулитами: *Nummulites intermedius* Joly et Leym. Моллюски: *Cardium saribulachicum* Gabr., *Meretrix verneuilli* Arch., *Tarritella biarrizensis* Bouss., *Hippochrenes ampla* Sol.

Мощность 3—4 м.

2. Туфопесчаники известковистые с прослоями брекчиевидных известняков. В туфопесчаниках встречены: *Cerithium delbosi* Fuchs, *Diastoma daralagezica* P. Asl. В известняках найдены: *Pseudamusium corneum* Sow., *Megatilotus crassatina* Lamk., *Tympanotonos margaritaceum* Brongn., *Diastoma daralagezica* P. Asl., *Phalium* sp. 20 м.

Другим местонахождением олигоценовых, фаунистически охарактеризованных отложений является район развалин с. Ардарас, в 3,0 км к СЗ от с. Элпин. Здесь обнажаются снизу вверх:

1. Песчаники мелкозернистые, серые с шаровой отдельностью. Среди этих песчаников встречаются грубозернистые разности, а также мелкогалечные конгломераты с обломками раковин моллюсков. Общая мощность 30—50 м.

2. Песчаники мелкозернистые, серые, желто-бурые, плотные со спорадическими прослоями (0,5—1,2 м) глин 10—12 м.

3. Песчаники мелкозернистые, желтовато-серые с шаровыми отдельностями.

В верхней части пачки имеется небольшой пласт (1,0—1,5 м) мелкогалечного конгломерата, в цементе которого встречаются следующие виды двустворок: *Polymesoda convexa* Brongn., *P. convexa* Brongn. *gabrieliani* Merklin, *Meretrix armeniaca* Gabr., *Cardium saribulachicum* Gabr., *Mytilus* sp. и др. . . . 80—90 м.

К востоку от развалин с. Ринд, на левой стороне шоссе-

ной дороги Ринд—Агавнадзор, в середине между этими селениями находится следующий отрезок разреза верхней части нижне-го-среднего олигоцена. Здесь обнажаются: туфопесчаники, средне- и крупнозернистые, желтые, желтовато-бурые, зеленые с богатыми и разнообразными раковинами моллюсков и морских ежей, среди которых отметим: *Polymesoda convexa* Brongn., *Meretrix armeniaca* Gabr., *Chama vicentina* Fuchs, *Barbatia lesbaitzensis* Cossm., *Ficusocorbula ficus* Sol., *Chlamys permista* Beyrich, *Megatilotus crassata* a Lamk., *Tympanotonos margaritaceum* Brug., *Galeodespyruloides* Grat., *G. scalatonodosa* Kranz, *Cumatium* ex gr. *flandricum* Koninck, из морских ежей: *Ditremaster aslaniani* Poretz., *Brissopsis biarritzensis* Cott. Общая мощность 25—30 м.

В районе развалин с. Ринд наблюдается фациальный переход от морских терригенных отложений нижне-среднего олигоцена к вулканогенным (андезиты), мощностью до 100 м.

Верхний олигоцен представлен мощной (до 1 км) серией вулканогенных образований (элпинская серия), слагающих мульдовую часть Вайоцзорского синклинория в районах сс. Агавнадзор, Элпин, Зовашен и в бассейне р. Ехегис. Она состоит из трахиандезитов, трахилипаритов, агломератовых туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. Как отмечает А. А. Габриелян, элпинскую вулканогенную серию можно подразделить на четыре свиты, каждая из которых занимает определенное стратиграфическое положение и характеризуется своеобразным петрографическим составом пород.

Верхний плиоцен

Выражен древними покровными галечниками, имеющими распространение по линии сс. Геташен, Агавнадзор и составляющими Агавнадзорскую наклонную равнину, залегающую в виде террас на выравненной поверхности эоцена и олигоцена мощностью от нескольких метров до 20—30 м. Галечники состоят почти нацело из окатанных обломков эффузивных пород—андезитов (преобладают), андезито-дацитов, андезито-базальтов, липарито-андезитов, редко встречаются гальки кварцитов и других коренных осадочных пород. По стратиграфическому положению и условиям образования описываемые галечники являются эквивалентными образованиями Советашенской наклонной террасы Приереванского района. По мнению А. А. Габриеляна (1964), галечники флювиогляциального происхождения. Они являются продуктами размыва неогеновых вулканогенных пород Гегамского хребта и принесены мощными водными потоками, образовавшимися вследствие таяния ледника, покрывшего Гегамский хребет в верхнем плиоцене.

Четвертичные образования

Породы четвертичного возраста представлены базальтами, андезитами, имеющими широкое распространение в районах сс.

Малишка, Дайлахлу, курорта Джермук, а также отложениями галечных террас, аллювиально-делювиальными отложениями и травертинами.

Четвертичные лавы Вайоцдзора делятся А. Т. Асланяном (1958) на три части: ниже-, средне- и верхнечетвертичные.

Нижнечетвертичные лавы (миндельские и миндельрисские—эоплейстоценовые). К ним относятся потоки светло-серых андезитовых лав верхних течений рр. Джермук и Ехегис.

Среднечетвертичные лавы (рисс-рисс-вюрмские или мезоплейстоценовые). В бассейне р. Арпа к ним относятся описанные впервые А. Кржечковским гюллидузский поток оливин-пироксеновых андезитобазальтов, слагающих верх гребня между притоками рр. Арпа, Ехегис и Каракая, Джермукский поток в ущелье ниже курорта Джермук, а также покровы лав в верховье левых истоков р. Джермук.

Верхнечетвертичные лавы (вюрмские и поствюрмские или неоплейстоценовые). Центрами излияния в бассейне среднего течения р. Арпа является конический аппарат Вайоц-сар (рис. 8).



Рис. 8. Вулкан Вайоц-сар (Далнк); вид с юга.

небольшой безымянный конус, расположенный в 8 км к северо-востоку от последнего, а также конус в 17 км к северо-западу от Вайоц-сара, в районе с. Кавушуг.

Лавы Вайоц-сара распространены от центра излияния во все стороны, но основная масса направлена к долине р. Арпа (рис. 9).

Континентальные четвертичные образования весьма разнообразны и являются продуктом деятельности различных физико-геологических явлений—ледниковых, бурных селевых потоков, деятельности речных артерий, минеральных источников и др.

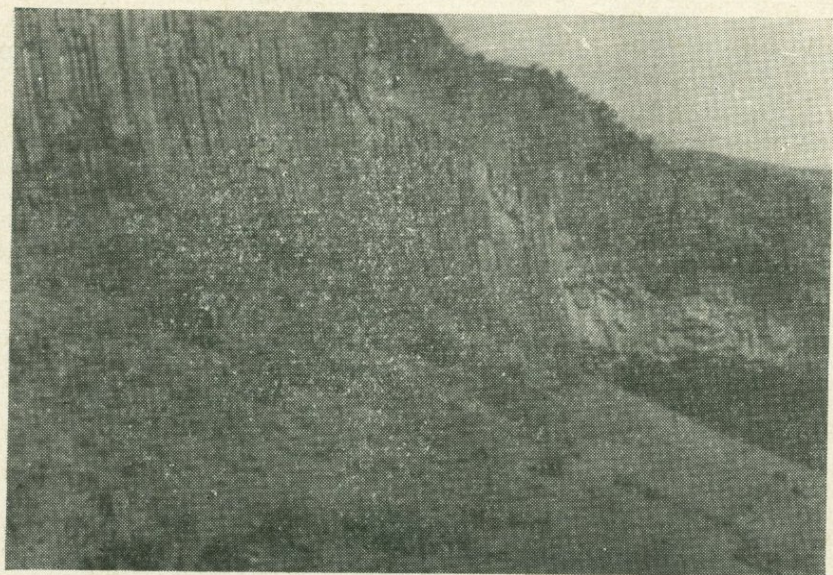


Рис. 9. Столбчатая отдельность четвертичных базальтов у развилки дорог Джермук—Горис.

Континентальные отложения отличаются большим разнообразием. Обычно наблюдается вся серия пород от крупногалечных накоплений, приуроченных к современным долинам рек, до тонких лессовидных суглинков и глин, у подножья гор развиты также мощные, в несколько десятков метров, грубо- и косослоистые галечники, пески и суглинки, слагающие конусы выносов и характеризующиеся крайней невыдержанностью петрографического состава в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Травертины. В комплексе молодых отложений бассейна р. Арпа известковые туфы—травертины имеют небольшое распространение и представляют собой белые, серые слоистые или массивные твердые породы.

Как отмечает А. Т. Асланян (1958), в бассейне рр. Арпа, Ехегис, Воротан и др. травертины известны во всех районах выходов минеральных источников—Гетик-ванк, пос. Азизбеков, с. Агаракадзор, курорт Джермук и др., где они образуют небольшие скопления.

2. Интрузивные, субвулканические и жильные породы

Специальные исследования по изучению геологии и петрохимии интрузивных и субвулканических пород бассейна р. Арпа комплексной экспедицией не проводились, в связи с чем этот небольшой раздел составлен главным образом по литературным данным.

Вайоцзорский рудный район по сравнению с другими рудными районами Памбак-Зангезурской структурной зоны характеризуется весьма небольшим распространением интрузивных пород. Последние представлены отдельными оваловидными, штокообразными, изометрическими телами с размерами от 0,4 до 35 кв. км, разбросанными почти по всему району. В бассейне р. Арпа выделяются следующие группы интрузивных тел: Джермукская, Кечутская, Гюмушханская, Чайкендская, Каялинская и Газминская. Интрузивные породы представлены дифференциатами гранитоидной магмы, имевшей на глубине единой магматический очаг. Возраст интрузивных массивов является спорным. Отдельными исследователями (К. Н. Паффенгольц, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян и др.) возраст интрузивных пород определяется в пределах верхний эоцен—нижний миоцен. Бесспорным является тот факт, что интрузивные тела прорывают образования среднего эоцена и частично верхнего эоцена, но вопрос прорывания отложений олигоцена не доказывается и трактуется по-разному.

Ниже, по данным Э. Г. Малхасяна (1966), приводится описание интрузивных тел бассейна р. Арпа.

Джермукская группа интрузивных пород расположена в районе курорта Джермук. Интрузивные тела прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена и сами прорываются мощной дайкой диорит-порфирита. Интрузивные породы представлены оливинбиотитовыми габбро, габбро-диоритами и пироксеновыми диоритами. Все указанные породы имеют гибридный характер и образуют постепенные переходы. В 1,0 км к юго-востоку от курорта Джермук обнажаются интрузивные породы другого состава, представленные кварцевыми сиенитами и граносиенитами.

Кечутская (Кущинская) группа интрузивных тел располагается на левобережье верхнего течения р. Арпа, к юго-востоку от с. Кечут. В эту группу входят пять выходов интрузивных пород изометрической формы с небольшими размерами и имеющие площадь 0,4—0,7 кв. км. В центральных частях интрузивных тел породы более крупнозернистые, в периферии их облик меняется и становится мелкозернистым. Интрузивные породы имеют монцитонитовый состав с переходами от монцитонитов к кварцевым сиенитам и граносиенитам. Структура породы монцитонитовая, иногда переходная к гипидиоморфнозернистой.

Минеральный состав породы—плагиоклаз (андезин № 34—37), ортоклаз, гиперстен, роговая обманка, биотит, кварц, апатит, циркон, магнетит; из вторичных минералов—хлорит и эпидст. На контактовых участках монцонитов с вулканогенными породами образованы турмалин-полевошпатовые роговики и вторичные кварциты.

Гюмушханская группа интрузивов расположена главным образом в рудном поле Гюмушханского месторождения на участках Амбарил и Зивлих. Отдельные небольшие выходы интрузивных тел обнажаются северо-восточнее с. Гндеваз и около местности Ахкенд.

Интрузивные породы представлены разновидностями монцонитового ряда: монцонитами, щелочными габбро, оливино-ортоклазовыми габбро и оливиновыми эссекситами, связанными между собой постепенными переходами. Вся эта серия пород Э. Г. Малхасяном рассматривается как пример ассимиляции магмой вмещающих пород и ее дифференциации на глубине.

В центральных частях интрузивных массивов развиты типично монцонитовые породы, а на периферии отмечаются переходы в габброиды-щелочные габбро, оливино-ортоклазовое габбро с основным плагиоклазом, авгитом, биотитом и оливином. В интрузивных породах рудного поля Гюмушханского месторождения часто встречаются вкрапленники сульфидов.

Контактные воздействия интрузивных тел на вмещающие породы выражены сильно. В результате контактового воздействия образовались кварц-полевошпатовые и полевошпат-пироксеновые роговики, вторичные кварциты и алуниты.

Чайкендская группа интрузивов расположена в бассейне р. Артаван (Джуль), левого притока р. Арпа. Интрузивное тело имеет эллипсоидальную форму с площадью до 1,0 кв. км. Интрузивные породы прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена. Они представлены разновидностями монцонитового ряда: кварцевыми монцонитами, монцонитами, биотитовыми габбро-монцонитами, связанными между собой постепенными переходами. По минеральному составу монцониты Чайкендской группы сходны с монцонитами Гюмушханы.

Каялинский интрузивный массив расположен в среднем течении бассейна р. Арпа, главным образом, на правом берегу. Он имеет изометрическую форму и прорывает туфогенные породы среднего эоцена, образуя вокруг себя мощный контактовый ореол, сложенный различными роговиками. Интрузивные породы представлены кварцевыми сиенитами, сиенитами, сиенит-монцонитами, сиенит-диоритами, диоритами, связанными между собой постепенными переходами. Северо-восточная часть массива сложена кварцевыми сиенитами, сиенитами и сиенит-монцонитами, а юго-западная—кварцевыми диоритами, диоритами и гранодиоритами.

В связи с тем, что авторы работы детально изучили рудное

поле Азатекского месторождения, несколько подробнее остановимся на характеристике Каялинской интрузии, используя для этого результаты исследования Г. А. Саркисяна.

Контакты гранитоидного массива с вмещающими породами исключительно четкие и отбиваются по границе с черными афанитовыми роговиками. Зона эндоконтактных роговиков практически отсутствует. Восточная контактовая поверхность Каялинского массива в плане характеризуется слабой волнистостью с двумя плавными коленообразными изгибами (выступами) во вмещающие породы. Угол падения контактовой поверхности близок к вертикальному, а азимут падения ее незначительно варьирует в западных и восточных румбах. Близширотные направления изгибов контактовой поверхности нередко трассируют во вмещающих породах зоны разрывных нарушений и гидротермальных изменений. В эндоконтактной зоне массива отчетливо выражены две системы трещин отдельностей: СВ—20°, < 70° и ЮВ—110°, < 75°. По этим направлениям фиксируются мелкие зоны тектонического дробления и гидротермального обеления с углами падения 70°, но наблюдаются и пологопадающие—25—30°.

В эндоконтактной зоне массива установлены участки развития плекситовых текстур, представленных ксенолитами меланократовых пироксен-биотитовых кварцевых монцонитов, цементируемых более лейкократовыми гранодиоритами. Наиболее распространенными породами восточной части Каялинского массива являются кварцсодержащие и кварцевые монцониты и гранодиориты.

Монцониты характеризуют приконтактную часть массива, а гранодиориты тяготеют к более внутренним участкам эндоконтактной зоны.

Монцониты представляют собой мелко-среднезернистые серо-зеленые породы массивной текстуры. В минеральном составе породы присутствуют: моноклинный пироксен (диопсид), биотит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и магнетит. В слабо измененных разностях вторичные минералы представлены роговой обманкой, эпидотом, хлоритом и кальцитом. Акцессорными минералами являются сфен и апатит. Структура породы монцонитовая.

Гранодиориты представляют светло-серые с зеленоватым оттенком порфировидные породы массивной текстуры. В минеральном составе породы принимают участие: калиевый полевой шпат (33—35%), кварц (25%), плагиоклаз, (23—25%), биотит, роговая обманка и пироксен. Акцессорные минералы представлены: апатитом, цирконом и сфеном. Вторичными минералами являются: эпидот, серицит, хлорит, кальцит, пирит и магнетит. Структура породы гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная.

Жильно-магматические производные гранитоидного массива в рудном поле Азатек представлены маломощными жилами микропегматитов и аплитов. Лампрофировые породы развиты за пре-

делами массива среди ороговикованных порфиритов и туфопесчаников.

Газминская группа интрузивов расположена в северо-западной части бассейна р. Арпа, на левобережье р. Элегис, в районе горного массива Тексар (Теке-Долдуран). Интрузивные породы Газминской группы имеют наибольшее площадное распространение в районе. Они прорывают мощные образования туффитов, туфобрекчий и агломератовых туфов среднего эоцена. В западной части горы Тексар интрузивные породы представлены порфировидными гранитами, граносиенитами и сиенито-диоритами. В восточной части г. Тексар широкое развитие имеют субвулканические образования, представленные роговообманковыми диорит-порфиритами. Э. Г. Малхасян считает, что для Газминской группы интрузивов целесообразно выделить две фации: «собственно-гипабиссальную» — гранитоидные тела, развитые в западной части района, и «субинтрузивную» — диорит-порфиритовые породы, развитые в восточной части массива г. Тексар.

Интрузивные тела и вмещающие их породы прорываются многочисленными даечными породами: гранодиорит-порфиритами, микропегматитами и минеттами.

По данным Э. Г. Малхасяна, внедрение гранитоидных интрузий происходило в следующей последовательности: сиенито-диориты, граносиениты и порфировидные граниты.

Контактовое воздействие интрузии на боковые породы выражается в образовании роговиков, вторичных кварцитов и редко скарнов. Контактные воздействия четко проявлены в северной части массива, где образовались типичные роговики кварц-биотит-пироксенового состава. Вторичные кварциты широко развиты в районе коч. Гладзор.

Аярский интрузив площадью в 2 кв. км находится в среднем течении р. Арпа, на ее левом берегу, в районе с. Агаракадзор. Интрузивное тело имеет эллипсоидальную форму и прорывает мощную толщу среднеэоценовых туффитов, туфопесчаников и известняков. Интрузивные породы представлены пироксен-биотитовыми сиенитами. Минеральный состав породы — калиевый полевой шпат, плагиоклаз, пироксен, биотит, роговая обманка и кварц. Акцессорными минералами являются: апатит, рудный минерал и циркон, контактные воздействия интрузива на боковые породы выражены слабо.

Г. А. Казарян и А. Г. Куюмджян, изучившие магматические комплексы Вайка, считают, что верхнеолигоцен-миоценовый интрузивный комплекс интенсивно проявлен в сравнительно приподнятом Арпинском сегменте. По их данным возраст интрузивов определяется как верхнеолигоцен-миоценовый по пересечениям ими пород эоцена и олигоцена (Кахцрджурский интрузив в верховьях р. Элпин), а также по определениям абсолютного возраста.

Для Газминской группы интрузивов Г. А. Казаряном выде-

ляются три последовательные фазы внедрения. В первую фазу формировался комплекс пород гранит-гранодиоритового ряда, слагающих Спитакасарский интрузив. Во вторую фазу внедрились породы сиенитового ряда, слагающие Вернашенский массив, а к третьей фазе относятся порфиридные граниты Прошиберда, пересекающие породы первой интрузивной фазы.

В бассейне р. Арпа среди интрузивных массивов широкое распространение имеют жильные породы, тесно связанные с отдельными интрузивными фазами. Они представлены: пироксеновыми порфиритами, диорит-порфиритами, аплитами, микропегматитами, гранодиорит-порфирами, минеттами, кварц-флюорит-турмалиновыми и кварцевыми жилами.

В тесной пространственной и генетической связи с интрузивными породами гранитоидного состава послесреднеэоцена-верхнего эоцена находится полиметаллическая, свинцово-цинковая, свинцово-сурьмяная, золоторудная и отчасти медно-молибденовая минерализация района.

Субвулканические образования имеют широкое распространение в бассейне среднего и верхнего течения р. Арпа. Они представлены разнообразными морфологическими типами: пластовыми залежами, «ножками» излияния, дайками и являются характерными элементами геологического строения района.

Субвулканические образования рудного поля Азатекского месторождения и других участков детально изучены Г. А. Саркисяном. Ниже, в основном по его данным, приводится описание субвулканических образований.

В бассейне р. Арпа субвулканические породы наиболее широко развиты в районе г. Тексар в восточной части массива, на правом берегу верховья р. Арпа, к юго-востоку от курорта Джермук, юго-восточнее с. Караглух, в рудном поле Азатекского месторождения и в районе с. Азатек.

Возраст субвулканических образований определяется как среднеэоценовый. Верхняя граница не устанавливается в силу отсутствия более молодых отложений. Возрастные взаимоотношения между интрузивными и субвулканическими породами, установленные в ряде участков рудного поля Азатекского месторождения, свидетельствуют о том, что интрузивные породы несколько более молодые, чем дайки и пластовые залежи субвулканических тел. Это положение доказывается тем, что в непосредственных контактовых зонах гранитоидов с субвулканическими породами последние подвергаются интенсивной биотитизации, окварцеванию, хлоритизации и пиритизации, которые не наблюдаются в удаленных от интрузива субвулканических телах. Кроме того, догранитоидный возраст субвулканических образований доказывается пересечением их маломощными дайками лампрофиров, являющихся производными гранитоидного комплекса.

В рудном поле Азатекского месторождения субвулканические образования в виде межпластовых залежей, даек и корней изли-

яний играют существенную роль в составе рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи. Они обрамляют восточную часть Каялинского гранитоидного массива, образуя многоярусные пологозалегающие тела, почти всегда согласные с условиями залегания вмещающих их осадочных пород. Во многих обнажениях четко устанавливаются взаимоотношения пластовых залежей с их дайкообразными «ножками»—корнями излияний.

Среди субвулканических образований независимо от их морфологических форм проявления по составу выделяются габбро-порфиритовые и диорит-порфиритовые разности. Кроме дайкообразных и пластообразных форм диоритовые порфириты образуют также куполовидные тела различных размеров, которые в верхах стратиграфического разреза дают переходы в плащеобразные образования типа покровов. Наиболее крупное куполовидное тело обнажается на правом побережье р. Арпа, в районе развалин с. Чайкенд и представлено авгит-роговообманково-плаггиоклазовым диоритовым порфиритом.

Преобладающая часть субвулканических образований по составу относится к пироксен-плаггиоклаз-роговообманковым и плаггиоклаз-роговообманковым диорит-порфиритам различной текстуры, зернистости и окраски.

В бассейне р. Арпа, на южном склоне Варденисского хребта (рудное поле Варденисского месторождения) и в районе сс. Элпин и Серс большое распространение имеют дацитовые интрузии, представляющие собой субвулканические лакколитообразные тела. Они прорывают эоценовые, олигоценые, часто миоплиоценовые образования и местами образуют пластообразные залежи среди эффузивов миоплиоцена. С этими дацитовыми интрузиями пространственно (возможно и генетически) связаны проявления молибдена (Варденис, Элпин) и ртути (Советашен, Серс и др.).

3. Основные черты тектонического строения бассейна р. Арпа

В тектоническом отношении бассейн среднего течения р. Арпа представляет собой сложнопостроенную и далеко еще не полностью распознанную часть складчатой зоны Армении. К. Н. Паффенгольд в центральной части этой территории проводит ось главного антиклинория собственно-складчатой зоны Армении, которая протягивается от верховьев р. Памбак до р. Аракс. На сеймотектонической и геологических картах К. Н. Паффенгольд в пределах среднего течения р. Арпа выделяет ряд параллельных антиклинальных складок северо-западного простирания. А. А. Габриелян восточную часть среднего течения р. Арпа рассматривает как продолжение Каджаранского синклинория (в составе Анкаван-Зангезурской шовной эвгеосинклинальной складчатой зоны), а западную—как часть Аргичи-Ерахско-Кармрашенского

антиклинория (в составе Еревано-Ордубадского мегаантиклинория). Западная часть рассматриваемой территории входит в состав Ехегнадзорской синклинали. На карте пликтивных тектонических структур Армении, составленной А. Т. Вегуни, преобладающая часть рассматриваемой территории входит в состав Центрально-Армянского и Арпинского синклинориев и небольшая часть—Веди-Аргичинского антиклинория.

Дифференцируя территорию бассейна среднего течения р. Арпа, на наш взгляд, прежде всего необходимо выделить три крупные, вытянутые в северо-западном направлении антиклинальные зоны: Варденис-Джермукскую, Караглух-Гюмушханскую, Элпин-Мартиросскую, которые отличаются различным стратиграфическим разрезом, временем складкообразования, степенью дислоцированности слагающих пород, количеством и размерами дизъюнктивных нарушений, характером магматизма и особенностями эндогенной рудной минерализации. В пределах Караглух-Гюмушханской зоны выделяются 3 сближенные антиклинальные складки, которые по простиранию нередко меняют свое направление, приближаясь, местами сливаясь с соседними складками. В результате, интенсивно гофрированные параллельно-складчатые участки сменяются асимметрично складчатыми участками, в которых при детальном картировании удается выделить сложные сочетания линейных, периклинальных, центриклинальных и других более мелких структур на фоне общей вытянутой антиклинальной структуры более высокого порядка. В пределах Элпин-Мартиросской зоны выделяются 3 антиклинальные складки, простирание которых в отличие от антиклинальных складок предыдущей зоны характеризуются большей выдержанностью. В обеих зонах с северо-запада на юго-восток оси антиклинальных складок погружаются, обуславливая в этом направлении смену древних (палеозой, мезозой) осадочных пород более молодыми (эоцен, олигоцен, миоцен, плиоцен) вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями. В юго-восточной части Варденис-Джермукской зоны развиты преимущественно среднеэоценовые породы, а в северо-западной—верхнеэоценовые и миоценовые. Преобладающая часть зоны покрыта четвертичными лавами. Степень дислоцированности пород этой зоны слабее, чем в соседних Караглух-Гюмушханской и Советашен-Мартиросской зонах.

Дизъюнктивные дислокации в пределах бассейна среднего течения р. Арпа имеют широкое, но неравномерное развитие. Они главным образом приурочены к отмеченным выше трем антиклинальным зонам, которые в свою очередь расположены на продолжениях соответственно Анкаванского и Хуступ-Гирратахского (Варденис-Джермукская), Апаранского и Дебаклинского (Караглух-Гюмушханская) и на ответвлениях Ани-Ордубадского (Элпин-Мартиросская) глубинных разломов. Интенсивность проявления дизъюнктивных дислокаций в этих зонах разная, она наиболее интенсивна вдоль Элпин-Мартиросской зоны, где разви-

ты северо-западные и близширотные нарушения, при подчиненной роли северо-восточных нарушений. В пределах соседней Караглух-Гюмушханской (Тексарской) зоны дизъюнктивные нарушения имеют северо-западное и северо-восточное простирание при значительной роли близмеридиональных нарушений. Протяженность и амплитуда смещения их меньше, чем в Элпин-Мартиросской зоне. Они развиты главным образом на юго-западном крыле Караглух-Гюмушханской зоны, на северо-восточном крыле которой и вдоль всей Варденис-Джермукской зоны интенсивность дизъюнктивных нарушений уменьшается. Здесь они характеризуются сравнительно меньшей протяженностью и амплитудами смещения. Простирание их преимущественно северо-западное, подчиненную роль играют северо-восточные нарушения. Характерной особенностью рассматриваемых нарушений является то, что они обычно не выходят за пределы соответствующих пликативных структур.

В пределах бассейна среднего течения р. Арпа выделяются также так называемые скрытые структуры, которые, в отличие от отмеченных пликативных и дизъюнктивных нарушений, устанавливаются на основании косвенных признаков. Эти структуры представляют собой полосы повышенной проницаемости земной коры. Они в течение длительной истории геологического развития земной коры выполняли роль магмоподводящих структур. Наличием именно такого типа структур, по-видимому, можно объяснить расположение на одной близмеридиональной линии ряда вулканических конусов (Далик и др.), интрузий (Каялинской, Гедыкванской), экструзивных и субвулканических тел, рудных месторождений (Азатек, Варденис) и ряда рудопроявлений.

Все отмеченные выше дизъюнктивные нарушения, взятые вместе, свидетельствуют о блочном строении земной коры в пределах рассматриваемой территории.

В целом бассейн среднего течения р. Арпа представляет собой геосинклинальный прогиб ранне-средне-позднеальпийского заложения средне-позднеальпийской складчатости. Основная часть этой территории является типичным позднеальпийским прогибом, в формировании структурно-фациальных комплексов которого выделяются эоценовый и миоплиоценовый тектономагматические циклы. Между этими циклами рассматривается региональная олигоценовая инверсия. При этом ранний геосинклинальный этап эоценового тектонического цикла начинается палеоцено-нижнеэоценовым прогибанием почти всей центральной части области вдоль Анкаван-Хуступ-Гиратахского разлома и достигает максимума в среднем эоцене с возрастанием интенсивности эффузивного вулканизма. К концу верхнего эоцена происходит полное замыкание геосинклинали, уменьшается интенсивность магматизма, андезитовая формация сменяется более кислыми дифференциатами андезит-дацитового ряда.

На фоне интенсивных тектонических подвижек происходит общее вздымание центральной части территории и формируются Караглух-Гюмушханская антиклинальная структура со многими постскладчатыми нарушениями, интрузивными породами, дайками и полиметаллическим оруденением. В период более ранних тектонических дислокаций формируются региональные зоны разломов, в дальнейшем образуются рудовмещающие структуры, которые в большинстве случаев имеют северо-восточное простирание. Повторные тектонические подвижки обусловили приоткрытие рудовмещающих и рудоконтролирующих структур. Поступные подвижки привели к образованию зон дробления и брекчирования в самих жилах и на контактах рудных тел с дайками.

В связи с возобновлением нисходящих тектонических подвижек вдоль рассматриваемых структур по их краевым частям в период донеогеновой истории в олигоцене образуются узкие, сравнительно неглубокие прогибы, в которых образуются нормально-осадочные породы, при полном отсутствии продуктов эффузивного магматизма. В наложенных молодых структурах и вдоль глубинных разломов в миоплицене зарождается мощный эффузивно-экструзивный вулканизм.

В позднеплиоценовое время вдоль Варденис-Джермукской зоны формируется антиклинальная структура. В результате интенсивных тектонических подвижек эффузивы андезит-дацит-липаритовой формации и экструзии липаритов и липарито-дацитов раздроблены с образованием лавобрекчий андезито-дацитов и вторичных кварцитов с прожилково-вкрапленной кварц-молибденитовой минерализацией.

4. Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных и осадочных образований

Палеогеновые отложения имеют широкое распространение в бассейне среднего течения р. Арпа. Они представлены карбонатными, карбонатно-терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, по возрасту относящимися к нижнему, среднему, верхнему эоцену и олигоцену. В исследованных нами районах Вайоцдзора наибольшее развитие имеют породы среднего и верхнего эоцена.

Нижний эоцен

Отложения нижнего эоцена представлены карбонатными и терригенно-карбонатными породами. Они обнажаются в основном в левобережье р. Арпа, в районе сс. Арпи, Агнджадзор и узкой полосой протягиваются на юго-восток (районы сс. Гандзак, Горадис). Эти породы вскрыты также буровыми скважинами в районе сс. Заритап и Кармрашен. Мощность нижнеэоцено-

вых отложений колеблется от 170 до 300 м. Они представлены известняками, мергелями, конгломератами, песчаниками, алевролитами с преобладанием карбонатных пород. В районе сс. Арпи—Арени на обоих берегах р. Арпа развиты мощные (60—80 м) массивно-слоистые известняки с известняковыми конгломератами в основании. Массивные известняки встречаются также в районе минеральных источников Грави-дзор. Далее к югу, юго-востоку они протягиваются по линии сс. Горадис, Серс.

Известняки являются одним из наиболее распространенных типов пород нижнего эоцена. Выделяются два типа известняков: органогенные, цельнораковинно-детритовые и обломочные, со значительной примесью некарбонатных обломков алевро-псаммитовой размерности.

Известняки органогенные, цельнораковинно-детритовые, распространены в левобережье р. Арпа, в основном в районе с. Арени, развалин сс. Эртич, Гандзак, Горадис. Макроскопически это плотные, розовато-желтого и желтого цвета средне-крупнослоистые, реже массивно-слоистые (0,3—1,5 м) породы. Последние часто разбиты по напластованию на мелкие плитки. Отмечаются плохо сохранившиеся остатки макрофауны (в одном слое найдена раковина морского ежа). Редко встречаются ходы илоедов, заполненные карбонатным материалом. В некоторых слоях встречаются друзы мелко-крупнокристаллического кальцита.

Изредка в известняках отмечаются разнообразной формы мелкие скопления (0,5—3 мм) роговикоподобного карбонатного вещества. Иногда на поверхности пород отмечаются мелкие участки с пустотками (1—2 мм), напоминающие мшанки.

Основная связующая масса породы представлена мелко-микророзернистым карбонатом кальция с участками крупнокристаллического кальцита. В ней рассеяны: а) известковые раковины мелких фораминифер (глобигерин, глоботрункан, нодозарий и др.). Очень редко встречаются и обломки этих раковин. Иногда раковины фораминифер являются преобладающим компонентом породы; б) обломки, останцы водорослевых (преимущественно багряных) карбонатных образований, часто с характерной мелко-сетчатой структурой.

Редко отмечаются частично перекристаллизованные обломки, вероятно, моллюсков. Изредка наблюдаются неправильной формы карбонатные образования с крупносетчатой структурой, напоминающие срезы мшанок. Встречаются единичные раковины, заполненные глиной.

Минеральный состав нерастворимой (в HCl) части породы следующих (в убывающем процентном содержании): лимонитизированные, пелитизированные частицы, кварц, обломки кремня, гидроокислы железа, гематит, циркон, турмалин, барит-целестин (в некоторых, частично окремненных известняках содержание последнего резко увеличивается, доходя до 50% тяжелой фракции), авгит, гиперстен, обыкновенная роговая обманка, рутил.

Спектральным анализом в образце № 289 обнаружено сравнительно заметное (0,42%) содержание фосфора.

Известняки обломочные, песчано-алевритовые встречаются в разрезе скв. 45 (Кармрашен), в интервале 2562—2874 м, а также в бассейне левобережья р. Арпа (в скв. 2, Заритап), в районе сс. Гандзак—Агхач). Макроскопически это светло-серые, желтые, буровато-желтые, плотные, мелко-среднеслоистые породы. Структура породы алевро-псаммитовая или псаммо-алевритовая. Структура связующей основной массы породы мелко-микрозернистая. Она представлена кальцитом с примесью хлоритизированного пелитового вещества. Характерно почти полное отсутствие известковых раковин. Обломочная часть имеет среднюю сортировку и представлена полевыми шпатами, кварцем, обломками кварцита и кремня. В тяжелой фракции известняков наблюдаются пирит, циркон, барит-целестин, турмалин, эпидот, магнетит, гидроокислы железа, гранаты, хлорит и авгит.

Мергели имеют большое распространение в отложениях нижнего эоцена, особенно в средней и верхней частях разрезов. Это мелко-крупнослоистые породы серого, желтого, розовато-коричневого цвета. В нижних частях разрезов мергели чередуются с известняками, а в средней и верхней частях—также и с алевритами. Иногда в мергелях отмечаются мелкие линзы алеврولита. Структура породы алевропелитовая, реже—псаммо-алевропелитовая. Основная масса составляет смесь микрозернистого карбоната кальция с глиной, иногда частично пропитанной гидроокислами железа. Редко отмечаются мелкие скопления и тонкие прожилки вторичного мелкозернистого кальцита. В мергелях левобережья р. Арпа часто встречаются раковины (преимущественно цельные) мелких фораминифер—глобигерин и глоботрункан (рис. 10). Ядра их часто сложены мелкозернистым кальцитом или заполнены (редко) глинистым, хлоритовым, опаловым веществом и гидроокислами железа. Редко наблюдаются радиоларии (Кармрашен), известковые раковины почти не встречаются. По данным рентгеноструктурного анализа в мергелях (проба взята из скв. 45 Кармрашен), глинистые минералы представлены гидрослюдами (50%), монтмориллонитом (30%) и хлоритом (20%). Обломочная часть мергелей часто имеет алевритовую, псаммо-алевритовую размерность, угловатую, реже полуокатанную форму и представлена кварцем, полевыми шпатами, кремнями. В тяжелой части мергелей обнаружены гидроокислы железа, гематит, магнетит, барит-целестин, гиперстен, авгит, амфибол, циркон, гранаты, эпидот, хлорит и реже глауконит.

Глины имеют незначительное распространение и представлены известковыми (CaCO_3 больше 20%) разностями, постепенно переходящими в мергели. Это серые, буровато-желтые мергелеподобные породы. Структура пелитовая, иногда псаммо-алевропелитовая. Обломочная часть псаммо-алевритовой размерности обычно не превышает 10% породы и представлена кварцем, крем-

нями. Часто встречаются известковые раковины мелких фораминифер. Наблюдаются также кремнистые раковины радиолярий. По данным рентгеноструктурного анализа основными глинистыми

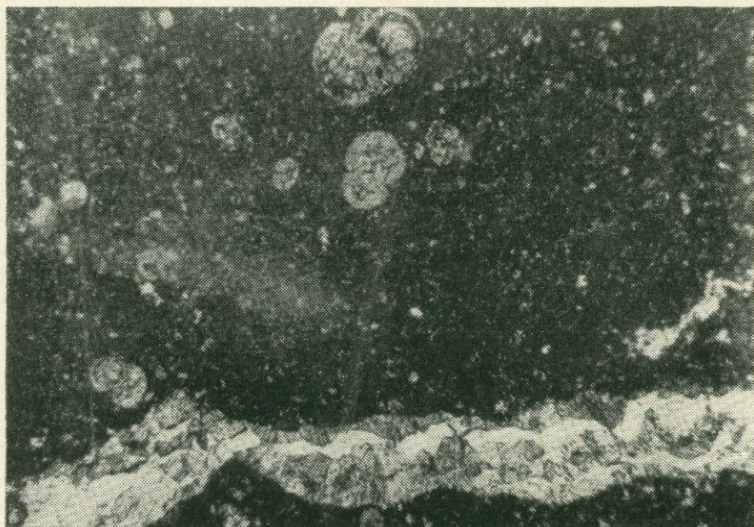


Рис. 10. Мергель с прожилком кальцита. Видны редкие раковины глобигерин. Нижний эоцен, х 30, без анализатора.

минералами породы являются: монтмориллонит (60%), гидрослюда (20%) и хлорит (20%). Тяжелая фракция породы состоит из гидроокислов железа, гематита, барит-целестина, гиперстена, магнетита, авгита и хлорита.

Алевролиты и песчаники часто встречаются в средней и верхней частях разрезов нижнего эоцена. Здесь наблюдается обычно флишевого типа чередование указанных пород с мергелями, глинами и известняками. Макроскопически алевролиты и песчаники плотные, мелко-среднеслоистые породы с серой, буровато-серой, желтой, розовой окраской. Сортировка зерен у алевролитов нормальная—плохая, а у песчаников—плохая. Обломочные зерна имеют угловатую полуокатанную форму. Нередки обломки с контурами, разъеденными кальцитом. Цемент обычно карбонатный мелко-среднезернистый. В правобережье р. Арпа, в скв. 45 (Кармрашен), в самой верхней части разреза, помимо основного карбонатного цемента, отмечается примесь хлоритизированного пелитового вещества и гидроокислов железа. Цементация базальная, реже типа выполнения пор.

Обломочная часть породы представлена: полевыми шпатами (обычно без полисинтетических двойников с довольно чистой, не измененной вторичными продуктами поверхностью), кварцем, обломками кварцитов и реже обломками порфиритов. Отметим,

что в левобережье р. Арпа преобладают кварц, обломки кремня и кварцитов. Характерно, что в правобережье, в карбонатном цементе известковых раковин не наблюдается.

Тяжелые фракции песчаников и алевролитов состоят из магнетита, пирита (в скважинах), гематита, гидроокислов железа (в естественных обнажениях—часто), барит-целестина, циркона, гиперстена, турмалина, хлорита. Реже встречаются единичные зерна гранатов, эпидота, биотита, обыкновенной роговой обманки.

Карбонатно-кремнистые породы с алевро-псаммитовой структурой обнаружены в левобережье р. Арпа, в средней части разреза по линии развалин с. Эртич—с. Агаракадзор. Это светло-серые, розовато-желтые, в нижней части массивно-слоистые (2—4 м), а в верхней—среднеслоистые плотные породы, внешне очень похожие на песчаники и алевролиты. На поверхности алевролитоподобные среднеслоистые разности разбиты на неправильные остроугольные тонкие (1—2 см) плитки. Редко на них наблюдаются пятна хлорита. Отмечается чередование более плотных кремнистых (карнизных, мощностью до 0,5 м) и менее плотных (мощностью 2—3 м) слоев. Под микроскопом структура породы алевро-псаммитовая, реже псаммо-алевритовая. Основная связующая масса представлена микро-мелкозернистым карбонатом кальция с примесью гидроокислов железа. Карбонатное вещество составляет 12—35% породы. В одном образце, почти нацело сложенном кремнем микро-мелкозернистым, карбонатность составляет всего 4%. Псаммо-алевритовые зерна и скопления имеют угловатую, округло-угловатую, разнообразную (нередко призматическую) форму, иногда с разъеденными контурами. Они часто заполнены (возможно замещены) кремнистым веществом (халцедон-опаловым), реже цеолитами. Наблюдаются заметно лимонитизированные зерна (вероятно, первоначально представленные пелитизированными обломками эффузивов), неправильной формы скопления, пятна лимонита. Отмечаются также зерна магнетита, гематита. Очень редко встречаются известковые раковины фораминифер, ядра которых заполнены кремнистым веществом, гидроокислами железа. Отмечаются редкие скопления хлорита и глауконита.

В тяжелой фракции нерастворимой части породы присутствуют гидроокислы железа, гематит, барит-целестин, магнетит, циркон, авгит, гиперстен. Спектральными анализами выявлены высокие содержания кремня и кальция, Al — 2,4—4,2; Mg — 0,75—2,4; Fe — 1,0—1,8; Na — 0,3; K — 0,3—1; P — 0,24; Mn — 0,032—0,075; Ti — 0,056—0,18; Ba — 0,032; Sr — 0,010—0,013; V — 0,013; Zr — 0,001—0,013; B — 0,018; Cu — 0,0024; Ga — 0,00024—0,001; Jt — 0,0056; Jb — 0,00042; Li — 0,003; Be — 0,0001%.

В средней части залегает массивный слой, почти нацело сложенный мелкозернистым кремнем с незначительной примесью (4%) кальцита и лимонита.

Средний эоцен

Отложения среднего эоцена имеют наибольшее распространение в бассейне среднего течения р. Арпы и двумя широкими полосами протягиваются на обоих ее бортах. Они представлены (снизу вверх по разрезу) пирокласто-осадочными (в северной полосе встречаются также мощные линзы вулканогенных образований) и карбонатно-терригенными комплексами пород.

Указанные комплексы пород объединяются в двух свитах: вулканогенно-осадочной, (по-видимому, соответствующей арпинской свите, выделенной А. Т. Вегуни, и параллелизирующейся с гарнийской свитой Приереванского района) и карбонатно-терригенной (можно сопоставить с азатекской свитой А. Т. Вегуни) и зовашенской свитой Приереванского района (Садоян, Гаспарян, 1975).

Отметим, что в большинстве разрезов обеих свит, особенно карбонатно-терригенной, наблюдается флишевого типа ритмичное чередование слоев зернистых и пелитовых пород.

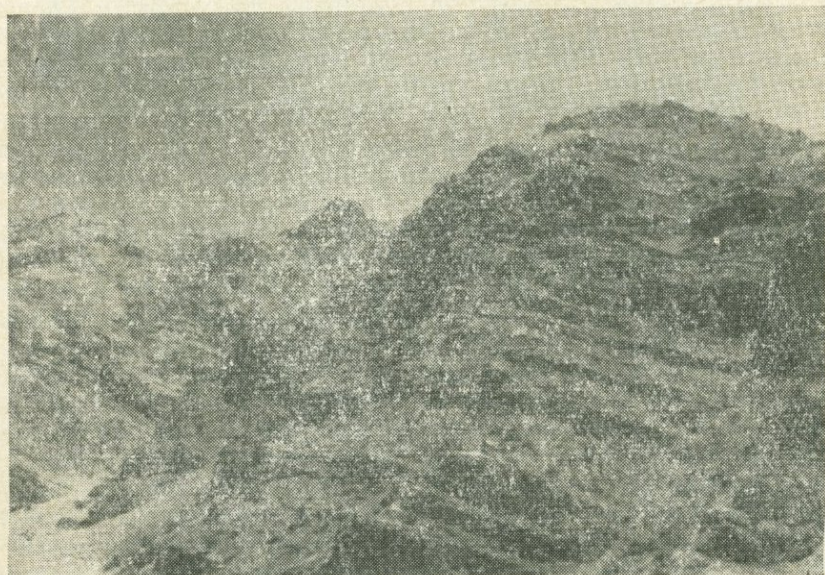


Рис. 11. Флиш среднеэоценовый. Пирокластоосадочная свита в левобережье р. Алаяз.

Вулканогенно-осадочная арпинская свита. Отложения этой свиты имеют большое распространение в исследованном районе, особенно в правобережье р. Арпы (рис. 11). Они представлены (в порядке уменьшения степени распространения): туффидами алевро-псаммитовыми, алевро-пелитовыми и гравий-

но-псаммитовыми, туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, спилитами, порфиритами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, известковыми песчаниками, алевролитами, глинами и мергелями. Наблюдается некоторое увеличение мощности свиты с запада на восток и с юга на север и северо-восток. В этом же направлении отмечается уменьшение карбонатного и увеличение пирокластического материалов. На севере, в скв. 45 (Кармрашен) вскрыты мощные потоки эффузивных (порфириты диабазовые, спилиты) пород. На востоке, за пределами исследованного района, роль вулканогенных пород в разрезе среднего эоцена (по литературным данным) становится значительной.

Туффиты являются наиболее распространенным типом пород вулканогенно-осадочной свиты Вайоцдзора. Выделяются алевропсаммитовые и алевро-пелитовые разности. Редко наблюдаются гравийно-псаммитовые порфириты. Особенно часто они встречаются на правом берегу р. Арпа, в бассейне р. Алаяз. По разрезу свиты туффиты чаще отмечаются в нижней и верхней ее частях.

Структура гравийно-псаммитовых туффитов преимущественно псаммитовая с примесью гравийных (2—4 мм) и алевритовых зерен. Сортировка обломочной части плохая. Обломки имеют угловатую, полуокатанную форму. Цемент—хлоритизированное пелитовое вещество. Тип цемента контактово-поровый, поровый. Обломочные зерна представлены: обломками эффузивов, полевыми шпатами, моноклинными пироксенами, кварцем, рудными минералами. Обломки эффузивов преимущественно среднего состава (андезиты, андезитобазальты, диабазы, спилиты). Они заметно хлоритизированы. Отмечаются окремненные цеолитизированные обломки. На северном Вайоцдзоре обломки преимущественно угловатые, а на южном—часто полускатанные. На северном Вайоцдзоре (например, в районе монастыря Цахац-кар) часто встречаются крупные призматические кристаллы плагиоклазов, на юго-востоке (район южнее с. Азатек)—угловатые, частично карбонатизированные кристаллы плагиоклазов. Из рудных минералов часто встречаются зерна магнетита. Наблюдаются мелкие участки, зерна, замещенные хлоритом и эпидотом. Очень редко отмечаются единичные известковые раковины микрофауны.

В тяжелой фракции породы выявлены следующие минералы (в убывающем порядке процентного содержания): пироксены моноклинные, магнетит, эпидот, обыкновенная роговая обманка, хлориты, пирит и гематит.

Туффиты алевро-псаммитовые представляют зеленовато-серые, темно-серые, желтовато-зеленые, буровато-серые, плотные, мелко-, средне-, крупнозернистые, массивно-слоистые породы. Редко встречаются слои с мелкими, часто округлой (диаметром до 2 см) формы, скоплениями, вторичными образованиями черного, темнозеленого цвета. Структура породы алевро-псаммито-

вая. Состав породы почти аналогичен литологическому составу вышеописанных гравийно-псаммитовых туффитов. Здесь в основной цементирующей массе редко наблюдаются мелкие скопления кальцита, реже эпидота. Преобладающими компонентами обломочной части являются плагиоклазы. Часто они серицитизированы. Иногда в трещинках плагиоклазов встречаются кальцит и хлорит. Местами в туффитах плагиоклазы почти полностью представлены новообразованным альбитом.

Туффиты алевро-пелитовые по окраске почти не отличаются от алевро-псаммитовых разновидностей с неогорым преобладанием светло-зеленых и бурых оттенков.

Алевро-пелитовые туффиты сравнительно менее крепки, чем алевро-псаммитовые. В естественных обнажениях алевро-пелитовые туффиты нередко трещинками разбиты на призматические, удлиненные, угловатые куски (например, в районе монастыря Сурб-хач—Газма). Выделяются мелко-массивно-слоистые разновидности. Структура породы алевропелитовая, реже псаммо-алевропелитовая. Резко преобладает основная пелитоморфная связующая масса, сложенная сильно хлоритизированным оглиненным материалом, хлоритом (в виде мельчайших скоплений и участков) и опал-халцедоновым веществом, срastaющимся с хлоритом в виде бледно-розовых игловидных, ветвистых микроскопических (шириною до 0,003 мм) образований. В ней рассеяны мелкие точечные скопления гидроокислов железа. Изредка встречаются выделения (до 0,08 мм) микрозернистого карбоната кальция. Отмечаются также единичные контуры известковых раковин фораминифер. Обломочные зерна представлены полевыми шпатами, кварцем, пироксеном моноклинным и, вероятно, обломками эффузивов основного, среднего состава. Контуры последних четко не выделяются, сливаясь с основной хлоритизированной массой породы. Породообразующие глинистые минералы представлены гидрослюдой (60—70%) и монтмориллонитом (20—30%) с примесью хлорита.

Спектральными анализами в туффитах установлены следующие элементы: Si > 10; Al, Fe, Ca, Mg, Na, K — 1—10; Ti, Mn — 1—0,1; V, Ba, Sr, Cu, Zr — 0,1—0,01; Zn, Ga, Li, Jt, Jb — 0,01—0,001%.

Туфы встречаются преимущественно в правобережье р. Арпа. Выделяются кристалло-витрокластические, лито-кристаллокластические, кристалло-литокластические разновидности. По гранулометрическому составу выделяются псаммо-гравийные, псаммитовые и псаммо-алевроитовые туфы.

Туффы кристалло-витрокластические псаммо-алевроитовые наблюдаются в верхней части разреза свиты. Это плотные, средне-массивно-слоистые, нередко трещиноватые породы зеленовато-серого, серого, розовато-серого цвета.

Порода частично подверглась вторичному изменению—хлоритизации. Состоит из призматических ломаных кристаллов по-

левых шпатов (преимущественно альбит) и заметно измененных, в основном хлоритизированных, пелитизированных обломков вулканического стекла. Контуры последних нечетко выделяются от общей связующей массы. Наблюдаются дугообразные, линзовидные, веретенообразные рогульки стекла, частично (по краям) хлоритизированные. Цементирующая масса состоит из оглиненного, хлоритизированного вещества. Встречаются мелкие (0,02—0,07 мм) зерна, скопления пирита, магнетита, гидроокислов железа. Редко наблюдаются мелкие участки, заполненные кальцитом. В тяжелой фракции породы выявлены следующие минералы: пирит, барит-целестин, гематит, циркон, магнетит, моноклинные пироксены, хлорит и эпидот.

Туфы лито-кристаллокластические являются распространенным типом туфов исследованного района. Отмечаются алевро-гравийные, алевро-псаммитовые, псаммитовые разности. Средне-массивно-слоистые, очень плотные, темно-серые, зеленовато-серые породы с редкими прожилками эпидота и кальцита. Основными компонентами породы являются кристаллы и угловатые обломки кристаллов плагиоклазов (резко преобладают), моноклинных пироксенов и обломки эффузивных пород андезито-базальтового состава. Среди последних встречаются обломки полуокатанной, полукруглой формы. Рудные минералы (до 5% породы) представлены магнетитом, реже пиритом. Иногда магнетит образует опацитовые каемки. Связующая масса обычно составляет до 25% площади шлифа и сложена из хлорита, хлоритизированного пелитоморфного вещества. В некоторых слоях отмечаются скопления эпидота. В самой нижней части разреза среднего эоцена в туфах наблюдаются небольшие участки, замещенные кальцитом. Встречаются мелкие сферолиты хлоритового и кремнисто-хлоритового состава. Содержание карбонатного вещества колеблется от 0 до 4,48%. Тяжелая фракция лито-кристаллокластических туфов состоит из моноклинных пироксенов (преобладают), магнетита, эпидота, амфиболов, гематита, хлорита и пирита.

Кристалло-литокластические туфы имеют сравнительно ограниченное распространение, встречаясь в средней части разреза свиты. Эти средне-крупнослоистые туфы зеленого и серого цвета, довольно крепкие, но трещиноватые породы, с трещиной проницаемостью до 25 миллидарси. Структура туфов псаммо-гравийная, реже алевро-псаммитовая. Представлены преимущественно угловатыми, округло-угловатыми обломками эффузивных пород (андезиты, андезито-базальты) и хлоритизированными пузырьчатыми вулканическими стеклами. Эти пузырьки, нодулы заполнены хлоритом, цеолитом и пренитом. Редко встречаются кристаллы полевых шпатов, которые иногда эпидотизированы, карбонизированы. Цементирующая масса имеет подчиненное значение и состоит из хлорита и хлоритизированного вещества. Содержание карбоната кальция незначительное—от 0,3 до 6%. В мине-

ральном составе этих туфов резко преобладают хлориты. Обнаружены также пренит, магнетит, пирит, моноклинные пироксены, эпидот, цеолиты.

Туфопесчаники обнажаются на обоих бортах р. Арпа. В правом берегу р. Арпа они имеют сравнительно большое распространение в верхней части разреза свиты. Макроскопически это серые, зеленовато-серые, зеленые, бурые, плотные мелко-массивно-слоистые породы. Структура породы псаммитовая, гравийно-псаммитовая или алевро-псаммитовая. Сортировка зерен плохая. Коэффициент сортировки колеблется от 5,6 до 6,3. Форма зерен полуокатанная, округло-угловатая. Цемент—хлоритизированное пелитовое вещество, хлорит. Отмечаются мелкие изолированные скопления кальцита. Редко отмечается примесь тонкораспыленных скоплений гидроокислов железа. Цементация поровая, контакто-поровая. Обломочная часть представлена: полевыми шпатами (плагиоклазами), обломками эффузивов, кварцем, кварцитами, моноклинными пироксенами, магнетитом. Обычно в мелко-среднезернистых туфопесчаниках преобладают полевые шпаты, а в крупно-грубозернистых туфопесчаниках—обломки эффузивов. Последние состоят преимущественно из эффузивов основного, среднего, реже кислого состава. Обломки андезитобазальтов, диабазов, спилитов заметно хлоритизированы и являются наиболее окатанными (полуокатанными) компонентами среди всех обломочных зерен.

В бассейне р. Алаз нередко встречаются туфопесчаники, заметно кремнистые, эпидотизированные и карбонатизированные. В тяжелой фракции туфопесчаников выявлены следующие минералы: пироксены моноклинные (преимущественно авгит), магнетит, обыкновенная роговая обманка, лимонит, гематит, эпидот. В незначительных количествах (до 3% тяжелой фракции) встречаются апатит, циркон, ильменит и биотит. Последние встречаются только в левобережье р. Арпа.

Спектральными анализами установлены следующие элементы: Si > 10; Al, Fe, Mg, Ca, Na, K — 1—10; Ti, Mn, Ba—0,1—1; Ba, Sr, V, Cu, Zr, Cr — 0,01—0,1; Cu, Zr, Ni, Co, Pb, Sc, Jt, Ga, Zn, As — 0,001—0,01%.

Результаты химического анализа туфопесчаников (пробы № 2303, 272 и 272а) приведены в табл. 1. Результаты анализов показывают, что в туфопесчаниках правобережья р. Арпа (район сс. Каушуг—Шатин) по сравнению с туфопесчаниками левобережья (район с. Азатек) отмечается некоторое увеличение содержания SiO_2 (окремнение пород) и уменьшение окислов железа и кальция. В туфопесчаниках редко встречаются шаровидные (диаметром 10—20 см), грушеобразные, реже цилиндрической формы песчано-карбонатные конкреции. По сравнению с вмещающими породами (проба 272) в них (проба 272а) наблюдается резкое увеличение CaO, частичное увеличение закисного железа (FeO) и заметное уменьшение окислов железа (Fe_2O_3), алюми-

ния (Al_2O_3), кремния (SiO_2). Петрографо-минеральный состав обломочных зерен в песчано-карбонатных конкрециях и вмещающих туфопесчаниках почти аналогичен. Нередко в песчано-карбонатных конкрециях наблюдаются мелкие, неправильной формы линзы песчано-алевритового, известкового мергеля с раковинами известковой микрофауны и вытянутыми, тонкими обуглившимися растительными остатками. Последние заметно пиритизированы. По-видимому, эти линзочки мергеля с известковыми раковинами и обуглившимися растительными остатками явились центрами стяжения карбонатного вещества в стадии диагенеза.

Туфоалевролиты обычно встречаются вместе с туфопесчаниками, туфоаргиллитами на обоих бортах р. Арпа. Это мелко-крупнослоистые, серые, зеленовато-серые, зеленые, буровато-серые, бурые, плотные, нередко трещиноватые породы. Структура алевритовая, псаммо-алевритовая, пелито-алевритовая. Форма зерен угловатая, округло-угловатая. Состав и тип цемента туфоалевролитов почти аналогичен цементу туфопесчаников. Состав обломочной части туфоалевролитов и туфопесчаников мало отличается друг от друга. В туфоалевролитах преобладающими компонентами являются полевые шпаты, а обломки пород имеют резко подчиненное значение. В хлоритизированных, слабо эпидотизированных, карбонатизированных туфоалевролитах окремнение выражено сферолитами и шаровидными скоплениями халцедона. В тяжелой фракции туфоалевролитов обнаружены магнетит, лимонит, гематит, моноклинные пироксены (авгит), обыкновенная роговая обманка, базальтическая роговая обманка, эпидот, циркон, хлорит и лейкоксен.

Туфоаргиллиты обнажаются в тех же разрезах, где встречаются туфопесчаники, туфоалевролиты, ритмично чередуясь с ними. Мощность слоев колеблется от 1—2 см до 200 см, часто 5—30 см. Цвет породы темно-серый, зеленовато-серый, желтовато-серый. Иногда в них наблюдаются шаровидные, эллипсоидальные отдельности. Структура породы—алевропелитовая. Алевритовые обломочные зерна составляют 5—25% породы. Форма угловатая. Они представлены кристаллами, обломками кристаллов полевых шпатов (плаггиоклазы), моноклинных пироксенов, кварца, магнетита. В основной слабохлоритизированной пелитовой массе густо, равномерно рассеяны мелкие (0,02—0,1 мм), неправильной формы скопления микро-мелкозернистого кальцита. Содержание карбонатного вещества колеблется от 1 до 20%, часто 5—12%. Характерно почти полное отсутствие известковой микрофауны. В единичных слоях отмечены редкие известковые тонкие камки, похожие на контуры раковин. Также редко встречаются микроскопические, вытянутые обуглившиеся растительные остатки.

В тяжелой фракции породы присутствуют магнетит, гидроокислы железа, моноклинные пироксены (авгит), амфиболы (обыкновенная роговая обманка), гематит, хлорит, эпидот, цир-

кон и бистит (единичные чешуи). Спектральными анализами в туфоаргиллитах обнаружены следующие элементы: Si > 10%; Al, Mg, Ca Fe, K, Na—от 2,4 до 10%; Ti—0,42%; Ba—0,1%; Mn, V, Sr, Zr, Cu—0,01—0,1%; Zn, Ni, Co, Cr, Ga, Li, Jt—0,001—0,01%.

Вулканогенные породы среднего эоцена (в вулканогенно-осадочной свите) вскрыты в разрезе скв. 45 (Кармрашен). В верхней и средней частях разреза они представлены спилитами и хлоритизированными порфиритами с миндалекаменной структурой, где пустоты заполнены хлоритом, пренином, эпидотом, кальцитом и халцедоном. В нижней части разреза встречаются сравнительно свежие, менее измененные порфириты андезито-базальтового состава.

В районе г. Суз-юрт, на южном склоне г. Тек-сар большое распространение имеют пироксен-плагноклазовые порфириты и их атакситовые разности. Хотя контакты их с вмещающими породами рвушие, но по структуре основной массы (гиалопилитовой, пилотакситовой) они напоминают эффузивные породы (андезито-базальты, андезиты). С. В. Мартиросяном и Т. Дадомяном к северо-востоку от монастыря Сурб-хач и к запад-северо-западу от г. Вайоц-сар (Дали-тапа) закартированы небольшие площади распространения базальтовых порфиритов среднеэоценового возраста. По устному сообщению Р. Т. Джрбашяна маленькие выходы среднеэоценовых вулканогенных пород андезито-базальтового состава отмечаются в верховьях бассейна р. Арпа.

Вулканогенные породы, вскрытые скв. 45, имеют серый, зеленовато-серый, зеленый цвет. Они очень крепкие породы, нередко с брекчиевидной миндалекаменной текстурой. Разнообразные пустоты заполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом, пренином, реже халцедоном. Структура у спилитов апоинтерсертальная (рис. 12). В породе преобладают решетчато и беспорядочно расположенные лейсты альбитизированных полевых шпатов. Промежутки между ними заполнены хлоритом и псаммитовой размерности зернами магнетита. Редко наблюдаются нечеткие контуры хлоритизированных мелких кристаллов моноклинных пироксенов. Отмечаются также редкие зерна эпидота. Встречаются породы, переходные от спилитов к диабазовым порфиритами. В них наблюдаются фенокристаллы плагноклазов, частично хлоритизированных (изогнутые, червеподобные скопления хлорита), карбонатизированных. Отметим, что в некоторых порфиритах стекловатая масса не полностью хлоритизирована. Основными минералами тяжелой фракции вышеуказанных пород являются магнетит, моноклинные пироксены (часто авгит) или хлорит. В заметных количествах встречаются эпидот, пренин, реже амфиболы и циркон.

Карбонатно-терригенная флиш-флишоидная свита. Отложения свиты имеют широкое распространение в Вайоцдзоре, на обоих бортах р. Арпа. Они согласно, без перерыва, залегают на

породах вулканогенно-осадочной свиты среднего эоцена. Характеризуется флишевого типа ритмичным чередованием тонко- и крупнослоистых зернистых (первый элемент ритма) и пелитовых (второй и третий элементы ритма) пород.

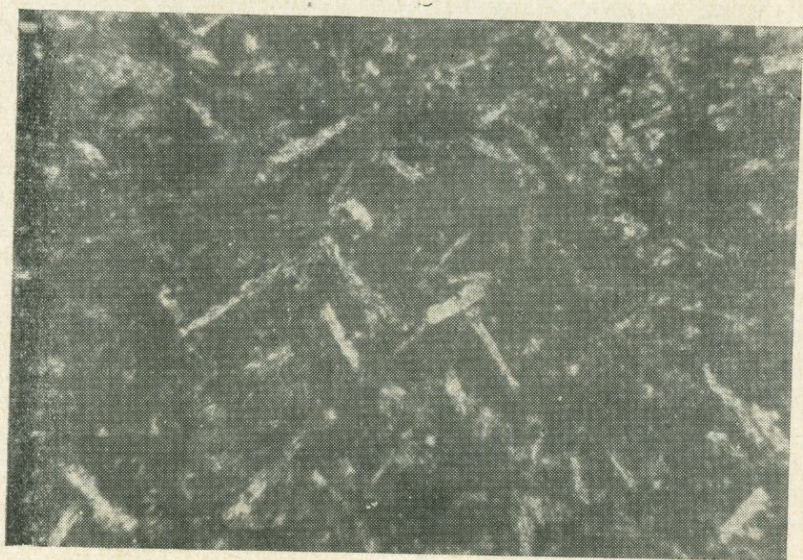


Рис. 12. Спинелит с апоинтерсертальной структурой. Средний эоцен, $\times 72$, с анализатором.

В нижней и верхней частях свиты преобладают крупные и средние (по мощности) ритмы, а в средней части—мелкие. Нужно отметить, что в левобережье р. Арпа (разрез Азатек—Азизбеков) ритмы сравнительно крупные и песчанистые, а в правобережье р. Арпа (разрез монастырь Танаат—г. Гаджимал) они более мелкие и глинистые (рис. 13).

Мощность свиты в левобережье р. Арпа больше (320—400 м), чем в правобережье (до 250 м). По-видимому, по объему соответствует нижней части азатекской свиты, выделенной А. Т. Вегуни.

Основными типами пород свиты являются песчаники разнозернистые, алевролиты, глины. Встречаются также известняки, мергели, гравелиты и конгломераты. Наблюдаются также прорывающие и согласно залегающие диорит-порфириты и габбро-порфириты.

Конгломераты встречаются редко в верхней части разреза свиты. Представлены мелко-среднегалечными разностями серого, зеленовато-серого цвета. Окатанность галек средняя. Они представлены порфиритами андезитовыми, андезито-базальтами, ту-

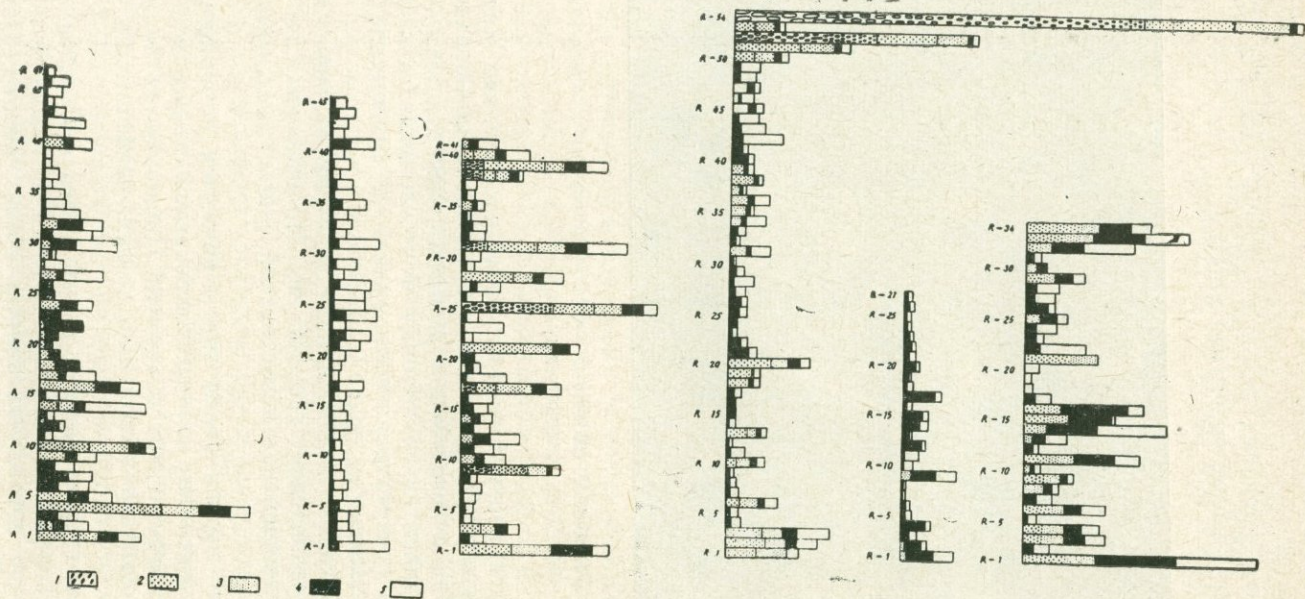


Рис. 13. Ритмограммы карбонатно-терригенной флишевой свиты Вайоззора (М 1:10): 1—конгломераты; 2—гравелиты; 3—песчаники; 4—алевролиты; 5—глины, мергели.

фами, реже кварцитами. Заполнитель—песчаный с глинисто-карбонатным цементом. Иногда в конгломератах встречаются раковины нуммулитов и пелеципод.

Гравелиты—средне-крупнослоистые породы серого, голубовато-серого, светло-серого цвета. Цемент породы поровый, контакто-поровый, базальный, глинисто-карбонатный, карбонатный.

Обломочная часть имеет полуокатанную форму, среднюю, часто плохую сортировку и состоит из обломков эффузивов среднего, основного и кислого состава; силицитов, кварцитов, туфов, угловатых зерен полевых шпатов (плагиоклазов), кварца, магнетита. Отмечаются мелкие скопления хлорита, реже пирита, заполняющие поры. Встречаются обломки (преимущественно эффузивов), частично замещенные гидроокислами железа.

Иммерсионным методом обнаружены следующие минералы (в убывающем порядке процентного содержания): магнетит (резко преобладает), эпидот, гематит, гидроокислы железа, пирит, хлорит, барит-целестин, биотит, ильменит, циркон и сфен. Когда гравелиты являются основанием ритмов, на нижних поверхностях слоев наблюдаются механоглифы. Редко в гравелитах верхней части разреза свиты встречаются нуммулиты.

Песчаники являются одним из распространенных типов пород свиты. Представлены разномасштабными песчаниками серого, зеленовато-серого, буровато-серого цвета. Это тонко-среднеслоистые (распространены в основном в правобережье р. Арпа) и мелко-крупнослоистые породы с горизонтальной слоистостью.

В песчаниках нередко отмечаются биоглифы—ходы пескожил, а в крупнослоистых песчаниках, залегающих в основании ритмов,—механоглифы. В верхней части разреза свиты в крупно-грубозернистых песчаниках и гравелитах редко встречаются нуммулиты, которые, как правило, отсутствуют в остальных, более мелкозернистых и пелитовых породах флишевого ритма. Все песчаники имеют полимиктовый состав. Цемент поровый, базально-поровый, базальный, глинисто-карбонатный, карбонатный с примесью хлорита. Карбонатное вещество представлено мелкозернистым и средне-крупнозернистым кальцитом. Хлорит встречается в виде мелких скоплений.

Обломочная часть имеет полуокатанную, реже окатанную (обломки пород) и угловатую (кристаллы и обломки кристаллов минералов) форму. Она представлена (в убывающем порядке процентного содержания): 1) обломками эффузивных пород среднего, основного, реже кислого состава. Они обычно пелитизированы, частично хлоритизированы. Редко встречаются обломки с тонкими каймами или мелкими участками, замещенными гидроокислами железа; 2) полевыми шпатами, состоящими преимущественно из плагиоклазов андезитового состава. Отмечаются также альбитизированные разновидности. Плагиоклазы серицитизированы, реже частично карбонатизированы; 3) силицитами (квар-

циты и кремни мелко-микрозернистые, кварц-халцедоновые); 4) обломками туфов среднего-кислого состава; 5) кварцем; 6) магнетитом. Отмечаются единичные известковые раковины мелких фораминифер.

В тяжелой фракции песчаников обнаружены магнетит (преобладает), эпидот (часто встречается в средней и верхней частях разреза свиты), гидроокислы железа, гематит, биотит, пирит, циркон, обыкновенная роговая обманка, гранаты, барит-целестин. В легкой фракции, помимо основных породообразующих компонентов, обнаруженных в шлифах, выявлены также хлориты и цеолиты.

Спектральными анализами установлены следующие элементы: Si, Al, Ca > 10%; Al, Ca, Fe, Mg, Na, K — 1—10%; Ti, Mn — 1—0,1%; Sr, Ba, V, Cu — 0,1—0,01%; Zr, Zп, Ga, Ni, Co, Jt, Li, Pb — 0,01—0,001%; Jb, Be — 0,001—0,0001%.

Результаты химического анализа песчаника (обр. 2321) приведены в табл. 1.

Алевролиты являются одним из основных типов пород свиты. Они представлены тонко-среднеслоистыми, нередко плитчатыми породами серого, светло-серого, зеленовато-серого, буровато-серого цвета. Алевролиты—полимиктовые породы с псаммо-алевритовой, пелито-алевритовой структурой. Цемент порово-базальный, поровый, глинистый со значительной примесью карбонатного материала или кальцитовый. Обломочные зерна имеют угловатую, полуокатанную форму, среднюю сортировку и представлены полевыми шпатами, кварцем, обломками эффузивов и кварцита. Иногда полевые шпаты альбитизированы со свежей, чистой поверхностью. Наблюдаются (изредка) мелкие линзы оглиненного вещества бурого цвета и скопления хлорита. Редко встречаются известковые раковины мелких фораминифер.

В тяжелой фракции алевролитов обнаружены магнетит (преобладает), эпидот, барит-целестин, биотит, пирит, гидроокислы железа, гематит, обыкновенная роговая обманка, циркон. Содержание карбонатного вещества колеблется от 4,16% (начало разреза свиты) до 32,96%, часто 20—28%.

Спектральными анализами выявлены следующие элементы: Si, Al, Ca > 10%; Al, Ca, Fe, Mg, Na, K—10—1%; Ti, Mn—1—0,1%; V, Sr, Ba, Cu—0,1—0,01%; Zr, Cr, Zп, Ga, Li, Jt, B—0,01—0,001%; Jb, Be—0,001—0,0001%.

Результаты химического анализа алевролита приведены в табл. 1.

Глины уплотненные встречаются на обоих бортах р. Арпа. Этими тонко-среднеслоистыми, мелкокусоватыми породами обычно завершаются ритмы терригенного флиша. Если в левобережье р. Арпа мощность глин составляет 2—30 см, часто 8—12 см, то в правобережье (г. Гаджимал—Танаатский монастырь) она колеблется от 1 до 10 см, часто с юга на север наблюдается тенденция уменьшения мощности глин.

Таблица 1

Результаты химического анализа проб среднего эоцена

№ п/п	№ пробы	Свита	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	H ₂ O	п. п. п.	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	2303	Вул- кано- генно- оса- доч- ная	Туфопесчаник	50,03	0,57	15,59	6,97	2,59	0,13	9,10	2,07	1,26	5,74	3,75	2,50	100,3
2	2309		Туфоалевролит	48,09	0,69	15,25	4,89	4,03	0,12	10,92	2,06	0,77	9,80	1,50	2,75	100,87
3	2317		Туфоаргиллит	57,68	0,69	15,09	7,77	2,30	0,05	3,36	4,05	2,03	4,17	1,62	1,87	100,68
4	272		Туфопесчаник	59,78	0,48	17,57	2,29	2,27	0,06	5,51	1,76	1,16	5,72	2,60	1,40	100,61
5	272a		Конкреция карбонатно-песчаная	43,20	0,48	10,96	1,03	3,40	0,45	19,25	1,90	0,78	13,67	2,60	1,60	99,35
6	2321	Карбонатно-терригенная	Песчаник	52,84	0,57	12,27	6,89	1,15	0,12	11,13	1,86	1,18	8,99	1,37	2,50	100,87
7	2323		Глина	50,35	0,54	16,75	6,41	1,15	0,07	6,72	2,86	3,29	8,25	1,00	3,12	100,71

Цвет породы серый, зеленовато-серый, желтовато-зеленый с бурыми мелкими пятнами. Структура породы алевропелитовая, псаммо-алевропелитовая. Сортировка породы хорошая, средняя. Коэффициент сортировки колеблется от 2,5 до 3,1. Глины имеют преимущественно гидрослюдистый состав с примесью хлорита, монтмориллонита и каолинита.

Обломочная часть глин имеет псаммо-алевритовую размерность и составляет 28—40% породы. Она представлена полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазы), кварцем, кварцитами. Отмечаются мелкие сферолиты халцедона. Наблюдаются небольшие, иногда точечные рассеянные скопления тонко-мелкокристаллического кальцита и редкие, плохо сохранившиеся раковины (известковые) мелких фораминифер. Иммерсионным методом обнаружены: пирит (преобладает), лимонит, гематит, магнетит, ильменит, лейкоксен, барит-целестин, обыкновенная роговая обманка, биотит, хлорит, авгит, эпидот, циркон, турмалин, рутил. Содержание карбонатного вещества колеблется от 5,44 до 15,04%, часто составляя 10—12%.

Спектральными анализами установлены следующие элементы: Si, Al, Fe > 10; Ca, Fe, Mg, K, Na — 10—1; Ti — 1—0,1; Mn, Sr, Ba, V — 0,1—0,01; Cu, Zr, Zn, Ga, Li, Cr — 0,01—0,001; Jt, Jb, V, Be, Sc — 0,001—0,0001%.

Результаты полного химического анализа глин приведены в табл. 1.

Известняк органогенно-обломочный, переходящий в песчаник гравийный, нуммулитовый, сильно известковый, встречается в верхней части разреза свиты, в левобережье р. Арпа (рис. 14). Здесь этот слой (мощностью 40 см) перекрывается слабосцементированными разнозернистыми массивно-слоистыми (2 м) песчаниками и чередующимися алевролитами (20 см) и глинами (30 см).

Макроскопически порода плотная, светло-серого, серовато-желтого цвета. Под микроскопом половину площади шлифа составляют раковины нуммулитов с диаметром 4—7 мм, толщиной 1—3 мм. Раковины почти цельные и очень трудно уловить по краям они окатаны или нет? Между отдельными раковинами рассеяны обломки зерен полевых шпатов (часто размерами 0,08—0,1 мм), эффузивов (0,2—2 мм, часто 0,3—0,4 мм), кварцита, кремней и кварца. Форма зерен округло-угловатая, полуокатанная. Цемент базальный, мелко-микрозернистый карбонат кальция с примесью глин и гидроокислов железа. Интересно отметить, что тонкой каймой гидроокислов железа окаймлены не только обломки пород, но и раковины нуммулитов. Редко наблюдаются частично разъеденные контуры нуммулитов. Раковины нуммулитов имеют более или менее ориентированное (по слоистости) расположение. По всей вероятности нуммулиты в этой терригенно-карбонатной породе являются переотложенными. На-

блюдаются также обломки раковин моллюсков и раковины мелких фораминифер (Садоян, 1979).

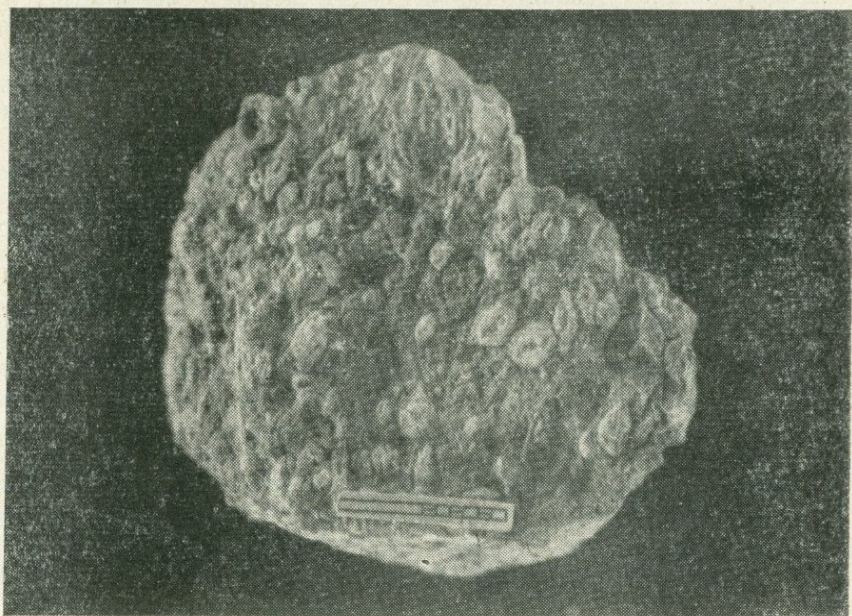


Рис. 14. Известняк органогенно-обломочный, переходящий в песчаник-гравийный, нуммулитовый. Средний-верхний эоцен (натуральная величина).

Верхний эоцен

На терригенных, преимущественно мелко-среднеслоистых, флишевого типа чередующихся породах среднего эоцена залегает нефлишевая карбонатно-терригенная серия отложений, которую можно полностью отнести к верхнему эоцену. От подстилающей флишевой свиты эта толща отличается следующими литологическими признаками:

- а) заметным содержанием по разрезу органогенных (нередко рифовых) известняков и крупнообломочных пород (брекчий и конгломератов);
- б) преобладанием крупных и массивных слоев над мелкими и средними;
- в) резким снижением частоты встречаемости (часто полное отсутствие) биоглифов и механоглифов;
- г) изменением состава и характерных ассоциаций минералов.

Следует отметить, что предыдущие исследователи в районе с. Азатек (Бароши-глух) на основании нахождения нуммулитов *Nummulites gizehensis* Forsk (А, В), трехсотметровую толщу кар-

бонатно-терригенных отложений с мощными глинами и мергелями в основании относили к среднему эоцену. А. Т. Вегуни к верхнему эоцену относил только самые верхние локальные, маломощные известняки (рифовые банки). В этой толще, по данным П. М. Асланяна (1970), встречаются моллюски *Spondylus bifrons* Münster, *Miltha gigantea* Desh., *Cerithium pariziensis* Desh. *transilvanica* Mesz. и др., которые часто наблюдаются в верхне-эоценовых отложениях. По устному сообщению С. М. Григорян, в Барошиглухском разрезе, помимо единственно характерного для среднего эоцена *Nummulites gizehensis* Forsk. (A, B), встречаются *Nummulites garnieri* de la Harpe (A); *grzybowski* *armenica* grigorian, которые характерны только для верхнего эоцена. Как уже мы отметили, не исключена возможность, что указанные нуммулиты являются переотложенными, или в этой зоне они встречаются и в верхнем эоцене.

В Вайоцдзоре в разрезе верхнего эоцена можно выделить две толщи: нижнюю—глинисто-песчаную и верхнюю—конгломерато-известняковую. Указанные толщи имеют большое распространение именно в бассейне среднего течения р. Арпа.

Нижняя глинисто-песчаная толща состоит из нижней—глинистой и верхней—карбонатно-терригенной подсвит. Глинистая подсвита мощностью 170 (район с. Азатек)—200 м (район г. Гаджимал) сложена глинами, глинистыми мергелями с редкими прослоями известковых алевролитов и известняков. Глинистая серия является промежуточной между средним и верхним эоценом как по стратиграфическому положению, так и по минеральному составу. В связи с тем, что она имеет нефлишевый характер, как и большинство верхнеэоценовых отложений Вайоцдзора, мы ее относим к верхнему эоцену.

Глины являются наиболее распространенным типом пород указанной серии. Представлены массивными слоями мощностью 2—10 м. Цвет в районе с. Азатек серый, темно-серый, а в районе с. Малишка—серый, желтовато-буровато-серый. Характерно, что эти глины по гранулометрическому составу неоднородны и содержат заметную примесь песчано-алевритовых частиц. Коэффициент сортировки колеблется от 2,5 до 4, т. е. степень отсортированности частиц в глинах хорошая—средняя. По данным термического анализа глины имеют преимущественно гидрослюдистый состав. Содержание карбонатности глин бассейна р. Арпа довольно устойчивое и колеблется от 25,6 до 28,1%.

Иммерсионным методом в тяжелой фракции глин выявлены следующие минералы: пирит (резко преобладает в двух разрезах), лимонит (преобладает в разрезе Карахани-дзор, где пирит почти полностью окислен), гематит, магнетит, эпидот, циркон, барит-целестин. Обыкновенная роговая обманка, биотит и рутил встречаются единичными зернами.

Спектральными анализами обнаружены: Si, Al > 10; Ca, Fe, K, Na, Mg — 2,4—10; Ti — 0,75; Ba, Sr, V, Mn, Cu — 0,01—0,042;

Li, Zr, Cr, Jt, Co, Zn, Ga, Pb — 0,01—0,001; В, Be, — 0,001—0,00018%.

Мергели встречаются часто в верхней половине разреза глинистой подсвиты. Они представлены менее карбонатными (меньше 40%) глинистыми разновидностями. Цвет породы серый с зеленым или буровато-желтым оттенками. Структура породы алевропелитовая. Основная масса сложена микро-мелкозернистым кальцитом и глинистым веществом. В породе рассеяны многочисленные известковые раковины, среди которых в районе г. Гаджимал Ю. А. Мартиросян выделяются (в шлифах) — *Bolivina* (верхнеэоценовая), *Globigerina*, *Rotalia*, *Anomalina*, *Cibicides*.

Обломочные (некарбонатные) зерна алевритовой размерности (около 20% площади шлифа) имеют угловатую форму и представлены полевыми шпатами, кварцем. Наблюдаются мелкие скопления хлорита, гидроокислов железа. Минеральный состав тяжелой фракции мергелей существенно не отличается от состава вышеописанных глин.

Верхняя карбонатно-терригенная подсвита залегает на нижней глинистой подсвите согласно, с постепенным переходом. Она представлена песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями известняков, мергелей и редкими линзами конгломератов. Последние встречаются в верхней половине разреза подсвиты. В районе с. Малишка наблюдаются две локальные линзы туфа.

В разрезе подсвиты, особенно в левобережье р. Арпа, большое распространение имеют алевро-песчаные породы. Выделяются два типа песчаников: а) *песчаники* разнозернистые, полимиктовые, туфогенно-известковые и б) *туфопесчаники*. Оба типа песчаников встречаются и в нижней и в верхней частях разреза, но в районе с. Малишка (Карахани-дзор) они больше распространены в низах подсвиты.

Туфопесчаники макроскопически серые, буровато-серые, темно-серые, реже зеленовато-серые, средне-массивно-слоистые породы, часто некрепкие, сравнительно слабо сцементированные.

Нередко в них встречаются лепестковидные, грушевидные, шаровидные мелкие (5—20 см в диаметре) песчано-карбонатные конкреции. Структура породы псаммитовая, разнозернистая, но с некоторым преобладанием мелко-среднезернистой или средне-крупнозернистой фракций. Коэффициент сортировки зерен колеблется от 2,3 до 4. Цемент поровый, порово-контактный, контактовый; хлоритовый, лимонитовый, известковисто-глинисто-туфовый (девитрифицированное пелитовое вещество). Обломки имеют полуокатанную, угловатую форму, плохую сортировку и представлены обломками эффузивов среднего, основного состава (часто хлоритизированными, лимонитизированными), полевыми шпатами (нередко серицитизированные плагиоклазы), пироксенами, магнетитом. Редко встречаются рогульки, клиновидные стекловатые, но уже оконтуренные хлоритизированным материалом тельца. Обычно в туфопесчаниках фауна очень скудная. Изред-

ка в шлифах наблюдаются единичные кальцитовые контуры раковин мелких фораминифер. Но в районе с. Азатек в слабосцементированных массивных туфопесчаниках встречаются невыдержанные линзы (длиною до 5 м и максимальной мощностью до 30 см) ракушняков с нуммулитами, редкими пеллциподами, гастроподами и кораллами. Содержание карбонатного вещества в туфопесчаниках колеблется от 3,8 до 9,9%.

Минеральный состав тяжелой фракции туфопесчаников следующий: магнетит и авгит (резко преобладают), биотит, эпидот, лимонит, гематит, циркон, обыкновенная роговая обманка и цеолиты.

Спектральными анализами установлены следующие элементы: Si > 10; Ca, Al, Fe, Mg, K, Na — 10—1; Ti, Mn — 1—0,1; V, Zr, Cu, Sr, Ba, Zn — 0,1—0,01; Ni, Cr, Co, Ga, Jt — 0,01—0,001; Li, Jb, Be — 0,001—0,0001%.

Полимиктовые туфогенно-известковые песчаники плотные, средне-крупнослоистые породы серого, светло-серого, желтовато-серого цвета. От туфопесчаников отличаются заметным увеличением карбонатности (от 12,48 до 30,08, часто 22—25%), гидрокислов железа (лимонита), циркона и частичным уменьшением содержания моноклинных пироксенов, магнетита. Часто встречаются раковины известковой микрофауны и обломки моллюсков.

Гравелиты в разрезе подсвиты отмечаются редко. От песчаников в основном отличаются по псаммо-гравийной структуре. Следует отметить, что в районе с. Агаракадзор песчано-гравийные обломки эффузивов наименее окатанные, угловатые.

Алевролиты часто встречаются в разрезе подсвиты. Это плотные, или сравнительно слабосцементированные средне-, крупно- и массивно-слоистые породы серого цвета с желтым, зеленым и голубым оттенком. Структура породы псаммо-алевритовая, пелитово-алевритовая. Форма зерен угловатая, полуокатанная. Степень отсортированности зерен средняя. Состав породы полимиктовый, представленный полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазы), обломками эффузивов, кварцем, кварцитами. Цемент породы глинисто-карбонатный, хлоритово-карбонатный, нередко с примесью гидрокислов железа. Цементация поровая, базально-поровая. Иногда встречаются раковины и детрит известковой фауны.

В алевролитах иммерсионным анализом обнаружены: магнетит, лимонит, гематит, биотит, обыкновенная роговая обманка, барит-целестин, эпидот, авгит, диопсид, циркон, базальтическая роговая обманка, хлорит, гиперстен и турмалин. Данные спектральных анализов песчаников и алевролитов мало отличаются друг от друга.

Известняки органогенно-обломочные встречаются по всему разрезу подсвиты в виде мелко-средне-слоистых, реже (к западу от г. Спитак-сар)—массивно-слоистых образований. Цвет породы желтый, светло-желтый, буровато-желтый, светло-серый.

Порода плотная, крепкая, редко брекчиевидная с раковистым зернистым (иногда сахаровидным) изломом. Выделяются: а) известняки органогенно-обломочные или терригенно-органогенные; б) известняки органогенные или биоморфные, брекчиевидные.

Терригенно-органогенные известняки встречаются в нижней части, изредка в верхней части разреза подсвиты, местами (район с. Малишка) образуя выступающие на поверхности карнизы. Основная цементирующая масса породы представлена микро-мелкозернистым кальцитом. В ней рассеяны раковины нуммулитов и мелких фораминифер. Редко наблюдаются обломки раковин моллюсков, водорослевых, мшанковых, коралловых образований. Некарбонатные терригенные песчано-алевритовые, реже гравийно-песчаные зерна составляют 20—30% породы. Имеют полуокатанную угловатую форму, иногда разъеденные контуры и представлены полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазы), андезитовыми порфиритами, силицитами, кварцем, магнетитом. Редко наблюдаются скопления (мелкие) хлорита, гидроокислов железа, пирита. Карбонатность этих известняков низкая и колеблется от 50 до 64%.

Минеральный состав тяжелой фракции следующий: лимонит, гематит, магнетит, пирит, барит-целестин, биотит, эпидот, авгит, циркон, обыкновенная роговая обманка, гиперстен и рутил. Нужно отметить, что заметные содержания магнетита, авгита, обыкновенной роговой обманки и гиперстена обнаружены в известняках левобережья р. Арпа, а барит-целестина в известняках района с. Малишка. Здесь в гравийно-песчаных известняках встречаются друзы целестина размерами до $5 \times 10 \times 10$ куб. см.

Биоморфные известняки часто наблюдаются в средней части разреза подсвиты. В районе с. Азатек встречаются средние и крупные слои мощностью до 1 м, а в районе с. Малишка, кроме слоев указанной мощности, отмечаются линзовидные массивные слои максимальной мощностью до 5 м, а на западных склонах г. Спитак-Сар—до 15 м. Иногда они имеют тращиноватый, брекчиевидный облик. Основными пороодообразующими биогенными компонентами этих известняков являются водоросли, фораминиферы и кораллы. Редко встречается мшанки, моллюски и ежи. Связующая основная масса—микро-мелкозернистый кальцит. Характерно почти полное отсутствие некарбонатных обломков. В нижней части разреза подсвиты встречаются единичные слои, где содержание некарбонатных зерен (полевые шпаты, кварц, кремень, обломки эффузивов) достигает 10% площади шлифа. В районе с. Малишка (Караханидзор, Лалидзор) в слоистых биоморфных известняках часто наблюдаются пустоты средними размерами от $3 \times 3 \times 5$ куб. см до $5 \times 10 \times 15$ куб. см, заполненные крупнокристаллическим пластинчатым целестином (подробное описание целестиновых образований приведено в работе А. А. Садояна (1979)). В одном слое брекчиевидного известняка, помимо резко преобладающих скоплений целестина, отмечаются по-

ры, мелковетвящиеся макроскопические участки, заполненные волокнистым гипсом (рис. 15). Содержание карбонатного вещества в основном составляет 68,8—87,6%, а в некоторых целестинсодержащих известняках снижается до 55,4%. Иммерсионным методом в биоморфных слоистых известняках обнаружены (в убывающем порядке процентного содержания): барит-целестин, лимонит, пирит, гематит, магнетит, авгит, элидот, циркон, биотит, гипс, обыкновенная роговая обманка, гиперстен и гранаты. Результаты химического анализа приведены в табл. 2.

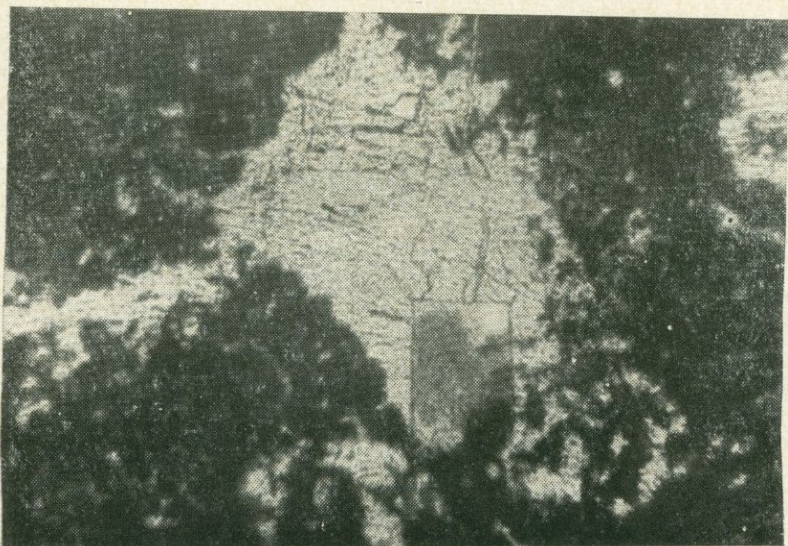


Рис. 15. Коралловый брекчиевидный известняк (черное) со скоплениями целестина (белое) и гипса (прямоугольник серого цвета). Верхний эоцен, район с. Малишка, х 30, без анализатора.

Спектральными анализами установлены следующие элементы: $\text{Ca} > 10$; Si, Al, Mg, Fe, K, Na, Mn — 1—0,1; Mn, Ti, Ba — 0,1—0,01%; в целестиноносных слоях содержание Sr доходит до 5; Zr, Cu, Jt — 0,01—0,001, Cr, Li — 0,001—0,0001%. Характерно сравнительно малое количество таких распространенных элементов, как Si, Al, Fe, K, Na.

Мергели в этой подсвите имеют небольшое распространение. От мергелей нижней подсвиты отличаются заметным увеличением содержания карбонатной песчано-алевритовой примеси (до 45%), магнетита, биотита и уменьшением содержания гидроокислов железа. В районе с. Азатек (Бароши-глух) в этих песчано-алевритовых мергелях встречается обильная фауна нуммулитов. По данным термического анализа, глинистые минералы представлены гидрослюдой и монтмориллонитом с некоторым преобладанием последнего.

Конгломераты встречаются в верхней половине разреза под-
свиты, часто в виде невыдержанных по простираению крупных
линз. Максимальная мощность этих линз составляет 4—8 м, но
на расстоянии 200—400 м от раздува они быстро выклиниваются.
Следовательно, указанные конгломераты межформационные.

По разрезу наблюдаются 2—3 слоя (линзы) мелко-крупнога-
лечных конгломератов, которые перекрываются пачками (мощ-
ностью 20—40 м), сложенными чередующимися слоями песчани-
ков, алевролитов, известняков, мергелей и глин. Отметим, что в
левобережье р. Арпа эти пачки более алевро-песчаные, а в рай-
оне с. Малишка пелитово-алевроитовые. Здесь нижние и верхние
линзы конгломератов мелко-среднегалечные, а средняя линза
крупногалечная, валунная. В районе с. Малишка наблюдается
также тенденция уменьшения размеров галек от центра (разду-
ва) линзы к периферии. В мощной центральной части линзы
конгломератов гальки менее отсортированы, чем в зонах выкли-
нивания. Форма галек преимущественно полуокатанная, реже
полуугловатая. Они умеренно уплотненные, умеренно удлинен-
ные. Размеры галек и валунов колеблются от 1 до 50 см. По
петрографическому составу выделяются гальки и валуны эффу-
зивных пород (преобладают), представленные андезитовыми
порфиритами; туфы литокристаллические андезитового состава;
известняки (встречаются редко в районе с. Малишка). В ущелье
Лали-дзор в окатанных карбонатных образованиях иногда на-
блюдаются жеоды целестина.

Заполнитель конгломератов гравийно-псаммитовый с порово-
базальным карбонатным цементом и примесью глин, хлорита,
гидроокислов железа. Обломочные зерна имеют преимущественно
полуокатанную форму, плохую сортировку ($S_0=5,9$) и пред-
ставлены: обломками эффузивов среднего состава, плагиоклаза-
ми, обломками кварцитов, известняков и кварцем. Содержание
карбонатного вещества колеблется от 8,9 до 3%. В тяжелой
фракции заполнителя присутствуют магнетит, авгит-диопсид, ба-
рит-целестин (резко преобладает в районе с. Малишка), лим-
онит, пирит, биотит, обыкновенная роговая обманка, циркон, гра-
наты. Отметим, что авгит-диопсид и обыкновенная роговая об-
манка часто встречаются в левобережье р. Арпа.

В районе с. Гаджимал нами выполнено несколько измерений
ориентировок галек. Среднее значение азимута падения плоскости
наибольшего сечения уплощенных галек составляет СВ-20°.

Указанные конгломераты являются морскими отложениями
(в цементе редко встречаются нуммулиты, моллюски, форамини-
феры). Следовательно, береговая линия моря находится на юго-
западе.

Верхняя конгломерато-известняковая толща состоит из туфо-
брекчия-конгломератовой нижней и известняковой верхней под-
свит.

Геологические образования этой подсвиты неширокой (до

6 км) полосой протягиваются с запада (с. Ехегнадзор) на восток (с. Азизбеков), слагая центральную часть Арпинского синклинория. Основными типами пород подсветы являются: андезитовые порфириды, их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и кремнистые известняки. Максимальные мощности вулканогенно-осадочных пород отмечаются в левобережье р. Арпа, между сс. Агаракадзор и Зейта, где они в основном представлены туфами, брекчиями, брекчия-конгломератами и мелкими выходами вулканогенных, экструзивных образований, вероятно с их «жерловыми фациями». С удалением от этого участка (особенно к северу) наблюдается уменьшение размеров брекчий, валунов, исчезновение туфобрекчий, переход туфоконгломератов в туфопесчаники, часто окремненные, и появление (преимущественно в верхах разреза) окремненных известняков. Мощный разрез верхней части верхнего эоцена наблюдается также в районе с. Дайлахлу. Здесь в разрезе отмечается некоторое уменьшение содержания туфоконгломератов и туфобрекчий и увеличение туффитов и кремнистых известняков (Джрбашян, Садоян, 1978).

Вулканогенные породы представлены андезитовыми порфиридами, переходящими в андезито-базальты. Макроскопически — очень плотные массивные породы зеленовато-серого, темно-серого, бледно-розового цвета. Порфириды бледно-розового цвета встречаются в левобережье р. Арпа, в районе сс. Малишка и Агаракадзор, а зеленовато-серые разности отмечаются в районе сс. Дайлахлу и Гндеваз. Они образуют эффузивные, эффузивно-экструзивные крупнопадающие купола и силлоподобные, плащеобразные покровы. Структура породы порфиридная с гипокристаллической, гиалопилитовой, реже интерсертальной и еще реже (в районе с. Гндеваз, на правом борту р. Арпа) фельзитовой структурой основной массы. Последняя состоит из микролитов, мелких лейстов плагиоклаза, зернышек магнетита, реже авгита и стекла; заметно хлоритизированного, окремненного (в районе с. Агаракадзор), карбонатизированного (в районе с. Дайлахлу), пелитизированного, лимонитизированного. Фенокристаллы представлены плагиоклазами (часто андезин), авгитом, реже базальтической роговой обманкой.

В тяжелой фракции порфиритов, помимо преобладающих магнетита и авгита, встречаются биотит, гиперстен, обыкновенная роговая обманка, апатит. В легкой фракции, кроме породообразующего плагиоклаза, отмечаются вулканическое стекло, хлорит, цеолиты, опал, халцедон. В порфиридах наблюдаются разнообразные мелкие пустоты, заполненные концентрическими полосками пренита, хлорита, селадонита или только цеолитами (рис. 16). Спектральными анализами обнаружены: Si, Al > 10; Fe, Ca, Na, Mg, K — 7,5—10; Ti, Mn — 0,75—0,056; Ba, V, Sr, Zr — 0,075—0,014; Cu, Zn, Co, Ni, Li, Ga, P, Jt, Cr, Jb, Be — 0,0056—0,0001%.

Кроме вышеописанных преимущественно пироксеновых ан-

дезитовых порфиритов, в левобережье р. Арпа встречаются также два мелких выхода амфиболовых (обыкновенная роговая обманка) андезитовых порфиритов голубовато-серого цвета.

Туфы распространены на обоих бортах р. Арпа, особенно в районах сс. Агаракадзор и Дайлахлу. Выделяются розовые, розово-коричневые, буровато-зеленые, зеленовато-серые крупнослостые и массивные (до 12 м) разновидности туфов. По структуре различаются алевро-псаммитовые, псаммо-гравийные и агломератовые туфы. По составу они преимущественно андезитовые, реже андезито-базальтовые, витро-кристаллокластические, витро-кристалло-литокластические, кристалло-литокластические (рис. 17). Указанные туфы нередко заметно лимонитизированы или хлоритизированы. Отмечаются также редкие мелкие скопления кальцита, кремнистого вещества, цеолита и селадонита.

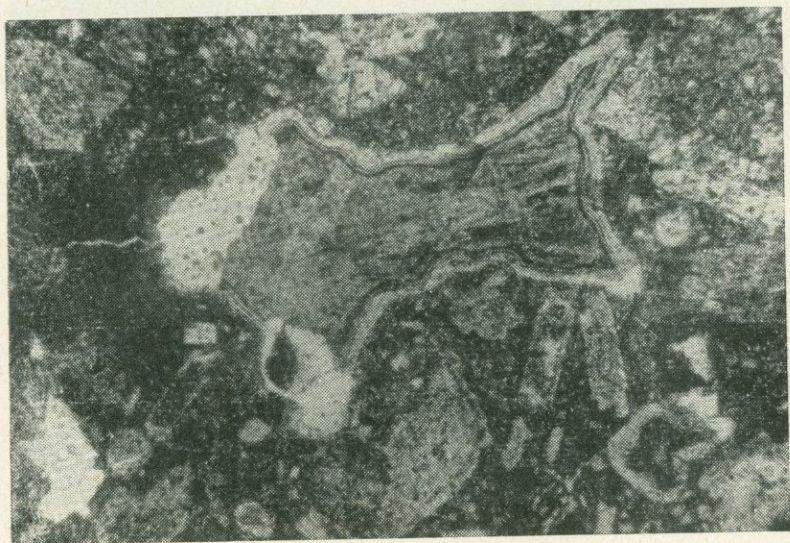


Рис. 16. Андезитовый порфирит с причудливыми мелкими пустотами, заполненными пренитом, селадонитом, хлоритом и опал-халцедоном. Верхний эоцен, х 30, с анализатором.

В минеральном составе туфов иммерсионным методом обнаружены плагиоклазы (преобладают), вулканическое стекло, хлориты, магнетит, лимонит, кварц, авгит, цеолиты, гематит, базальтическая роговая обманка и гиперстен.

Туфобрекчии и туфоконгломераты развиты в центральной части Арпинского синклинория, преимущественно между сс. Гетап и Азизбеков. Туфобрекчии часто встречаются в левобережье р. Арпа и близ пойменной полосы правобережья. По нашему мнению, туфобрекчии, обнажающиеся на берегах р. Арпа, в райо-

не с. Гндеваз, также относятся к этой подсвете. Туфоконгломераты в основном развиты в правобережье р. Арпа. С юга на север наблюдается нечетко выраженная тенденция уменьшения размеров валунов и галек и улучшения их окатанности.

Макроскопически туфобрекчии имеют зеленовато-серый, буровато-серый и розовый цвет. В районе с. Агаракадзор встречаются туфобрекчии буровато-серой и розовой окраски. Мощность туфобрекчий (фангломератоподобных) колеблется от 15 до 50 м. Следует отметить, что туфобрекчии переходят в туфоконгломераты, причем в туфобрекчиях нередко отмечаются более или менее окатанные, иногда округлые обломки. Размеры их колеблются от 1 до 90 см, часто 10—20 см. Они представлены обломками андезитовых, андезито-базальтовых порфиритов (преобладают)

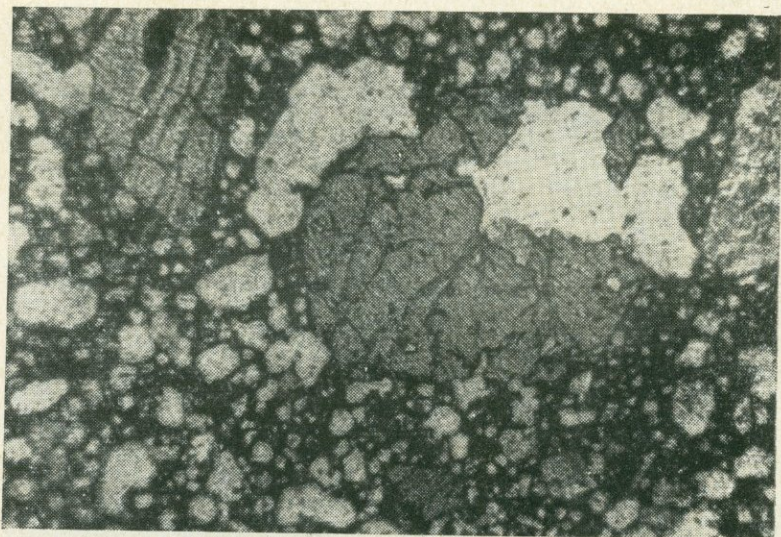


Рис. 17. Туф витро-кристаллокластический Верхний эоцен $\times 30$ без анализатора.

и их туфов. Следует отметить, что в порфиритах преобладающим фемическим минералом является авгит. Редко встречаются гальки амфиболовых порфиритов и в единичных случаях халцедоновых силицитов. Часто в гальках порфиритов встречаются причудливой формы пустоты, заполненные (с периферии) пренитом, хлоритом, селадонитом и реже (в центре) опалхалцедоном. Цвет туфоконгломератов серый, зеленовато-серый, буровато-серый с розовато-фиолетовым оттенком. Нередко розово-фиолетовым цветом окрашен гравийно-псаммитовый заполнитель туфоконгломератов. Петрографический состав гравийно-псаммитовых зерен почти не отличается от состава валунов и галек туфоконгломе-

рата, но мелкообломочные зерна сравнительно больше лимонитизированы, чем крупнопсефитовые. Очень редко в заполнителе присутствуют зерна плагиоклазов, авгита, магнетита.

В правобережье р. Арпа, на площади распространения туфоконгломератов (с некоторой условностью) можно выделить южную и северную зоны. В южной зоне преобладают валунные туфоконгломераты с угловатыми, очень слабо окатанными валунами порфиринов. Кроме валунов, здесь часто встречаются крупные и мелкие гальки порфиринов и туфов. В северной зоне развиты собственно туфоконгломераты, где валуны к северу постепенно исчезают. С юга на север в цементе туфоконгломератов наблюдается заметное увеличение карбонатного вещества (от 0,6 до 19,5%). Если на юге цемент песчано-гравийного заполнителя туфоконгломератов отсутствует или представлен слабо лимонитизированным, хлоритизированным тонкообломочным пирокластическим материалом, то на севере к нему прибавляются заметные порции глинистого и карбонатного вещества. В левобережье р. Арпа с запада (район с. Агаракадзор) на юго-восток (район с. Азатек) в цементе туфоконгломератов (по мере удаления от источников сноса—пирокласто-вулканогенных пород верхнего эоцена) также отмечается увеличение глинисто-карбонатного вещества.

В минеральном составе цемента и заполнителя туфоконгломератов присутствуют: вулканическое стекло (в районе с. Агаракадзор), опал-халцедоновые силициты (в районе с. Азатек), плагиоклазы, цеолиты, хлориты, магнетит, авгит, лимонит, базальтическая роговая обманка, гематит, биотит и гиперстен (последний встречается в районе с. Агаракадзор). Очень редко в цементе туфоконгломератов наблюдаются обломки раковин пелеципод.

Туффиты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты распространены преимущественно в сравнительно удаленных от основных вулканических построек (район с. Агаракадзор и возможно район с. Гндеваз) областях. В районе развития туфоконгломератов они встречаются в виде мало мощных линз (иногда с редкими мелкими гальками) в верхней части разреза этой туфогенной псефитовой пачки. Более мощный разрез (до 150 м) чередующихся мелких-крупных слоев туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с прослоями кремнистых известняков, туфоконгломератов и туфов наблюдается в районе между сс. Дайлахлу и Азизбеков. Цвет породы серый, зеленовато-серый, буровато-серый, розовато-фиолетовый. Структура туффитов псаммо-гравийная, алевропелитовая, но часто алевро-псаммитовая. Степень отсортированности туфогравелитов и туфопесчаников средняя—плохая, а у туфоалевролитов—средняя. Цемент туффитов часто поровый, глинисто-хлоритовый (девитрифицированный пепел). Преобладающими пороодообразующими компонентами алевро-гравийных туффитов являются обломки эффузивов и туфов андези-

тсвого состава. Часто они пелитизированы, хлоритизированы, иногда лимонитизированы.

Полевые шпаты (плагиоклазы) имеют часто алевритовую, мелкосаммитовую размерность, угловатую призматическую форму. Встречаются частично измененные (серицитизированные, хлоритизированные) с мутной поверхностью (андезин) и новообразованные (вероятно, альбит) с чистой поверхностью разновидности. Характерно заметное содержание (до 10% площади шлифа) авгита и магнетита. Наблюдаются также кристаллики амфиболов (обыкновенная и базальтическая роговая обманки) и гиперстена. Отмечаются причудливые скопления хлорита и цеолита. Содержание карбонатного вещества в туффитах незначительное — до 5%. Очень редко в них встречаются комки или обломки известковых глин с разъеденными контурами. По сравнению с туффитами туфопесчаники и туфоалевролиты, особенно те, которые встречаются в районе с. Дайлахлу, характеризуются заметным увеличением карбонатного вещества в цементе. Состав породообразующих обломочных компонентов почти не меняется, но в туфогравелитах, туфопесчаниках редко встречаются обломки силицитов.

В минеральном составе туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов (в тяжелой фракции) определены: магнетит, авгит (преобладающие компоненты), лимонит, гематит (в туффитах наблюдаются меньше), обыкновенная роговая обманка, базальтическая роговая обманка, барит-целестин (в туфопесчаниках района г. Спитак-сар, с. Азатек), гиперстен (в туффитах), биотит, ильменит, лейкоксен (в туфопесчаниках и туфоалевролитах г. Спитак-сар).

Известняки кремнистые обнажаются в районе вершины г. Спитак-сар, сс. Дайлахлу, Ехегнадзор, Гетап, Зейта, Азатек. В районе с. Дайлахлу они залегают в верхней части разреза туфогенной пачки, чередуясь с туфопесчаниками и туфоалевролитами. Вершина г. Спитак-сар сложена пачкой (мощностью 15 м) чередующихся крупных слоев кремнистых известняков и розовых лимонитизированных туфопесчаников. Азимут падения слоев кремнистых известняков Ю—ЮЗ — 180° — 190° под углом 20° . Здесь они по всей вероятности (контакт нечеткий, задернованный) перекрываются рифовыми известняками, образующими массив г. Шрешти-кар. В районе с. Зейта кремнистые известняки перекрываются рифовыми известняками. К западу и востоку от с. Малишка встречаются единичные мелкие (площадью до 100 м^2) выходы кремнистых известняков (мощностью 1,5—3 м), залегающих непосредственно на туфоконгломератах. К юго-западу от с. Гетап кремнистые известняки залегают на песчано-глинистой толще верхнего эоцена. По данным Э. К. Демплеса (1971), кремнистые известняки нередко встречаются в самых нижних частях рифовых образований. Таким образом кремнистые известняки, стратифицированные в разрезе верхней части верхнего эоцена,

являются не четким, но довольно характерным литологическим репером. Цвет кремнистых известняков желтый, светло-желтый, буровато-желтый, фиолетово-серый. Наблюдающиеся в них кремнистые стяжения разноцветные: матово-белые, светло-серые, серые, голубовато-серые, фиолетово-серые, бурые, темно-серые, почти черные. Мощность слоев кремнистых известняков колеблется от 0,5 до 6,0 м, часто 1—1,5 м. Размеры и форма кремнистых образований разные: мелкие (0,01—10 см включения, замещенные халцедоном участки), крупные (до 80 см) и пластообразные линзы длиной до 2 м и максимальной мощностью до 40 см. Как правило, кремнистые стяжения макроскопически имеют угловатую, причудливую и очень редко округлую форму. Кремнистое вещество преимущественно представлено халцедоном. Иногда встречаются мелкие (до 1 мм) участки, где халцедон переходит в кварц. Очень редко отмечаются полуокруглые (с глинисто-лимонитовой каймой) псаммитовые зерна, заполненные микрозернистым опалоподобным веществом.

Кварц-халцедоновые кремни под микроскопом при скрещенных николях имеют кварцитовидную, мозаично-бластовую, разнозернистую алевро-псаммитовую структуру. Наблюдается также халцедон волокнистого, радиально-лучистого строения. Кварц-халцедоновые новообразования развиваются как в перекристаллизованных мелко-среднезернистых кальцитовых участках, так и в микрозернистом карбонатном материале. Пока трудно сказать, в каких карбонатных структурах они имеют более селективное развитие. Характерно, что в кремнистых известняках почти не наблюдаются (вероятно, не сохранились) известковые раковины. В районе г. Спитак-сар редко отмечаются слои кремнистых известняков, в которых большая часть площади шлифа представлена ооидами или капролитами с диаметром от 0,2 до 0,5 мм. Обычно внешняя оболочка их сложена более темным, буровато-желтым микрозернистым карбонатом кальция. Содержание карбонатного вещества в кремнистых известняках сравнительно низкое — от 47 до 66%. Для них характерно также небольшое содержание обломочных частиц алевро-псаммитовой размерности. Иммерсионным анализом в минеральном составе кремнистых известняков, кроме кальцита, обнаружены: халцедон, кварц, лимонит, гематит, плагноклазы, магнетит, пирит, барит-целестин, авгит, обыкновенная роговая обманка, лейкоксен и ильменит. Спектральными анализами установлены следующие элементы: Si, Ca > 10; Fe — 0,18—4,2; Mg — 0,13—1; Al, Mn — 0,24—0,42; P — 0—0,42; Na — 0,1; K, Ti — 0,013—0,075; Sr — 0,01, Ba — 0—0,003; Ni, Li, Cr, Cu — 0,0013—0,00024%.

Рифовые известняки являются характерными образованиями для верхнего эоцена Вайоцдзора. Локальные выходы этих биогенных сооружений наблюдаются на обоих бортах р. Арпа, располагаясь на полузамкнутом эллипсе (сс. Зейта, Агаракадзор, Ехегнадзор, Малишка, г. Спитак-сар), или на субширотной дуге

(сс. Гетап, Ринд, Элпин). Образуют биогермы, биостромы (?) и мелкие банки. Как правило, они хорошо обнажены и не перекрыты более молодыми отложениями. Самым крупным биогермом является Шрешти-кар—Спитаксарский массив (рис. 18).

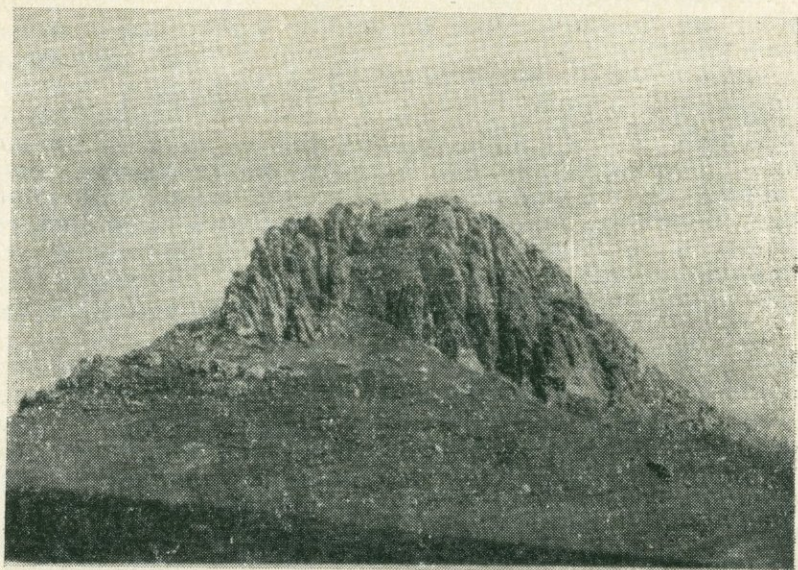


Рис. 18. Рифовый известняк (биогерм, Шрешти-кар). Верхний эоцен.

Нынешние, сохранившиеся размеры рифового тела следующие: площадь—около 9,5 кв. км; длина по направлению с северо-запада на юг-юго-восток—5 км; ширина на юге—1 км, а на севере—2,5 км. Высота Шрештикарского купола около 80 м. Максимальная, видимая мощность на юго-западных обрывах составляет 60—70 м. Мощность рифовых образований к югу постепенно уменьшается (до 40 м). К востоку и юго-востоку от г. Шрешти-кар рифовое тело приобретает более пологую пластовидную форму. По разрезу в нем нечетко выделяются 4—6 крупных пластов известняка мощностью 10—20 м. В строении этого рифа ядро и склоновые фации четко не выделяются. К юго-востоку от г. Спитак-сар на расстоянии приблизительно 2 км, в верхней части разреза наблюдается 5-метровый слой (или крупная линза) брекчия-конгломератовидного известняка. В нем часто встречаются нуммулиты, кораллы, а также крупные гастроподы. Если указанные известняки считать склоновыми фациями, то район г. Шрешти-кар (диаметром около 1 км) можно считать ядром рифа. Центральную, вытянутую с северо-запада (г. Шрешти-кар) на юг (до шоссе) дугообразную полосу более вероятно считать гребнем (или даже внешним валом) этой рифовой по-

стройки. Заметим, что в этой полосе, особенно в районе г. Шрешти-кар, рифовые известняки более перекристаллизованы и характеризуются сравнительно скудной, плохо сохранившейся фауной (кораллы, фораминиферы, морские ежи, гастроподы). По-видимому, холмовидный биогерм г. Гаджимал является западной частью, а более пологие, биостромовидные рифовые постройки с. Зейта—южным продолжением Спитаксарского рифа.

Небольшие рифовые тела, расположенные в районе сс. Ага-ракадзор, Ехегнадзор, по-видимому, составляют внутренний вал Вайоцдзорского рифового комплекса. Между внешним и внутренним валами, ближе к внутреннему валу, в латеральной зоне встречаются мелкие банки биоморфных известняков (водоросли, фораминиферы, кораллы, моллюски).

Нынешние размеры рифовых банок следующие: длина—от 5 до 30 м, ширина—от 3 до 10 м, максимальная высота—от 1,5 до 4 м. Они залегают обычно на туфоконгломератах. Нижняя часть этих образований сложена гравийными известняками с редкими мелкими гальками эффузивов, средняя и верхняя—слоистыми органогенными известняками. Иногда в трубках и полостях коралловых образований встречаются друзы пластинчатого цеlestина. В районе с. Малишка наблюдаются банки, залегающие в известковистых песчано-глинистых отложениях.

Макроскопически рифовые известняки светло-желтого, желтого, буровато-желтого, светло-серого цвета, плотные породы с кристаллически-зернистым, раковистым изломом. Представлены массивными, массивно-слоистыми карбонатными образованиями, часто заметно перекристаллизованными.

Известняки ядра, гребневого вала рифов характеризуются незначительным содержанием терригенного материала и высокими значениями карбонатности (от 83,5% в районе г. Гаджимал до 93,12% на вершине г. Шрешти-кар). В брекчия-конгломератовидных и гравийно-песчаных известняках склоновой фации рифов содержание карбонатного вещества снижается и составляет 61—69%.

Во всех рифах главными породообразующими биогенными компонентами—рифостроителями являются кораллы, водоросли и фораминиферы (рис. 19). В отдельных рифовых образованиях наблюдается некоторое изменение процентного содержания указанных биогенных компонентов. В рифах внешнего вала (Гаджималский, Спитаксарский, Зейтинский) отмечается частичное преобладание водорослей и кораллов, а во внутреннем вале содержание фораминифер увеличивается. В густо заселенных рифовых зарослях обитали также пелециподы, гастроподы (часто крупные), мшанки, морские ежи, устрицы и другие рифолюбы. В рифовых известняках с. Зейта даже сохранились единичные зубы акул. Биогенные компоненты сцементированы микро-мелкозернистым карбонатом кальция, иногда в отдельных частях рифов с примесью гидроокислов железа. В рифовых телах встре-

Результаты химического анализа пород верхнего эоцена

№ п/п	№ пробы	Название породы	Результаты химического анализа пород верхнего эоцена																	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	BaO	SiO	H ₂ O+	ппп	P ₂ O ₅	CO ₂	общ.	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	3019	Известняк биогенный рифовый	4,94	—	0,17	1,17	0,93	—	49,70	0,55	0,02	—	0,08	0,41	0,39	40,25	—	0,17	0,07	99,33
2	3022	— " — " —	0,75	—	0,77	—	0,70	—	52,71	4,50	0,03	—	—	0,31	0,39	39,21	—	0,20	0,02	99,56
3	3525	— " — " —	5,26	—	1,12	0,54	0,43	—	49,31	0,52	—	—	0,04	0,31	0,34	41,95	—	0,65	0,22	100,69
4	3529	— " — " —	4,03	—	—	2,12	0,86	—	50,33	0,62	—	—	0,06	0,14	0,34	40,64	0,12	0,12	0,05	99,33
5	3503	— " — " —	1,36	—	—	1,21	0,57	—	53,08	1,55	0,04	—	0,12	1,12	0,39	39,22	0,51	0,17	0,04	99,03
6	12240	— " — " —	0,83	сл.	0,64	0,18	—	—	54,30	сл.	сл.	0,45	—	—	—	43,50	1,25	—	—	100,26
7	2342	Известняк органогенно-детритовый	7,14	0,09	1,01	2,40	—	0,07	49,33	0,99	—	—	0,19	39,25	—	—	—	—	0,32	100,68
8	12239	Песчаник	43,68	0,75	15,1	7,46	—	—	12,76	3,02	сл.	сл.	—	10,10	—	—	—	0,56	—	4,65
9	12241	Туфопесчаник	49,00	0,50	10,91	7,46	—	—	10,00	1,64	сл.	сл.	—	17,56	—	—	—	1,03	—	0,47

чаются участки, почти полностью представленные перекристаллизованным кальцитом, редко—целестином. Отметим, что больше всех перекристаллизируются коралловые образования, а меньше других—вероятно водоросли.

Иммерсионным методом в минеральном составе рифовых известняков установлены (кроме породообразующего кальцита): кварц, плагиоклазы, пирит, лимонит, магнетит, авгит, барит-целестин, биотит, эпидот, обыкновенная и базальтическая роговая обманка. Содержание барит-целестина, авгита, биотита, амфиболов в рифовых банках и во внутреннем вале резко увеличивается, а содержание пирита уменьшается.

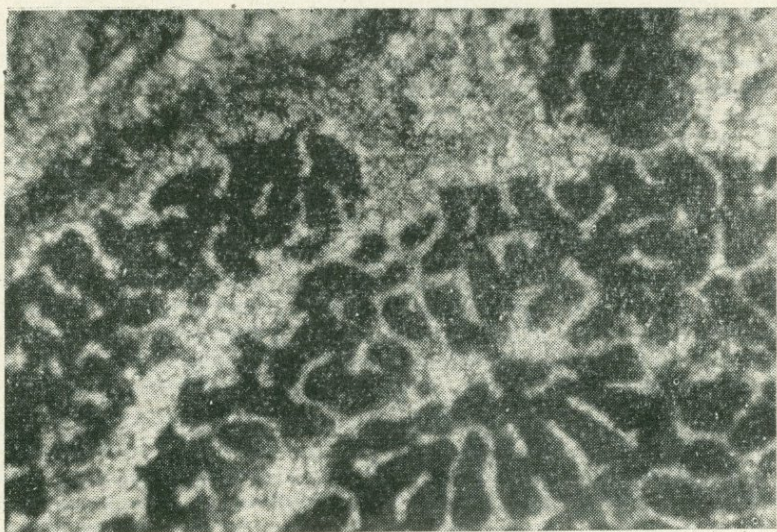


Рис. 19. Коралловый известняк, шлиф, х 30, с анализаторами.

В рифовых известняках спектральными анализами установлены следующие элементы: Ca > 10; Mg — 1—5,6; Fe — 0,32—5,6; Si — 0,24—5,6; Al — 0,1—5,6; Na, K, Ti, Mn — 0,01—0,56; Sr — 0,013—3,2; Ba — 0,003—1; Ni, Cr, Zr, Cu, Li — 0,0001—0,0024%.

Результаты химических анализов рифовых известняков приведены в табл. 2. Результаты анализов показывают, что рифовые известняки исследованного района низкомагнезиальные, где содержание MgO часто составляет 0,5—0,6% и только в одном образце—4,5%. Известняки характеризуются незначительными содержаниями SiO₂ (от 0,75 до 5,26%), щелочей, окислов железа, алюминия и фосфора. В некоторых пробах обнаружены окислы стронция — 0,45—4,0%.

III. Рудоносность бассейна р. Арпа

Бассейн р. Арпа характеризуется широким распространением полиметаллической, свинцово-цинковой, свинцово-сурьмяной жильной минерализации. Известные многочисленные медно-молибденовые и молибденовые проявления небольшие по масштабу и в металлогении района играют подчиненную роль.

Ниже приводится описание месторождений и рудопроявлений бассейна р. Арпа по выделенным структурным зонам с северо-востока на юго-запад.

1. Месторождения и рудопроявления Варденис-Джермукской зоны

Варденис-Джермукская зона протягивается от района курорта Джермук к верховьям р. Арпа и ее притока—Ехегис, охватывая отрезок Арзакан-Хуступ-Гиратахского разлома. К этой зоне приурочены вулканы Мурад-сар, Качал-сар, Гейсар, выходы интрузивных и субвулканических тел (Зиракский, Кечутский, Варденисский, Вагашенский). Вдоль зоны, и в особенности ее СЗ и ЮВ частях, широко развиты миоплиоценовые и эоценовые вулканогенные образования (эффузивы андезит-дацит-липаритовой формации при значительной роли экструзивной фации липаритов и липарито-дацитов). Все эти породы в результате тектонических подвижек и метасоматических процессов интенсивно раздроблены, местами сильно гидротермально изменены, обуславливая этим самым широкое развитие лавобрекчий и вторичных кварцитов. Среди последних выделяются: кварц-серицит-каолинит-рутил-гидроокислы железа; кварц-каолинит-алунит-рутил-гидроокислы железа; карбонат-хлорит-магнетит и другие парагенезисы.

Почти на всем продолжении зоны и в особенности в ее юго-западной части вторичные кварциты сопровождаются аргиллитизацией с участками каолинизированных и алунитизированных пород. Значительное развитие имеет карбонат-каолинит-цеолитовая фация пропицитов со значительной ролью вкрапленного пирита. В целом для вторичных кварцитов зоны характерна вкрапленная пиритизация; в результате окисления пирита образовались гидроокислы железа, придающие породам заохренный облик.

Вся центральная часть зоны покрыта четвертичными андезито-базальтовыми лавами. К этой зоне приурочены проявления молибдена (Варденис, Мурад-сар), полиметаллов (Гедыкванк, Джермук) и золота (Капут-сар).

В крайней северо-западной части Джермук-Вардениской зоны расположено Вардениское рудное поле, которое охватывает верховья р. Ехегис. Ближайший населенный пункт—с. Котурванк находится в 8—9 км к юго-западу от рудного поля.

В геологическом строении рудного поля Вардениского месторождения принимают участие эффузивы андезит-дацит-липаритового состава (плагноклазовые, пироксеновые, роговообманковые порфиры, их пирокластиты—лавобрекчии, туфокогломераты, туффиты и др.) среднеэоценового и мио-плиоценового возраста. В рудном поле значительное развитие имеют также липарито-дацитовые субвулканические интрузии (Пиджян, 1975). А. А. Харитова и др. считают, что здесь среднеэоценовые породы прорываются интрузиями гранодиоритового состава и дайками порфиритов и кварц-порфиром. Наши исследования показали, что развитые в пределах рудного поля секущие тела магматических пород представлены главным образом типичными *экструзивными* телами, вдоль контактов которых с лавобрекчиями на участках развития вторичных кварцитов проявлено молибденовое оруденение. Рудовмещающие породы слагают ядро антиклинальной складки северо-восточного простирания.

С северо-востока и юго-запада рудное поле ограничено разломами северо-западного простирания. Падение зон юго-западное—50—60°. Сопряженные с этими разломами трещины имеют северное, северо-восточное, северо-западное простирание. Они разделяют рудное поле на несколько блоков, отличающихся друг от друга степенью своей рудоносности. Структуры представляют собой главным образом трещины отдельности, направление которых в большинстве случаев северное, северо-западное. Оруденение представлено вкрапленностью и прожилками молибденита, развитыми в зоне гидротермально измененных пород в виде штокверка северо-западного простирания с падением на юго-запад.

Рудное поле объединяет два пространственно обособленных участка—Центральный и Южный.

Центральный участок представлен мощной (шириной до 1,5 км) зоной сильно измененных (местами до стадии вторичных кварцитов) минерализованных пород северо-западного простирания. Протяженность зоны более 3 км, глубина распространения порядка 200—250 м. Несмотря на большие масштабы гидротермально измененных пород, оруденение в пределах рудного поля сколько-нибудь значительных скоплений не образует. Содержание молибдена в целом по зоне ниже—0,02%, хотя местами, на основании результатов химических анализов, выделяются небольшие участки с более высоким содержанием молибдена. На таких участках оруденение представлено тончайшими молибденитовыми и кварц-молибденитовыми прожилками и мельчайшей вкрап-

ленностью молибденита, приуроченными к интенсивно окварцованным породам.

Южный участок расположен к юго-западу от Центрального участка и представлен зоной гидротермально сильно измененных пород с вкрапленностью и тончайшими прожилками молибденита.

В таких частях зоны содержание молибдена достигает 0,03%, а в целом по зоне оно ниже—0,01%.

Полевые наблюдения и детальные микроскопические исследования показывают, что молибденовое оруденение повсеместно представлено кварц-молибденитовой ассоциацией, которая особенно интенсивно проявлена на Центральном участке. Здесь молибденит образует тончайшую вкрапленность среди сильно измененных порфиритов. На фоне последних выделяются сравнительно более интенсивно минерализованные участки (подзоны) мощностью 5—7 м, которые прослеживаются от 250 до 700 м. В большинстве случаев эти участки соответствуют выходам интенсивно брекчированных, переработанных до стадии вторичных кварцитов субвулканических тел липарито-дацитов. Здесь молибденит обычно развивается по зальбандам тонких прожилков, центральная часть которых сложена кварцем и редкими вкрапленниками пирита. Характерной особенностью молибденитовых руд Варденисского рудного поля является исключительно высокая ренийность (табл. 3). В сравнительно бедных молибденом (0,004%) рудах содержание рения местами достигает 0,019%. В молибденитовых концентратах с содержанием молибдена от 6 до 20% содержание рения достигает 0,54%. В мономинеральной пробе молибденита концентрация рения составляет 1,88% (Фарамазян, 1961). При этом в отличие от молибденита из других месторождений Армении в отдельных пробах рядовой молибденитовой руды содержание рения выше, чем молибдена, что дало основание предполагать о наличии здесь других носителей рения или его собственного минерала (И. Г. Магакьян, Г. О. Пиджян, А. С. Фарамазян, А. Г. Акопян).

Таблица 3

Содержание молибдена и рения в рудах Варденисского месторождения

Наименование пробы	Содержание, %		Примечание
	Mo	Re	
Молибденовая руда	0,004	0,019	Данные А. Г. Акопяна
Молибденовая руда	0,007	0,019	
Богатая молибденовая руда	0,02	0,034	

Местами на Центральном участке среди сравнительно интенсивно минерализованных молибденитом зон проявлена медномышьяковая минерализация, которая в виде маломощных про-

жилков и быстро выклинивающихся тел и зон северо-восточного простираения, наложена на зону молибденитового оруденения. Протяженность медно-мышьяковой минерализованной зоны—30—50 м, падение на юго-восток. Главнейшими рудными минералами являются энаргит, теннантит, халькозин (гипогенный), халькопирит. В небольшом количестве встречаются также люцит, борнит (гипогенный), висмутин, тетрадимит, самородное золото, серебро, а также германиевые минералы, представляющие собой своеобразные разновидности германита и реньерита. В пределах Южного участка, в его юго-восточной части проявлена полиметаллическая минерализация, которая приурочена к сбросу северо-западного простираения. Оруденение представлено тонкими полисульфидными прожилками с кварц-карбонатной жильной массой. Рудные тела по простираению прослеживаются до 80—100 м. Рудные минералы образуют неравномерную вкрапленность, или гнездообразные скопления, сложенные в одном случае галенитом и сфалеритом, в другом—халькопиритом, блеклой рудой, халькозином, пиритом. Полиметаллические руды участка характеризуются повышенными содержаниями теллура, германия, галлия и др. элементов (табл. 4, 5). Очень часто эти руды пересекаются кварц-карбонатными прожилками и пересекают кварц-пиритовые или кварц-карбонат-пиритовые прожилки. Возраст рудовмещающих пород, пространственная приуроченность оруденения к экстрюзиям липаритодацитов, особенности минерального состава, геохимии руд и структуры Варденисского рудного поля дали основание Г. О. Пиджяну и А. Г. Акопяну связывать оруденение с магматическим очагом дацитовых экстрюзий миоплиоценового возраста.

**Соганлинское (Гедыкванское)
полиметаллическое проявление**

К юго-востоку от Варденисского рудного поля, в 6 км к северо-востоку от с. Гедыкванк (Котурванк), в ущелье правого притока р. Ехегис-Соганлу, на высоте 2500 м над ур. моря расположено Соганлинское проявление. Здесь еще в 1953 г. А. А. Асатрян на площади 2—2,5 кв. км были установлены 22 полиметаллические жилы мощностью от 0,1 до 0,6 м. Простираение жил юго-западное и северо-западное, падение соответственно на СВ и ЮВ под углом 60—80°.

Жилы заполнены кварц-карбонатной массой с вкрапленностью, гнездами или массивными скоплениями пирита, галенита, сфалерита, халькопирита. В небольшом количестве в составе руд установлены также блеклая руда, молибденит (единичные чешуйки) и халькозин. Содержание цинка в рудных жилах (штуфные породы) колеблется в пределах от следов до 6%, меди—до 1%, свинца—до 10%. Оруденение приурочено к гидротермально измененным вулканогенным породам миоплиоценового и среднеэоценового возрастов. Последние прорваны небольшими выхода-

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в рудах различных стадий минерализации
Варденинского рудного поля (по данным химических, пробирных и
спектральных анализов).

Стадии минерализации	Элементы и их содержания						
	Au, г/т	Ag, г/т	Bi, %	Se, %	Te, %	Ge, %	Re, %
Кварц-пиритовая	не обн.—1,2	0,5—20	0,0006—0,0016	0,0008—0,0011	сл.—0,0008	не обн. (3)	не опр.
	0,6 (3)	13 (3)	0,0010 (3)	0,0009 (3)	0,0004 (3)		
Кварц-молибденитовая	не обн.—0,5	3—18	не обн.—0,0008	0,001—0,0013	не обн.—0,001	0,0001—0,0003	0,00005—0,034
	0,2 (4)	9 (3)	0,0004 (4)	0,0011 (4)	0,0008 (4)	0,0002 (4)	9
Медно-мышьяковая	10—30	10—100	0,0011—0,0024	0,002—0,0024	0,0011—0,0020	0,001—0,01	не опр.
	17 (3)	40(3)	0,0017 (3)	0,0022 (2)	0,0015 (2)	0,005 (3)	
Полиметаллическая	0,5—8,6	30—300	0,0012—0,0031	0,0016—0,0027	0,0015—0,0027	0,0001—0,0007	не опр.
	4,3 (6)	120 (6)	0,0021 (4)	0,002 (4)	0,0021 (4)	0,0005 (3)	

Примечания. В числителе пределы содержания, в знаменателе—средние содержания;
количество проанализированных проб указано в скобках.

Химические и спектральные анализы по данным Г. О. Пиджяна, А. И. Карапетяна и А. Г. Акопяна.

Содержание элементов-примесей в главнейших рудообразующих минералах Варденисского рудного поля (по данным химических и приближенно-количественных спектральных анализов)

Минералы	Элементы и их содержания, %					
	Re	Se	Te	Bi	Ag	Cd
Галенит	0,0001—0,0003	0,006—0,01	0,004—0,012	0,006—0,016	0,008—0,046	0,01—0,02
Сфалерит	0,002	0,0007	0,007	0,01	0,026	0,015
	не опр.	не обн.—0,004	0,002—0,01	0,001—0,008	0,0026—0,0054	0,15—0,21
Пирит I ген.	не опр.	0,001	0,006	0,0035	0,0036	0,17
		0,002—0,0078	0,002—0,004	0,002—0,01	не обн.—0,0048	не обн.
Пирит II ген.	0,0001—0,0002	0,005	0,003	0,006	0,0024	не обн.
		0,004—0,006	0,002	не обн.	0,001	не обн.
Пирит III ген.	не обн.	0,00015	0,005	не обн.—0,0046	не обн.—0,0046	не обн.
		0,002—0,01	0,001—0,013	0,008	0,0015	не обн.
Блеклая руда	0,0002—0,0003	0,003—0,006	0,004—0,01	0,0025—0,016	0,085—0,2	0,003—0,001
		0,00025	0,004	0,008	0,007	0,131
Халькопирит I ген.	0,00005—0,0002	0,008—0,012	0,006	0,005—0,013	0,01—0,015	0,003—0,005
		0,00012	0,01	0,009	0,012	0,004
Халькопирит II ген.	не обн.—0,0001	0,004—0,006	0,006—0,012	0,007—0,008	0,008—0,046	0,003—0,010
		0,00009	0,005	0,008	0,0075	0,026
Молибденит	1,88	—	—	—	—	—
Молибдени то- вый концентрат	0,02—0,94	—	—	—	—	—

Примечания. В числителе—средние содержания; в знаменателе—пределы содержания; в скобках—количество проб. Таблица составлена по данным Г. О. Пиджяна, А. И. Карапетяна, А. Г. Ақояна, И. Г. Магакьяна и А. С. Фарамазяна.

ми гранодиоритов, которые также гидротермально сильно изменены.

Мурадсарское проявление молибдена

Оруденение представлено прожилками кварц-молибденит-пирит-халькопиритового и кварц-галенит-сфалерит-пирит-халькопиритового состава с блеклой рудой и молибденитом, развитыми среди гидротермально измененных (серицитизированных, каолинизированных, пиритизированных, окварцованных) пород, которые полосой в 1,5 км прослеживаются на несколько километров. Северо-западная часть рудоносной зоны сравнительно богата молибденом. По данным бороздового опробования, содержание молибдена колеблется в пределах от 0,005 до 0,027% (данные С. А. Сулейманяна и В. А. Арутюняна). Общая заряженность зоны молибденом существенно сказывается также и на минеральных источниках, в которых содержание молибдена достигает 0,766 мг/л. В геологическом строении принимают участие миоплиоценовые и частично среднеэоценовые вулканогенные породы (порфириды, их туфы, туфобрекчии, туффиты и др.), которые гидротермально интенсивно переработаны и местами минерализованы. Молибденовая минерализация развита также среди измененных, раздробленных интрузивных пород гранодиоритового, граносиенитового и сиенито-диоритового состава. Перспективы месторождения ограничены.

Капутсарское проявление золото-кварцевых руд

Рудопроявление приурочено к юго-западной части Варденис-Джермукской рудоносной зоны. Здесь в 1,5 км к северо-западу от с. Кечут, на абсолютной высоте около 2500 м в 1955 г. А. А. Асатрянном выявлено около трех десятков кварцевых жил северо-восточного, близмеридионального и северо-западного простирания. Рудовмещающие породы представлены туффитами, туфобрекчиями, порфиридами среднеэоценового возраста и прорывающими их гранодиоритами. На участках развития рудных жил эти породы подвергнуты кварц-серицитовому метасоматозу, раздроблены, местами интенсивно пиритизированы. Жилы в большинстве случаев крутопадающие (80—85°), некоторые из них прослеживаются на 200 м, редко 1400 м. Мощность жил также колеблется в больших пределах: от 25—30 см до 6,5 м. Они убогосульфидные, на поверхности местами почти лишены рудных минералов, с глубиной в жильной массе встречаются вкрапленники и небольшие гнезда, сложенные галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, висмутином. Химическими и пробирными анализами в жилах установлены: свинец—до 1,2, цинк—0,9,

медь—0,6, молибден—0,001%. В жилах среднее содержание золота составляет 0,13, серебра—1,2 г/т. В жиле 2 среднее содержание золота составляет 0,3, серебра—8,6 г/т.

Расположение золотоносных кварцевых жил в экзоконтактовых вулканогенных и в самих интрузивных породах дало основание исследователям оруденение связывать с верхнетретичными гранитоидными интрузиями. Рудопроявление изучено недостаточно, необходимо провести поисково-разведочные работы с целью выяснения перспектив глубоких горизонтов.

Джермукское полиметаллическое проявление

На контакте Джермукской интрузии с порфиритами, туфами, туффитами среднеэоценового возраста среди гидротермально сильно измененных, пиритизированных пород проявлена убогая полиметаллическая минерализация в виде вкрапленников и невыдержанных прожилков. В минеральном составе руд присутствуют галенит, сфалерит, в небольшом количестве встречаются также халькопирит, блеклая руда, очень редко молибденит. Рудопроявление изучено недостаточно.

2. Караглух-Гюмушханская зона

Зона является юго-западной границей Анкаван-Зангезурской шовной геосинклинали (по А. А. Габриеляну). К ней приурочены вулканические конуса Дали-тапа, Джилар, многочисленные выходы гиабиссальных интрузий габбро-монзонит-сиенитовой формации (Гюмушханская, Газминская, Ехегисская) и ряд месторождений и проявлений полиметаллических руд (Газма, Гюмушхана). Вдоль зоны широко развиты корни излияния эоценовых эффузивов, представленных преимущественно известково-щелочными породами андезитовой формации. Здесь встречаются также дайкообразные и другие секущие тела диабазовых порфиритов и андезитов (андезито-дациты).

Рудоносную зону слагают главным образом среднеэоценовые порфириты различного состава (плагноклазовые, пироксен-амфиболовые, роговообманковые, авгитовые). В пределах юго-восточной и северо-западной частей зоны развиты кристаллические туфы, туффиты, а в центральной части—глинисто-песчанкские сланцы, туфо-конгломераты, туфобрекчии, лавобрекчии андезитовых порфиритов. Осадочные породы представлены известняками, песчаниками, алевролитами. Все они в центральной части зоны перекрыты четвертичными андезито-базальтовыми лавами вулкана Вайоцсар (Далик). Породы эоценового возраста вдоль зоны и в особенности присводовой части антиклинальных

складок подвергнуты дизъюнктивным дислокациям, которые носят главным образом сбросо-сдвиговый характер и контролируют участки распространения жильных, гидротермально измененных пород, кварц-сульфидных жил и прожилково-вкрапленных зон. Рудопроявления Караглух-Гюмушханской зоны концентрированы главным образом в пределах двух рудных полей—Гюмушханского и Газминского. К этой зоне приурочен также ряд небольших проявлений—Ехегисское, Терпское (полиметаллические), Кармрашенское, Кабахлинское (марганцевые).

Ехегисское полиметаллическое проявление

Рудопоявление приурочено к северо-западной части Караглух-Гюмушханской зоны, охватывая участок присводовой половины юго-западного пологопадающего крыла Тексарской антиклинали. Широко развиты здесь вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднеэоценового возраста (порфириды, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты) смещены сбросо-сдвиговыми нарушениями северо-западного простирания, которые контролируют оруденение, представленное прожилками, небольшими гнездами, линзами и вкрапленностью. Рудовмещающие породы интенсивно раздроблены и брекчированы. Они прослеживаются на 60—70 м при мощности 40—50 м. В минеральном составе руд принимают участие главным образом галенит, сфалерит и пирит. Встречаются также халькопирит, борнит, блеклые руды, сульфосоли. По данным бороздового опробования (из канав и короткометражной штольни), содержание свинца местами достигает 6—7, цинка—16—17, меди—0,2—0,3%. Во многих пробах содержание этих элементов значительно ниже и в среднем не превышает десятые доли процента.

Гостунское полиметаллическое проявление

Расположено в 1,5 км к юго-востоку от Ехегисского проявления, на левом борту ущелья р. Ехегис. Оруденение представлено двумя кварц-сульфидными жилами (мощностью до 80 см) северо-западного простирания. Развита она среди зон раздробленных, перемятых, заохренных пород. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, образующими тонкую вкрапленность и небольшие гнезда среди серого кварца. В целом содержание металлов в жилах очень низкое (сотые доли процента). Перспективы рудопоявления ограниченные.

Газминское полиметаллическое месторождение

Полиметаллические руды г. Тексар были известны издавна. Первые геологоразведочные работы здесь проводились с 1925 по 1928 гг. С. Е. Айвазовым, а затем А. В. Кржечковским (1931); в

результате этих работ выявлены двадцать рудных жил и зона прожилково-вкрапленного оруденения и составлена схематическая геологическая карта М 1:4 000 на площади 1,2 кв. км. В 1945 г. месторождение было осмотрено И. Г. Магакьяном, который считал, что оно заслуживает изучения и разведки. Разведочные работы и изучение месторождения проводились в период с 1950 по 1964 гг. большим коллективом геологов, среди которых необходимо отметить Г. О. Григоряна, М. А. Саркисяна, Н. Д. Хачатряна, М. Е. Мнацаканяна, К. М. Аристакесяна и др. В пределах месторождения установлено 135 рудных жил и три зоны прожилково-вкрапленного оруденения. Вопросы минералогии и геохимии руд освещены в работах Н. С. Хачатряна, В. Е. Гогиняна, В. О. Пароникяна, Ш. О. Амиряна, А. Г. Акопяна и др.

Рудное поле Газминского месторождения расположено в северо-западной части Караглух-Гюмушханской зоны, в 25—30 км к северу от районного центра Ехегнадзор, на абсолютной отметке 2300—2500 м. Охватывает оно присводовую часть юго-западного, сравнительно пологопадающего крыла Тексарской антиклинали. В рудном поле развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена, представленные порфиритами, агломератовыми, витрокластическими и др. туфами, туффитами, туфоконгломератами, туфобрекчиями лавобрекчиями андезитовых порфиритов. Породы этого возраста прорываются небольшими гипабиссальными интрузиями сиенито-диорит-граносиенит-гранитовой серии, представленные дайкообразными телами диорит-порфиритов, сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, дайками гранит-порфиоров, диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиоров, лампрофиоров. Эти породы в пределах рудного поля смещены дизъюнктивными нарушениями преимущественно сбросо-сдвигового характера, которые контролируют полиметаллическую минерализацию; многие из этих нарушений одновременно контролируют внедрение дайкообразных тел, свидетельствуя о едином плане тектонических деформаций в течение длительного периода времени, начиная от прединтрузивного этапа до гидротермального и пострудного включительно.

Рудное поле Газминского месторождения объединяет ряд участков полиметаллического (Центральный Газминский, Корекидзорский, Арчидзорский, Казандурмаский, Вернашенский и др.) и медно-молибденово-полиметаллического оруденения (группа Прошибердских рудопоявлений—участки Матур, Гладзорибина, Гюли-ванк, «Новый», Прошиберд и др.). Участки Центральный и Кореки-дзор слагают собственно Газминское месторождение.

Центральный участок охватывает крайнюю северную часть рудного поля (рис. 20), что соответствует присводовой части Тексарской антиклинали. Участок площадью 2 кв. км расположен на СВ склонах г. Тексар, в верховьях ущелья Гендара, на абсолютных отметках 2500—2800 м. На участке выявлено 48 рудных жил

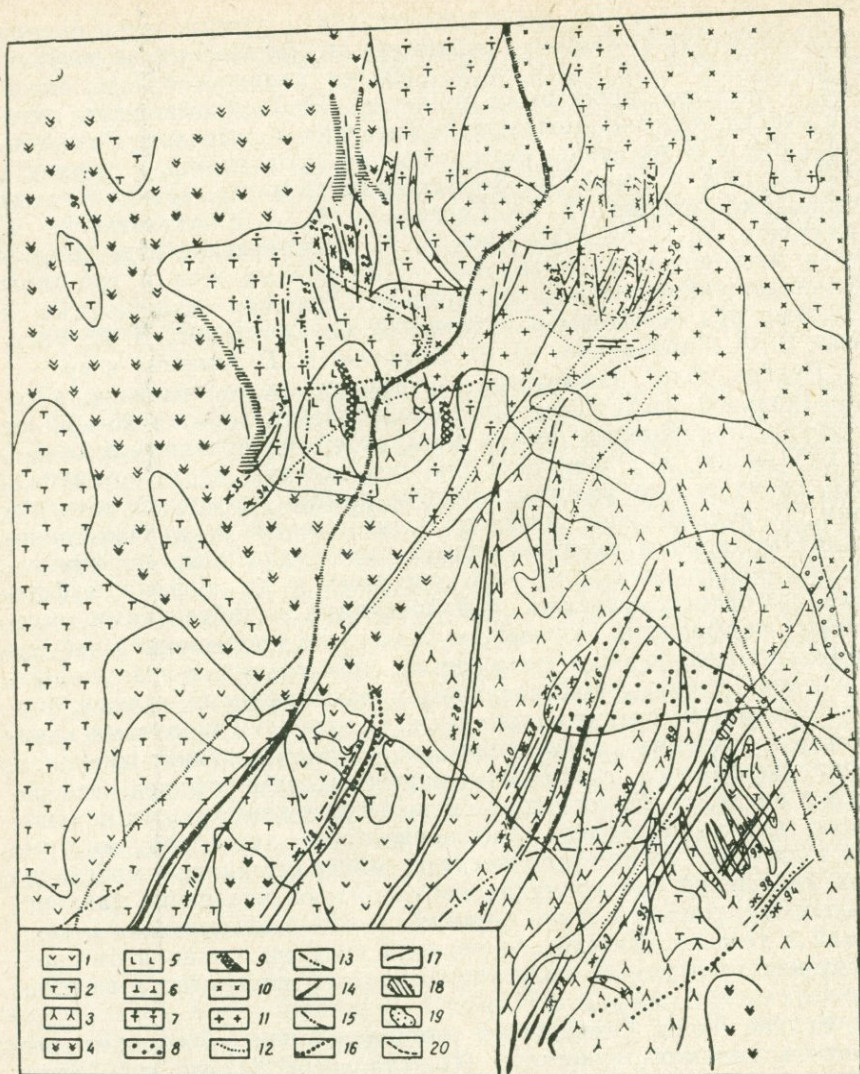


Рис. 20. Схематическая геологическая карта Газминского полиметаллического месторождения (составлена по данным В. Е. Гогиняна, Г. С. Авакяна, М. Е. Мнацаканяна и др.). 1—7—средний эоцен: 1—порфиры пироксеновые; 2—агломератовые туфы; 3—туффиты; 4—туфопесчаники; 5—туфогенные кварцевые алевролиты; 6—туфогенные песчаники ожелезненные; 7—туфогенные песчаники пелитизированные; 8—окварцованные туфоалевролиты; 9—скарнированные породы; 10—кварцевые диориты; 11—гранодиориты; 12—лампрофиты; 13—гранодиорит-порфиры; 14—диорит-порфиры; 15—диорит порфиры измененные; 16—диорит порфиры роговообманковые; 17—рудные жилы; 18—зоны прожилково-вкрапленного оруденения (Pb, Zn); 19—зоны прожилково-вкрапленного титана, Мо; 20—тектонические нарушения.

и прожилково-вкрапленные зоны преимущественно полиметаллического, пиритового, реже свинцово-цинкового и молибденового оруденения. Жилы, как правило, крутопадающие, северо-восточного—близмеридионального простирания. Залегают они обычно в вулканогенных породах, редко переходят в интрузивные породы. Мощность жил в большинстве случаев колеблется в пределах 0,4—1,0 м, в раздувах—3,5 м, протяженность—от 20 до 400 м, редко до 2 км. Многие жилы прослежены до глубины 200—300 м.

В жилах рудные минералы образуют гнездообразные скопления, прожилки, вкрапленность, которые имеют крайне неравномерное распределение. Богатые сульфидами участки нередко чередуются с интервалами, сложенными целиком из жильных минералов. В соответствии с этим содержание металлов варьирует в больших пределах: от следов до десятков процентов. Главные рудные минералы участка—галенит и сфалерит очень часто ассоциируются с пиритом, халькопиритом, блеклой рудой. В небольшом количестве встречаются также марказит, пирротин, арсенопирит, борнит, бурнонит, геокронит, буланжерит, айкинит, матильдит, теллурувисмутит, алтаит, гессит, аргентит, самородное серебро и др. Из жильных минералов—кварц, кальцит, барит и гипс.

Прожилково-вкрапленный тип проявлен сравнительно слабо. Представляет определенный интерес зона медно-молибденового оруденения в восточной части участка, в 20 м выше слияния двух притоков р. Гендара. Общая площадь оруденения 100—120 кв. м. В пределах зоны, среди измененных кварцевых диоритов развиты тонкие (0,2—0,3 см) кварц-халькопирит-молибденитовые прожилки (в количестве 10 шт.) северо-восточного простирания, в которых установлены: молибден—0,18, медь—0,08%. Рудообразовательный процесс имеет многостадийный характер и происходил в течение 4—5 стадий: кварц-пиритовой, кварц-халькопирит-молибденитовой, полиметаллической, безрудной кварц-карбонатной (Пароникян, 1962). Кроме того, А. Г. Акоюн (1967) здесь выделяет также сфалерит-галенитовую стадию минерализации.

Участок Кореки-дзор является южным и юго-восточным продолжением Центрального участка. Здесь на площади 1,5 кв. км на абсолютных отметках 2300—2650 м среди плотных, эпидотизированных, местами пелитизированных туфогенных пород, алевропелитовых и песчано-алевролитовых туффигов, гранодиоритов выявлено 30 рудных жил, которые пространственно тесно ассоциируются с дайками гранодиорит-порфиоров и в особенности лампрофиров.

Оруденение представлено главным образом полиметаллическими, частично свинцово-цинковыми жилами с хорошо выраженными зальбандами и весьма выдержанными элементами залегания. Простирание жил в большинстве случаев меридиональное, в меньшей мере—северо-западное, падение—на запад-северо-запад. В своей основной массе рудные жилы развиты в вулкано-

генных породах и частично переходят в интрузивные породы. При этом элементы залегания жил почти совершенно не меняются. Рудные жилы характеризуются близкой ориентированностью с дайками лампрофиров. Часто жилы развиваются по лежащим контактам даек и сопровождаются полосой тектонической глины. Местами тектонические нарушения, смещая лампрофировые дайки и рудные жилы, подвергают их интенсивному дроблению и перемятию вмещающих пород. Вдоль таких нарушений образуются многочисленные трещины, выполненные глинистым уплотненным веществом и перетертыми обломками пород и руд. В целом эти изменения рудовмещающих пород являются суммарным результатом тектонических подвижек, имевших место от доинтрузивного и прерудного до пострудного этапа включительно. Тектонические подвижки дорудных этапов в пределах участка привели к формированию зон дробления и интенсивной трещиноватости северо-западного простирания, контролирующей внедрение многих даек и регионально проявленную кварц-пиритовую минерализацию. В результате последующих тектонических подвижек образовались ослабленные зоны и трещины отрыва близ меридионального и северо-восточного простирания; большинство из которых в настоящее время заполнены рудными жилами. Изучение текстурных особенностей рудных жил дает основание заключить о многостадийном характере их формирования. Унаследованность и многократное приоткрывание рудовмещающих трещин обуславливают образование сложных гетерогенных жил. В целом в рудообразовательном процессе выделяются кварц-пиритовая, полиметаллическая, свинцово-цинковая, карбонатная и баритовая стадии минерализации.

Кроме того, местами на контакте гранодиоритов развиты гранатовые и гранат-эпидотовые скарны с вкрапленностью, прожилками и небольшими гнездобразными скоплениями пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и редко молибденита.

Участок Арчи-дзор. В непосредственной близости от Корекидзорского участка к западу-юго-западу от него, на площади порядка 2 кв. км выявлено 17 рудных жил, преимущественно полиметаллического состава. Простирание жил близмеридиональное северо-восточное, падение—западное, северо-западное, угол падения 70—80°. Мощность жил 0,3—1,4 м. Стадийность развития процесса рудообразования аналогична Корекидзорскому участку. А. Г. Акопян выделяет также кальцит-галенитовую стадию минерализации, что на наш взгляд малообосновано. В минеральном составе руд кроме главных рудообразующих минералов принимают участие арсенопирит, молибденит, блеклая руда, айкинит, матильдит, бурнонит, геокронит, буланжерит, аргентит, самородное золото и самородное серебро.

Участок Казан-дурмаз расположен в 1 км к западу от Газминского участка, на северо-западных склонах г. Тексар, на абсолютных отметках 2400—2700 м. Здесь на площади 1,5 кв. км

выявлено 10 полиметаллических жил северо-западного, близмеридионального простирания. Падение жил, в отличие от других участков, юго-восточное, мощность до 40—50 см. Прослежены они на 80—120 м. Рудовмещающие породы представлены туффидами и гранодиоритами, которые гидротермально сильно изменены. В отношении минерального состава и геохимических особенностей руды участка идентичны с рудами вышеописанных участков.

Северо-восточный участок расположен в 1 км к СВ от Центрального участка, на северных склонах г. Качал, в пределах участка установлено всего 9 рудных жил, которые охватывают площадь порядка 0,5 кв. км, на абсолютных отметках 2500—2600 м. Этот участок вместе с описанными выше участками составляет одно единое рудное поле, примыкающее к г. Тексар. Многие рудные жилы (5, 28 и др.) протягиваются с одного участка в другой, свидетельствуя о пространственном и генетическом единстве всех участков.

Прошибердская группа медно-молибденово-полиметаллических проявлений

В 1,5—1,7 км к западу и юго-западу от Газминского полиметаллического месторождения на северном, северо-восточном, западном, юго-западном склонах г. Прошиберд проявлена сравнительно слабая полиметаллическая и медно-молибденовая минерализация, представленная главным образом маломощными рудными жилами и прожилково-вкрапленными зонами. Выделяются пять пространственно обособленных участков, которые наряду со сходством, характеризуются некоторыми индивидуальными особенностями.

Участок Прошиберд. К северу и северо-востоку от г. Прошиберд, среди вулканогенных пород эоцена выявлены три зоны раздробленных, гидротермально измененных, окварцованных, слабооборуденных пород мощностью 0,5—1,5 м. Рудная минерализация представлена маломощными жилами (до 30 см), прожилками и вкрапленностью пирита, молибденита, галенита, сфалерита с незначительной ролью халькопирита и сульфосолей.

По данным бороздового опробования содержание металлов в рудных зонах колеблется в пределах: медь—от следов до 0,07, молибден—не обн.—0,02, свинец—следы—0,3, цинк—следы—1,2%.

Результаты химических анализов руд и мономинеральных фракций молибденита показывают на значительную обогащенность их рением (табл. 6). Из других элементов-примесей определенный интерес представляют селен, теллур. Содержание золота, серебра, висмута в рудах очень низкое.

Участок Гюли-ванк представлен слабоминерализованными зонами, прослеживающимися от западных склонов горы Проши-

Содержание молибдена, рения, селена и теллура в рудах и минералах

Наименование пробы	Элементы и их содержание, %			
	Mo	Re	Se	Te
Молибденитовая руда	1,85	0,014	—	—
— " —	0,82	0,011	сл.	сл.
Молибденит	55,94	0,43	0,035	0,004
— " —	56,82	0,30	—	—
Пирит	0,02	0,0006	0,005	0,004
— " —	0,03	0,0005	—	—

берд до развалин с. Гюли-ванк. Рудные минералы образуют прожилки и тонкую вкрапленность аналогичного с предыдущим участком качественно-минерального состава. Пробы, отобранные из естественных обнажений и поверхностных горных выработок, показывают сотые доли процента меди, цинка и тысячные доли процента молибдена.

Участок «Новый». К юго-западу от участка Гюли-ванк, в приконтактной полосе гранодиоритов и среднеэоценовых туфогенных пород проявлена слабоминерализованная зона, в которой содержание меди, свинца и цинка достигает сотых, реже десятых долей процента, молибдена—тысячных, реже сотых долей процента.

Участок Матур. Южнее г. Прошиберд, в среднем течении р. Казандурмаз, среди сильно измененных гранодиоритов выявлено несколько маломощных (5—35 см) кварц-сульфидных жил северо-западного — близмеридионального простирания (340—355°). Протяженность жил 15—20 м, реже 80—100 м. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, в небольшом количестве присутствуют также молибденит, халькопирит и сульфосоли. По данным бороздового опробования, сравнительно высокие концентрации образуют: свинец—до 2,5, цинк—до 1,8%. Содержания меди и молибдена обычно очень низкие: от следов до тысячных, реже сотых долей процента.

Участок Гладзори-бина. В нижнем течении р. Казандурмаз, на небольшом удалении от участка Матур, среди ороговикованных туффитов, и в особенности гранодиоритов, проявлена рудная минерализация в виде маломощных (10—15 см) кварц-сульфидных жил северо-западного (320—350°) простирания и вкрапленности сфалерита, галенита, пирита, халькопирита и примазков молибденита. Количество рудных минералов в жильной массе обычно небольшое. Рудные минералы образуют небольшие скопления в виде гнезд и вкрапленников в кварце. Анализы проб, отобранных из различных участков жил, показывают: свинец—от следов до 1,5, цинк—0,001—1,2, медь—0,001—0,3, молибден—не обн.—0,41%. В зонах прожилково-вкрапленного оруденения содержания металлов еще ниже. Так, в зоне раздробленных, гид-

ротермально сильно измененных, оруденелых гранодиоритов мощностью 80 см, обнажающейся у зимовки Гладзори-бина содержание металлов по данным бороздового опробования составляет: свинец—от следов до 0,3, цинк—0,001—0,008, медь—0,03—0,07, молибден—следы—0,01%.

Сопоставление интенсивности оруденения и вещественного состава руд описанных выше участков показывает, что в пределах рудного поля Газминского месторождения, на площади 10—12 кв. км оруденение распределено неравномерно. С востока на запад интенсивность оруденения постепенно падает. В этом же направлении происходит возрастание относительной интенсивности молибденового оруденения. Наблюдается отчетливо проявленная приуроченность молибденового оруденения к выходам гранодиоритов и гранит-порфиров (порфиридные плагиограниты), а полиметаллического оруденения—к диоритам и гранодиоритам. При этом, если молибденовое (с медью) оруденение локализовано преимущественно в самих интрузивных породах, то полиметаллическое оруденение тяготеет к породам кровли. В пределах рудного поля проявлена также вертикальная зональность. Наиболее эродированные части и глубокие горизонты рудных участков характеризуются сравнительно более высокотемпературным оруденением (медно-молибденовое, молибденовое, медное с мышьяком и цинком), в породах кровли и в верхних горизонтах снизу вверх происходит смена полиметаллических, свинцово-цинковых и существенно свинцовых руд. Эта картина распределения оруденения, характерная для рудного поля в целом, в пределах отдельных участков проявлена слабо или совершенно не наблюдается. Наоборот, в отдельных случаях имеет место обратная картина распределения, что обусловлено сложностью рудообразовательного процесса и разнообразием проявления рудораспределяющих факторов. В распределении оруденения важную роль играет стадийность рудообразования. Для Газминского месторождения различными исследователями предложены значительно отличающиеся друг от друга схемы стадий минерализации. На наш взгляд наиболее приемлемой является схема, предложенная Г. О. Григоряном (1955): кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая (с пиритом и халькопиритом), полиметаллическая (кварц, кальцит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, блеклая руда, самородное золото и др.), медно-мышьяковая (кварц, теннантит, пирит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, марказит, антимонит, бурнонит, арсенопирит, галеновисмутит, айкинит, тетрадимит, аргентит) и карбонатная. Из этих стадий наиболее интенсивно и широко проявлена полиметаллическая стадия, с ней связано образование основных концентраций свинца и цинка рудного поля. Кварц-молибденитовая стадия проявлена в пределах Прошибердских участков и в районе шт. 32 (уч. Центральный), а медно-мышьяковая—в нижних горизонтах рудных тел. Так, например, нижние горизонты жилы 5 (штреки 29, 30, шт. 38) представлены преимущественно теннантитовыми рудами.

В целом руды Газминского месторождения характеризуются низкими концентрациями меди. В среднем по 95 рудным жилам и зонам концентрация меди в 10 раз ниже, чем концентрации свинца или цинка. Последние два элемента характеризуются близко одинаковым средним содержанием, хотя выделяется ряд жил, в которых среднее содержание одного из этих элементов резко превалирует над другим. Так, в жилах 10, 12, 29, 35, 56, 57, 98, 99, 100, 121, 130, 133 содержание свинца резко превалирует над цинком, в других жилах—22, 60, 78, 97, 107, наоборот, содержание цинка превалирует над свинцом. Крайние значения свинцово-цинкового отношения, обусловлены тем, что, во-первых, геологоразведочными работами охвачены различные части рудных тел, во-вторых, современный эрозионный срез соответствует различным горизонтам их образования. Изучение зависимости содержаний свинца и цинка на основании более трех тысяч химических анализов дает основание считать, что многие из рудных тел, известных в пределах месторождения, остаются еще недоразведанными.

Руды Газминского месторождения характеризуются сравнительно повышенными концентрациями ряда редких и благородных элементов (табл. 7, 8), среди которых наибольший интерес представляют серебро, висмут, селен и теллур. При этом наиболее высокие концентрации их связаны с галенитом и свинцовыми концентратами.

Безусловно, заслуживает внимания изучение золотоносности руд месторождения. Золото и серебро совместно с главными рудообразующими и редкими элементами могут существенно повысить ценность руд месторождения.

Вернашенское полиметаллическое проявление

В 4,5 км к юго-западу от Газминского месторождения, в 3—4 км к СЗ от с. Вернашен среди ороговикованных и эпидотизированных туффилов отчасти гранодиоритов выявлено 10 рудных жил мощностью 0,1—0,3 м. Простираение жил и прожилков от 20 до 200 м. Представлены они глинистым веществом с пиритом, галенитом, сфалеритом, реже халькопиритом и молибденитом.

Кабахлинское марганцевое проявление

Расположено к юго-востоку от Газминского месторождения, на северо-восточном крыле Караглух-Гюмушханской антиклинальной зоны. Здесь среди вулканогенно-осадочных образований прослеживается на поверхности достаточно отчетливо проявленная зона сильно окварцованных местами превратившихся в яшму пород с ртутно-марганцевым оруденением. По данным хими-

Содержание некоторых элементов-примесей в рудах, концентратах и минералах
Газминского месторождения

Наименование пробы	Элементы и их содержание, %						
	Se	Te	Re	Ga	Ge	Cd	Bi
Руда	не обн.—0,0320	0,0004—0,006	—	—	—	—	не обн.—0,0052
Свинцовый концентрат	0,005 (13) сл.—0,06	0,002 (13) сл.—0,028	не опр.	не обн.—0,0001	0,0001 (3)	0,002—0,05	0,00085 (21) сл.—i
	0,0071 (7) сл.—0,0022	0,0059 (7) сл.—0,0036					0,003 (7) 0,01—0,3
Цинковый концентрат	0,0010 (8) 0,002—0,036	0,0016 (8) 0,002—0,022	не опр.	0,00005 (5) сл.—0,0002	0,0001—0,0003	0,01—0,3	0,04 (5) сл.—0,0014
Галениг	0,0015 (5) сл.—0,021	0,0084 (5) сл.—0,006	не опр.	0,0001 (6) не обн. (2)	0,0002 (3) не опр.	0,2 (8) не опр.	0,0007 (2) 0,001—0,3
Пирит	0,0038 (7) 0,001—0,003	0,0016 (7) 0,001—0,004	не опр.	не опр.	0,0001 (2)	не опр.	0,06 (4) 0,001—0,003
Халькопирит	0,002 (4) сл.—0,006	0,0025 (4) сл.—0,006	не опр.	не опр.	0,00015 (3)	0,001—0,003	0,002 (5) 0,001—0,003
	0,003 (3) сл.—0,003	0,0024 (3) не обн.—0,004					0,002
Блеклая руда	0,0012 (6) 0,001—0,004	0,0014 (6) 0,001—0,003	не обн. (2)	не опр.	0,00018 (3)	не опр.	0,02 0,02—0,3
Сфалерит	0,0025 (2)	0,002 (2)					сл.—0,00015
Молибденит	0,0012 (6) 0,001—0,004	0,0014 (6) 0,001—0,003	0,3—0,5	0,0001 (4) не обн.	0,0003 (2) не опр.	0,03 (10) не опр.	0,0004 (6) сл.—0,0015
	0,0025 (2)	0,002 (2)					0,4 (2)

Примечание. В числителе—пределы содержания, в знаменателе—среднее содержание; количество проанализированных проб указано в скобках.

Содержание селена, теллура и висмута в рудах и тяжелых фракциях
Газминского месторождения (по данным химических анализов)

Наименование пробы	Типы руд	№ проб	Элементы и их содержание, %		
			Se	Te	Bi
Р у д а	II	305/75	не обн.	0,0004	не обн.
	I	307/75	0,0090	0,0060	—*—
	IV	306/75	0,0007	0,0013	—*
	IV	308/75	0,0027	0,0026	0,0052
	III	309/75	0,0026	0,0040	0,0020
	IV	310/75	не обн.	0,0009	не обн.
	IV	311/75	не обн.	0,0007	—**
	III	313/75	0,020	0,0030	0,0029
	IV	314/75	0,0020	0,0014	не обн.
	IV	315/75	0,0120	0,0011	—
	V	316/75	0,0018	0,0005	—
	III	317/75	—	—	0,0024
	IV	318/75	0,0320	0,0027	не обн.
	III	319/75	0,0026	0,0083	—
	II	321/75	—	—	0,0033
III	322/75	—	—	0,0020	
Тяжелая фракция	II	305—306	0,0035	0,0010	не обн.
	IV, III	308—309	0,0045	0,0040	то же
	IV	310—311	не обн.	0,0009	—**
	V, III	312—313	0,0140	0,0055	—**
	IV—V	314—315	0,0050	0,0013	не обн.
	V—III	316—317	0,0033	0,0006	—**
	IV, III	318—319	0,0080	0,0028	—**
	IV, II	320—321	0,0020	0,0030	—**

Примечание. Типы руд: I—кварц-пиритовая, II—свинцово-цинковая, III—свинцовая, IV—полиметаллическая, V—цинковая.

ческих анализов, содержание марганца в сравнительно богатых рудах составляет 11—12%. Морфологически марганцевое оруденение представлено гнездами, неправильными по форме скоплениями псиломелана-вада и в меньшей мере пиролюзита, полианита, кальцита, кварца, гипса. В ассоциации с ними и в особенности с первыми двумя минералами, под микроскопом устанавливается целая серия других марганцевых минералов, напоминающих манганит, браунит, гаусманит. Они в тесных сростаниях друг с другом образуют микропрожилки и концентрические скопления среди сильно окварцованных туффитов. В участках скоплений пиролюзита местами (шурф 15) устанавливается вкрапленность киновари в виде ясно выраженных кристаллов, а также мельчайших выделений пирита, алабандина (?). Содержание ртути в отдельных штурфовых пробах достигает 1% и более. Рудообразовательный процесс на участке имел многостадийный характер. Скопления основного рудного минерала—псиломелана

(псиломелан-вада) часто пересекаются разноориентированными прожилками, сложенными халцедоном, кварцем, пиролюзит-полианитом, родонитом (?), карбонатами-кальцит, родохрозит (?), гипсом с единичными зернами пирита, алабандина (?), вреденбургита и др. марганцевых минералов. Устанавливается интересная картина перехода колломорфных образований марганцевых минералов кристаллическими, тонко- и скрытокрупнокристаллическими—крупнокристаллическими.

В целом руды Кабахлинского ртутно-марганцевого проявления характеризуются очень интересными минералого-геохимическими особенностями, заслуживающими специальных минералогических исследований.

Кармрашенское марганцевое проявление

Находится в ущелье Гендара, на расстоянии 0,8—1 км к СЗ от с. Кармрашен, к ЮВ от Кабахлинского проявления в аналогичных геолого-структурных условиях. Оруденение представлено маломощными (20—30 см) пластами и оруденелой зоной, простирающимися на расстояние около 2 км, причем выходы рудных пластов фиксированы в двух пунктах, расположенных на расстоянии 1,5—2 км друг от друга. Первый из них находится на расстоянии 100 м к западу от развалин с. Гендара, где среди туфогенной толщи среднего эоцена выявлено несколько пластов, общей мощностью 20 м. Оруденение прослежено на расстояние более 200 м, другой выход представлен близвертикальной зоной (мощностью 10—12 м) окварцованных, каолинизированных, заохренных пород северо-западного простирания. В пределах этой зоны оруденение представлено гнездообразными и неправильными по форме скоплениями, прожилками и другими секущими телами, сложенными псиломеланом, кварц-халцедон-карбонатной массой, охрами. Этот участок как бы является каналом, по которому были привнесены рудные компоненты марганцевых пластовых и гидротермально измененной оруденелой зоны. Второй выход марганцевого оруденения по своим генетическим и морфологическим особенностям очень близок Кабахлинскому проявлению и вместе с другим выходом Кармрашенского проявления и Кабахлинским проявлением относится к эффузивно-осадочному типу оруденения.

В штучных пробах химическими и спектральными анализами установлены повышенные концентрации почти всего комплекса рудных элементов, характерных для полиметаллических руд соседнего Газминского месторождения (табл. 9).

Любопытно, что соотношение средних концентраций свинца, цинка, меди в рудах примерно такое же (1:1,5:0,2), как и в рудах Газминского месторождения. Заслуживают внимания повышенные концентрации германия, олова, серебра в тяжелых фракциях проб.

Таблица 9

Содержание ряда элементов-примесей в рудах и тяжелых фракциях Кармрашенского проявления марганца (по данным приближенно-количественных, спектральных и пробирных анализов)

Элементы	Содержание, %		Элементы	Содержание, %	
	от — до	среднее		от — до	среднее
Mo	0,00018—0,013	0,0055(0,0001)	Sn	0,013—0,042	0,024 (0,00015)
Cu	0,032—1	0,369(0,024)	Ba	0,075—0,32	0,212 (0,022)
Pb	0,10—0,24	0,147(0,17)	Cd	0,0018—0,056	0,0211 (0,0012)
Zn	0,42—3,2	1,460(0,274)	Ge	0,00032—0,00075	0,0006 (0,00018)
As	0,075—0,24	0,130(0,029)	Ag	27,8—189 г/т	89,1 г/т
Sb	0,032—0,75	0,271(0,030)	Au	0,4—0,6 г/т	0,47 г/т
Bi	0,001—0,00032	0,0002(0,00007)			

Примечание. Au и Ag по данным пробирного анализа; в скобках—средние содержания в рудах.

Пробирными анализами в штучных пробах установлено золото в количестве 0,4—0,6 г/т, в этих пробах содержание серебра достигает 189 г/т. Безусловно, очень интересным является значительная обогащенность рассматриваемых руд мышьяком и сурьмой. Соотношение этих элементов, как и в рудах Газминского месторождения, близко к 1:1, в концентрате рудных минералов это отношение составляет 1:1,5. Содержания селена, теллура и висмута приведены в табл. 10.

Таблица 10

Содержание селена, теллура и висмута в рудах проявления «Кармрашен»

Наименование пробы	№ проб	Элементы и их содержание, %		
		Se	Te	Bi
Марганцевая руда	327/74	не обн.	сл.	не обн.
Яшма	328/74	0,0180	0,0020	—
Яшма	329/74	0,0009	не обн.	не обн.

Гюмушханское месторождение полиметаллических руд

Расположено в юго-восточной части Караглух-Гюмушханской зоны, в верховьях р. Терп и охватывает присводовую часть Тексарской асимметричной складки. Рудное поле Гюмушханского месторождения охватывает наиболее погруженную часть антиклинария, где широко развиты вулканогенные породы (эффу-

зивы андезито-дацитовый серии—лабрадоровые и пироксеновые андезиты и их пирокласты—агломератовые и пирокластовые туфы) среднеэоценового возраста. К. Н. Паффенгольц (1952) эти породы относит к олигоцену. В пределах рудного поля и в особенности в его северной части вулканогенные образования прорываются широкими и дайкообразными телами гиабиссальных интрузий эссексит-монцонитового ряда. По Э. Г. Малхасяну (1958), здесь наблюдается многостадийная последовательная смена ранних, не насыщенных кремнеземом, умеренно щелочных лейкократовых пород патриевого ряда, эссекситов и эссекситовых габбро* к слабо пересыщенным кремнеземам, богатым щелочами породам калиевого ряда (монцониты). Все эти породы в значительной мере дислоцированы, смещены дизъюнктивными нарушениями северо-западного (общекавказского), северо-восточного (антикавказского) и близмеридионального направлений.

Рудное поле объединяет три участка—Амбариа́л, Зивли́х и Какави-сар. Все они расположены на северо-восточном крыле антиклина́ли.

Серебросодержащие руды Гюмушханского месторождения были известны давно, они частично разрабатывались в глубокой древности, о чем свидетельствуют следы древних разработок и шлаки, разбросанные почти на всей территории месторождения. В результате геологопоисковых и разведочных работ, проведенных в период 1925—1928 гг. (под руководством В. Н. Котляра) и в 1949—1954 гг. Управлением геологии здесь выявлено около 65 рудных жил, преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания.

Участок Амбариа́л расположен в верховьях р. Амбариа́л и охватывает часть одноименного хребта. В пределах участка известно около десяти рудных жил, две из которых (1 и 7 с апофизой) являются наиболее перспективными не только для участка, но и всего рудного поля. Простирание жил в основном северо-западное 300—320°, падение юго-западное под углом 70—85°. Мощность жил 0,2—0,5 м, протяженность—от 40 до 200 м. Содержание металлов по данным разведки в зоне сульфидных руд составляет: свинец—0,01—3,3, цинк—0,2—5,8, медь—0,001—3%.

Участок Зивли́х расположен в верховьях р. Зивли́х, в пределах одноименного хребта. Здесь установлено большое число крупных и мелких жил с северо-восточным, северо-западным и близширотным простиранием. Пределы колебания мощностей и протяженности жил аналогичны с таковыми участка Амбариа́л, но в отличие от него здесь количество мощных и протяженных жил меньше. Содержание металлов в рудах составляет: свинец—не обн.—7,8, цинк—0,01—4,5, медь—не обн.—2,3%.

Участок Какави-сар. Здесь рудные жилы имеют мощность не более 25 см и протяженность до нескольких десятков метров.

* В эту группу входят также оливин-биотит-ортоклазовые габбро.

Простираение преимущественно северо-западное, падение юго-западное, содержание металлов несколько ниже, чем в описанных выше участках.

По своему минеральному составу руды различных участков Гюмушханского месторождения почти идентичны. Главнейшими рудными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит, и пирит. Микроскопическими исследованиями В. Н. Котляра, И. Г. Магакьяна, Г. О. Григоряна, В. О. Пароникяна, Н. С. Хачатряна, Ш. О. Амиряна и А. Г. Акоюна в этих рудах установлены также марказит, арсенопирит, борнит, блеклая руда, бурнонит, геокронит, буланжерит, энаргит, люционит, айкинит, эмлектит, матильдит, теллуrowисмутит, алтаит, самородные золото, серебро. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, баритом. Рудообразовательный процесс делится на четыре стадии минерализаций: кварц-пиритовую, полиметаллическую, кварц-кальцит-галенитовую, карбонат-баритовую. Первая стадия проявлена прожилками и вкрапленностью, которые развиты в зонах и участках брекчирования, контролирующихся разрывными нарушениями. В результате последующих подвижек они местами интенсивно раздроблены и цементируются продуктами более поздних стадий минерализации (полиметаллическая и др.). В минеральном составе руд кроме кварца и пирита в небольшом количестве присутствуют также арсенопирит, сфалерит, галенит, кальцит. Полиметаллическая стадия представлена жилами и прожилками, приуроченными к сколовым трещинам с крутым падением главным образом на северо-запад, частично на юго-запад. Полиметаллические руды сложены пиритом, марказитом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, теннантитом, тетраэдритом, кальцитом и анкеритом. В небольшом количестве присутствуют также энаргит, люционит, айкинит, эмлектит, матильдит, бурнонит, геокронит, буланжерит, аргентит, стефанит, теллуrowисмутит, алтаит, гессит, серебро, золото, которые имеют исключительно неравномерное распределение и в различных частях одних и тех же рудных тел слагают значительно отличающиеся ассоциации минералов. Этим объясняется значительное колебание содержания элементов-примесей в рудах и мономинеральных фракциях (табл. 12, 13). Кварц-кальцит-галенитовая стадия представлена жилами и прожилками, контролирующимися близмеридиональными, сравнительно пологопадающими ($55-60^\circ$) структурами, простирающимися до 1 км. Оруденение представлено почти мономинеральными, крупнозернистыми и среднезернистыми скоплениями галенита с высоким содержанием серебра (до 1%). Микроскопическими исследованиями в полях галенита установлены самородное серебро, аргентит, сфалерит, блеклые руды.

В целом в рудах Гюмушханского месторождения концентрация цинка в 1,5 раза превышает концентрацию свинца (табл. 11).

Соотношение свинца к меди составляет 2,5:1. Соотношение мышьяка близко к единице. От ранних парагенетических ассо-

Таблица 11

Среднее содержание главнейших рудных элементов в рудах участка Амбарнал

Кол-во проб	Элементы и их содержание, %		
	Pb	Zn	Cu
37	2,83	5,65	2,57
24	3,55	2,96	0,44
11	0,27	2,59	0,98
54	0,33	1,83	0,99

циаций к поздним относительная концентрация сурьмы возрастет. В пирите она составляет 10:1, а в галените—1:3. Галенит является минералом-контратором многих ценных элементов-примесей месторождения. К нему приурочены максимальные концентрации наиболее характерных для месторождения элементов—серебра и висмута (табл. 12, 13)

Таблица 12

Содержание селена и теллура в рудах и концентратах Гюмушханского месторождения (по данным химических анализов)

Наименование пробы	Типы руд	№ проб	Se	Te
Р у д а	I	272р/74	0,0006	0,0003
	II	274р/74	не обн.	0,0003
	I	276р/74	0,0020	не обн.
Концентрат	I	272	0,0009	не обн.
	II	273	не обн.	не обн.
	II	275	не обн.	не обн.
	I	276	0,0015	не обн.
Тяжелая фракция	II	274	не обн.	сл
	II	275	0,0008	0,003

Примечание. Типы руд: I—кварц-пиритовая, II—полиметаллическая.

3. Советашен-Мартиросская зона

Расположена к юго-западу от Караглух-Гюмушханской зоны, на расстоянии 12—15 км и охватывает наиболее дислоцированную полосу, выгнутую в общекавказском направлении сложнопостроенной антиклинальной зоны, протягивающейся от окрестностей с. Советашен до с. Мартирос. Зона представляет собой отрезок Хосров-Мартиросского разлома, который на различных участках проявлен различной интенсивностью. Особенно четко проявлен разлом в интервале между селениями Гортун—Чива, далее разлом ответвляется. Одна ветвь проходит на юг, слагая се-

Таблица 13

Содержание главнейших, редких и благородных элементов в рудах, тяжелых фракциях, сульфидных концентратах и минералах Гюмушханского месторождения (по данным пробирных, химических и приближенно-количественных анализов)

Элементы	Руда, % и г/т		Тяжелая фракция, % и г/т		Сульфидный концентрат, %		Пирит, %	Галенит, %	Сфалерит (4)	Халькопирит (3)
	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее				
Mo	не обн.— 0,0075	0,0035	не обн.— 0,0075	0,0035	0,0032— 0,0018	0,0006	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Си	0,013— 0,032	0,0021	0,0056— 0,10	0,034	0,075— 0,13	0,0539	0,032— 0,1	0,18— 0,3	0,2—0,3	10
Pb	0,0024— 10	10	0,0075— 10	—	0,0018— 0,75	0,375	0,010— 0,026	10	0,1—0,3	0,3—0,8
Zn	0,01—5,6	1,9	0,018— 2,4	1,16	2,4—5,6	4,0	0,10— 0,3	0,18— 0,30	10	0,01—0,3 0,3
As	0,018— 0,18	0,07	не обн.— 0,18	0,089	0,024— 0,10	0,062	0,32	не обн.—	не обн.—	не обн.—0,01 не обн.—
Sb	не обн.— 0,1	0,03	не обн.— 0,32	0,072	0,010— 0,013	0,012	0,013	0,32— 0,36	0,01—0,3	0,01
Bi	не обн.	не обн.	не обн.— 0,056	0,011	не обн.	не обн.	0,001—	0,032— 0,13	не обн.	0,0026— 0,032
Ga	не обн. 0,0032	0,0026	не обн.— 0,007	0,00015	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Cd	не обн.— 0,0032	0,001	не обн.— 0,0042	0,0017	не обн.— 0,056	0,028	не обн.	0,0042— 0,0051	0,32	0,001— 0,0021
Se	не обн.— 0,002	0,0008(8)	не обн.— 0,0008	0,0004(5)	не обн.— 0,0015	0,0008(9)	0,0016— 0,0018	0,001— 0,0021	не обн.	0,003
Te	не обн.— 0,0003	0,0002(8)	сл.—0,003	0,0015(5)	не обн.	не обн (9)	0,0018— 0,0045	0,003— 0,0035	не обн.	0,0015

Примечание. Использованы также данные В. О. Пароникяна: всего 12 анализов на Se, Te, Bi.

рию нарушений Ани-Ордубадского глубинного разлома, другая проходит по линии севернее с. Арени, южнее с. Енгиджа—с. Гнишик—с. Горадис—севернее с. Мартирос. В этом отрезке разлом состоит из кулисообразно сменяющихся отрезков, направление которых ступенчато меняется от близмеридионального к общекавказскому. В этом направлении меняется и характер пликативных дислокаций. В интервале между развалинами с. Чанахчи до с. Элпин зона представляет узкую, отчетливо проявленную антиклинальную складку, далее к юго-востоку в районе сс. Чива и Рид она расширяется и проявлена менее отчетливо. К юго-западу, в районе сс. Агаракадзор и Енгиджа, зона раздваивается, а затем (в районе сс. Азатек, Пор, Мартирос) утраивается, создавая таким образом картину раскрывающегося к юго-востоку веера. В юго-западной части, в районе между сс. Кабахлу и Азатек зона пересекается северо-восточным нарушением, на продолжении которого расположено Азатекское месторождение.

В геологическом строении зоны принимают участие породы главным образом среднеэоценового, отчасти нижнеэоценового, верхнеэоценового, олигоценового, миоценового и плиоценового возраста. В юго-восточном крыле антиклинали местами обнажаются породы палеозойского (верхний девон, нижний карбон, средняя-верхняя пермь) и мезозойского (нижний-средний триас, верхний мел) возрастов. В пределах зоны и в особенности в ее концах значительное развитие имеют секущие тела андезитодацитов, трахитов, санидиновых трахитов и дацитов, к которым приурочено большинство известных здесь рудопоявлений—Советашенское и Агхачское проявления ртути, Гостунское проявление молибдена, Элпинское проявление медно-молибденовых руд и др. Кроме них в пределах рудоносной зоны развиты Енгиджинское проявление полиметаллических руд, Горадисское и Мартиросское проявления марганца и др.

Советашен-Элпинское рудное поле

Рудное поле объединяет три рудопоявления—Советашенское ртутное, Гостунское молибденовое и Элпинское медно-молибденовое, охватывающие верховья рек Советашен и Элпин, которые представляют собой осевую полосу описанной выше Советашен-Элпин-Рид-Мартиросской антиклинальной зоны. В ядре последней, в пределах рудного поля обнажаются органогенные, органогенно-обломочные известняки, глинистые известняки, сахаровидные кварциты, углистые глинистые сланцы (верхний девон), битуминозные средне- и тонкослоистые известняки (карбон), кремнистые известняки (нижняя пермь), плитчатые с тонкими прослойками глинистых сланцев и алевролитов (триас), известняки, известковые мергели и глины (верхний мел). На юго-западном крыле антиклинали шириной до 2 км об-

нажаются нижнеэоценовые породы, представленные плотными светло-серыми известняками и нуммулитовыми песчаниками. На небольшой площади, на крайних юго-восточной и северо-западной частях рудного поля обнажаются среднеэоценовые отложения, представленные песчанистыми известняками, мергелистыми алевролитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. По центральной части рудного поля протягивается полоса (шириной 0,4 км) верхнеэоценовых песчаников, глинистых песчаников, известняков, глин и конгломератов. В ущелье р. Ардараси на отложениях верхнего эоцена согласно налегают глины, песчаники, песчанистые известняки и конгломераты нижнего и среднего олигоцена. В пределах рудного поля значительное развитие имеют мио-плиоценовые вулканогенные образования, которые В. Ф. Качурин, Б. М. Меликсетян и др. (1975) подразделяют на три этапа вулканической деятельности. Продукты первого этапа (миоцен, эллиптическая свита) представлены туфобрекчиями санидиновых трахитов, рыхлыми пестроцветными туфопесчаниками и туфобрекчиями с маломощными (до 1 м) силлами андезитов, туфоконгломератами с небольшими скоплениями туфов. Второй этап (миоцен) вулканической деятельности ознаменовался образованием пирокластов трахилипаритового состава, туфобрекчий андезитов с прослоями лав и туффитов. Третий этап (плиоцен) представлен лавами типа цахкуняцкой свиты—андезитов, дацитов и их переходных разновидностей. Согласно отмеченным здесь исследователям, в результате подъема магматических масс в пределах рассматриваемого рудного поля образовалась вулканокупольная структура округлой формы (диаметром 7 км), в центре которой обнажается субинтрузивное тело дацитов, сменяющееся на глубине субвулканическими гранодиорит-порфирами. Кроме того здесь имеются экструзивные купола дацитов и липарито-дацитов. Другие вулканические центры имеются также в западной и южной частях рудного поля.

В пределах рудного поля значительное развитие имеют породы дайкового комплекса, представленные трахилипаритами, андезитами, дацитами, которые проявлены изолировано или в виде серий сближенных куполообразных цепочек в связи с различными этапами магматизма.

Рудное поле охватывает осевую полосу Советашен-Элпин-Ринд-Мартиросской антиклинальной зоны, которая входит в состав крупного Арпинского синклинория. По рудному полю проходят с северо-востока Элпинский и с юго-запада—Советашенский разломы, которые на северо-западном фланге соединяются, а к юго-востоку постепенно отходят друг от друга. Расположение на стыке долгоживущих глубинных разломов с поперечными разломами и поднятиями обусловило широкое проявление в пределах рудного поля кулисообразных систем разрывов, которые контролируют развитие гидротермально измененных пород с рудной минерализацией.

Расположено в 4 км к северо-востоку от с. Советашен и представлено в виде линейно-вытянутых, трубообразных и линзообразных зон гидротермально измененных пород с ртутной минерализацией. Первые данные о наличии киновари в шлихах среднего течения р. Арпа и его притоков были получены В. Н. Котляром в 1947 г. В бассейне р. Эппин киноварь обнаружена И. Г. Магакьяном в шлихах. Более поздние (1966) работы, проведенные шлиховым отрядом Управления геологии Армянской ССР (А. Г. Мидян, П. М. Бартикян, А. Д. Мнацаканян) выявили Советашенское проявление ртути, которое после предварительных исследований было передано к дальнейшему изучению. Детальные разведочные работы проводились в 1970—1971 гг. Советашенской партией, по данным которой выявлено семь ртутьносных зон и ряд небольших участков.

Зона 1 представлена сильно разрушенными, гидротермально измененными глинами, песчано-глинистым материалом с частично окатанными обломками трахиандезитов. Оруденение представлено мелкой вкрапленностью киновари размером до 1 мм, реже 5—6 мм. Морфологически зона имеет трубообразную форму диаметром 12 м. Содержание ртути на верхнем горизонте колеблется в пределах от следов до 0,1%, на 52 м гипсометрически ниже содержание ртути возрастает и колеблется от 0,028 до 0,347%.

Зона 2 приурочена к лежащему боку двух тектонических трещин, имеющих противоположные падения, стык которых является ловушкой для ртутного оруденения. Мощность зоны 10 м, протяженность—30 м. Она представлена гидротермально сильно измененными санидин-трахитами и глинистым материалом с обломками окремненных, заохренных пород. Оруденение представлено волосяными прожилками, тончайшей вкрапленностью и примазками колломорфной киновари. Содержание ртути в пределах зоны на дневной поверхности колеблется от следов до 0,1%, при этом в 15 пробах оно варьирует от 0,01 до 0,051%, в четырех пробах—0,07—0,1%, в 12 пробах—от следов до 0,008%. На 20 м гипсометрически ниже содержание ртути колеблется: в известняках—0,00001—0,001%, а в санидиновых трахитах—0,001—0,007%.

Зона 3 представлена интенсивно брекчированными, измененными известняками и трахитами, превратившимися в песчано-глинистую массу. Оруденение представлено тонкой вкрапленностью киновари. Содержание ртути в трех пробах составляет 0,01%, в других варьирует от 0,001 до 0,006%. Простирается зона северо-восточное, мощность 1—3,5 м, протяженность 110 м.

Зона 4 сложена раздробленными, гидротермально сильно измененными трахитами. Мощность зоны до 9 м, простирается—40 м. Оруденение представлено в виде примазок и налетов колломорфной киновари. Содержание ртути—от 0,005 до 0,04%.

Зона 5 на поверхности представлена измененными, превра-

тившимися в песчано-глинистый материал трахиандезитами; а на западе—брекчированными известняками. Мощность зоны от 4 до 27 м, простираение—400 м, падение на юг под углом 80°. Оруденение представлено тонкой вкрапленностью. Содержание ртути от 0,005 до 6%. При этом в 75 пробах оно колеблется от 0,005 до 0,009, в 19 пробах—0,01 до 0,05, в 6 пробах—0,09 до 0,46, в одной пробе—6%. На 15 м гипсометрически ниже содержание ртути—0,005—0,4, на 400 м ниже—0,005—0,016%.

Зона 6 прослежена в близширотном направлении около 100 м, мощность—1,5—12 м. В пробах из поверхностных выработок содержание ртути низкое (0,005—0,007%), на 10 м ниже содержание ртути достигает 0,11%. Оруденение представлено небольшими гнездобразными скоплениями и тонкой коркой киновари, окаймляющими мелкие обломки трахитов.

Зона 7 мощностью от 2 до 10 м прослеживается в близширотном направлении около 240 м. Представлена заохренным песчано-глинистым материалом с обломками трахиандезитов. Оруденение представлено вкрапленностью и мелкими гнездами киновари. Содержание ртути от 0,005 до 0,34%. На 20 м ниже содержание ртути колеблется в пределах от 0,005 до 0,014%, на 40 м ниже—от 0,005 до 0,007%.

Кроме этих зон в 5 км к СЗ от них, под лавами андезитобазальтов бурением выявлены сравнительно высокие концентрации ртути. Это наряду с особенностями геологического строения и, в частности, отчетливо проявленной пространственной связью оруденения с экструзивными телами санидиновых трахитов (в секущих структурах и в приконтактных частях), широким развитием субвулканических экструзивных тел, интенсивной раздробленностью рудного поля, многочисленными нарушениями дают основание Советашенское проявление отнести к числу наиболее перспективных объектов в отношении ртутного оруденения.

Эллипское медно-молибденовое проявление

Расположено в 2—3 км к СЗ от с. Элпин на абсолютной высоте 1700—1800 м. Согласно В. Ф. Качурину, Б. М. Меликсетяну, Г. А. Саркисяну, Лисице (1975), оруденение приурочено к месту пересечения дизъюнктивных нарушений северо-западного—обшироставского и северо-восточного близмеридионального простираения, где проявлен комплекс разновозрастных и различных по составу фаций магматических образований. На глубине эти породы прорваны субвулканической интрузией гранодиорит-порфиров и дайками микродиоритов, диорит-порфиритов и дацит-порфиритов.

Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, очень мало галенитом, сфалеритом, теннантитом, магнетитом, гематитом, гидроокислами железа, которые

в виде тончайшей вкрапленности и гнездообразных скоплений молибденитовых, кварц-пирит-халькопиритовых, кварц-карбонат-полисульфидных (пирит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит), гипсовых, ангидрит-пиритовых взаимопересекающих прожилков развиты среди вторичных кварцитов (каолинитовая, каолинит-гидрослюдавая и карбонат-гидрослюдавая фации). Наиболее интенсивная (макроскопически видимая минерализация молибденита развита в наиболее глубоких эрозионных срезах массива вторичных кварцитов. Среди последних выделяются (Качурин и др., 1975) две зоны. Верхняя, или надрудная, зона мощностью 300 м соответствует монокварцевой, алунитовой, каолинитовой и частично каолинит-гидрослюдавой фациям. Характеризуется она сравнительно небольшими содержаниями меди и молибдена (в среднем 0,009 и 0,0031% соответственно). Нижняя, или собственно рудоносная, зона соответствует каолинит-гидрослюдавым и карбонат-гидрослюдавым кварцитам, характеризуется повышенными содержаниями меди (0,8%) и молибдена (до 0,25%), в среднем 0,16 и 0,014% соответственно. Внутри этой зоны выделяется интервал в 25 м со средними содержаниями меди и молибдена 0,2 и 0,016% соответственно, а на отдельных участках содержание меди колеблется в пределах от 0,3 до 0,8%.

Руды Элпинского проявления, в особенности участки, богатые галенитом, сфалеритом и халькопиритом, характеризуются сравнительно повышенной золотоносностью. В штуфных пробах пробирными анализами установлены: золото—от следов до 3,2, серебро—до 27,2 г/т. Молибдениты отличаются повышенной ренийностью. В них содержание рения достигает 0,45 при содержании молибдена 58,42% (Фарамазян, 1961).

Енгиджинское свинцово-цинковое проявление

Расположено в 3 км к СВ от с. Енгиджа (Гандзак), где к тектоническому нарушению близмеридионального простирания среди верхнемеловых известняков приурочена зона оруденелых пород мощностью до 2 м. Вдоль зоны развития прожилки и маломощные жилы мощностью до 10 см, в раздувах—40 см. Мощность слабоминерализованной полосы—8—10 м. Поверхностными горными выработками зона прослежена на 270 м, подземными выработками—на 180 м. На глубине 40 м зона выклинивается. В минеральном составе руд принимают участие галенит, сфалерит, очень мало халькопирит, пирит, карбонат. По данным разведки, среднее содержание свинца в зоне составляет 0,9%, цинка—2,28%. Руды очень бедны редкими и благородными элементами. В богатых свинцом и цинком (более 10%) рудах содержание серебра не превышает 3,2 г/т, а золото не обнаружено. В этих пробах установлены: кадмий—до 0,75, сурьма—0,018—0,032, молибден—0,001%. Необходимо отметить отсутствие мышьяка и висмута.

Горадисское марганцевое проявление

У дороги с. Азатек—с. Агхач, среди среднеэоценовых туфогенных пород проявлена зона марганцевого оруденения мощностью 2—4 м. На поверхности она прослежена на 100 м. В минеральном составе руд принимают участие псиломелан, пиролюзит (полианит), опал, халцедон, яшмы и ряд других марганцевых минералов, устанавливаемых под микроскопом. Химическими и спектральными анализами в руде установлены: марганец—до 28,9, свинец—до 1, сурьма—до 0,3, мышьяк—0,1, молибден—до 0,03%. По данным пробирных анализов, в штуфных пробах руд содержание золота достигает 0,8, серебра—17,6 г/т.

Мартиросское марганцевое проявление

Расположено в 3,5 км к юго-западу от с. Заритап, в 2,5 км к СВ от с. Мартирос. Среди андезитов и андезито-базальтов олигоцена и туффитов среднего эоцена развита рудная зона мощностью 25—30 м. Прослеживается она на 200—250 м. В пределах зоны марганцевое оруденение представлено гнездами, вкрапленностью и разноориентированными, невыдержанными мало-мощными жилами (5—10 см), прожилками кристаллического пиролюзита (полианита), псиломелан-вада, кварца, карбонатов. Содержание марганца составляет в штуфных пробах 44,3, а в туффитах, пропитанных марганцем—10,3%. Кроме того, в рудах установлены также никель, кобальт, свинец, мышьяк, сурьма, молибден (десятые и сотые доли процента). Содержание золота—0,6, серебра—19,6 г/т.

Азатекское рудное поле

Рудное поле Азатекского месторождения занимает место в центральной части Арпинского синклиория, который к северо-востоку и юго-западу сменяется Караглух-Гюмушханской и Элпин-Мартиросской антиклинальными зонами. В геологическом строении рудного поля принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы среднего эоцена, прорванные интрузией гранитоидов, экструзивными и субвулканическими телами, многочисленными дайками роговообманковых диорит-порфиритов и диабазов.

Дизъюнктивные нарушения в рудном поле имеют широкое развитие. Здесь пересекаются и сложно переплетаются тектонические нарушения двух основных направлений: северо-восточного—близширотного и северо-западного—близмеридионального простираний. Первые из них проявлены в виде параллельных нарушений с многочисленными близширотными трещинами опере-

ния. На поверхности они представлены в виде раздробленных, брекчированных, окварцованных, пиритизированных пород, образующих местами положительные формы рельефа, напоминая мощные дайкообразные тела. Одна из таких зон протягивается от ущелья Авдара до р. Гер-гер. Азимут падения нарушения 305—310°, угол падения 80—85°. Другая структура, почти параллельная, отмечается юго-восточнее развалин с. Каялу до р. Гер-гер. Мощность разломной зоны 10—20 м, азимут падения 310—320°, угол падения 80—85°. Следующая структура этого направления с азимутом падения 330—340° и 150—160° проходит по центральной части рудного поля и проявлена в виде близвертикального дайкообразного тела мощностью 15—20 м. Эти три наиболее выдержанные структуры со своими многочисленными оперяющимися трещинами вместе образуют систему веерообразно раскрывающихся структур, которые от юго-западного фланга рудного поля к северо-востоку, постепенно раскрываясь, охватывают площадь от левобережья р. Арпа до среднего течения р. Гер-гер. На северо-восточном и западном флангах рудного поля указанные структуры пересекаются параллельными северо-западными—близмеридиональными структурами. На северо-восточном фланге рудного поля эти структуры протягиваются от окрестностей развалин с. Ариндж до южной окраины с. Гер-гер и проявлены в виде гидротермально измененных, окварцованных, слабо пиритизированных, раздробленных, брекчированных зон мощностью от 2—3 до 8—10 м. На западном фланге рудного поля структуры этого направления пересекают ущелье р. Арпа, протягиваясь на расстоянии 1—1,5 км от участка Ехегнут до участка Водосборный—Моз. В центральной части рудного поля (северный фланг участков Гегарчи—Каялу) близмеридиональные структуры выражены в виде гидротермально измененных зон. На северном и южном продолжениях этих структур в пределах рудного поля и за его пределами почти на одной линии расположены вулканические конуса, выходы экструзивных и субвулканических тел, интрузий, минеральных источников и минерализованных участков, свидетельствующие о наличии глубокопроникающих скрытых структур, которые в течение длительной истории геологического развития рудного района время от времени активизировались, выполняя роль магмаподводящих и рудоподводящих каналов.

Вся площадь рудного поля руслом р. Арпа делится на две части: левобережную и правобережную, которые в свою очередь подразделяются на ряд участков (рис. 21): Ехегнутский, Азатекский, Водосборный—Моз, Дайлахлинский, Цицкарский, Гегарчинский, Каялинский, Софи-бина, Северо-восточный, Авдаринский, Аринджский. Своим геологическим строением левобережная часть рудного поля значительно отличается от правобережной. Здесь интрузивные породы имеют ограниченное развитие и проявлены в виде небольших секущих тел. В пределах левобережья и в особенности в его южной части, значительное развитие имеют экс-

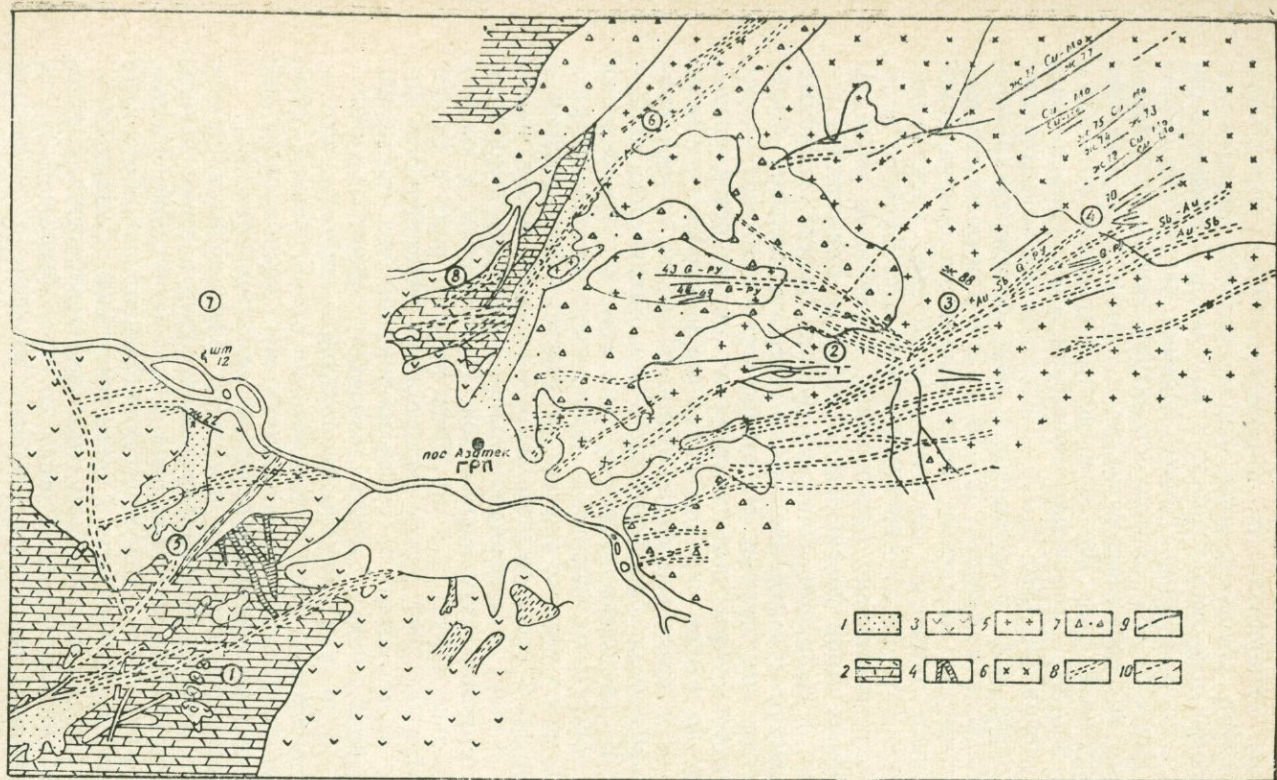


Рис. 21. Схематическая геологическая карта Азатекского рудного поля (составлена по данным Азатекской ГРП): 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—средний эоцен, вулканогенно-осадочная толща; 3—диоритовые порфириты (послеэоценовые); 4—амфиболовые и пироксеновые порфириты; 5—габбромонзониты; 6—габбро-сиениты; 7—роговики; 8—рудные и жилные зоны; 9—рудные жилы; 10—тектонические нарушения. Рудные участки: Азатек (1), Цицкар (2), Gearчи (3), Каялу (4), Ехенут (5), Авдара (6), Водосборный (7).

трузивные тела и корни излияния. Среди даек наиболее широкое развитие имеют роговообманковые диорит-порфиры, которые, простираясь в субмеридиональном направлении, нередко пересекая русло р. Арпа, переходят в правобережье. Оруденение в пределах левобережной части представлено рудными жилами и жильными зонами. Наиболее мощные и выдержанные из них имеют северо-восточное простираение, они развиты в южной части участков. К северу рудные жилы северо-восточного простираения пересекаются северо-западными—близмеридиональными структурами, образуя сложно переплетенные узловыи зоны с весьма интересным и очень сложным по составу оруденением. Левобережная часть рудного поля делится на Азатекский и Ехегнутский участки.

Ехегнутский участок. Занимает крайнюю, юго-западную часть рудного поля (рис. 21), где широкое развитие имеют туффиы и порфиры, которые почти нацело гидротермально изменены. Здесь выявлено 18 рудных жил северо-восточного, северо-западного (14, 17, 18, 19, 20, 21, 24Е) и близмеридионального (9Е, 10Е, 13Е, 16Е, 22Е, 23Е) простираения. Часть этих жил пологопадающие—20—25° (17Е, 18Е, 19Е, 21Е, 24Е), другие крутопадающие—от 50—60 до 85—88°. Средняя мощность от 0,1 до 1,5 м. Жилы характеризуются высоким содержанием сурьмы (10Е—11,78, 13Е—8,23%). На поверхности жилы представлены сильно измененным глинистым материалом желтоватого и охристо-бурого цвета с обломками кварца с сульфoантимонитовой минерализацией. В целом участок (в особенности его глубокие горизонты) представляют большой интерес и заслуживает более детальной разведки. Содержания редких элементов в рудах и рудных концентратах приведены в табл. 14.

Азатекский участок расположен к востоку от Ехегнутского участка, где основными рудовмещающими породами являются среднеэоценовые диорит-порфиры, гидротермально сильно измененные обеленные, местами интенсивно раздробленные и пиритизированные. На участке выявлены многочисленные рудные жилы и зоны (жилы 1, 2, 3, 6, 7, 8, 11, 34, б/н), среди которых наибольший интерес представляют 7 и 7а, слагающие жильную зону северо-восточного (70°) простираения. В пределах участка она прослежена на расстояние более 1500 м. К северо-востоку зона уходит под аллювиальные отложения долины р. Арпа, к юго-западу ввиду недостаточной эродированности участка не вскрыта, на поверхности проявлена в виде слабо обеленной полосы. Падение зоны на юго-восток под углом 75—85°, мощность жильной зоны местами достигает 10—15 м. Средняя мощность жилы 7 (по старой нумерации 6, 7, 8, зона 2) на поверхности составляет 1,62 м. С глубиной мощность жилы уменьшается—0,57 м, содержание сурьмы, свинца, цинка увеличивается. Так, на поверхности средние содержания металлов составляют: сурьма—1,71, свинец—0,57, цинк—0,27, а на глубине: сурьма—2,16, сви-

нец—1,99, цинк—0,91%. Апофиза жилы 7 (жила 7а или 4 по старой нумерации) средняя мощность ее 0,8 м, среднее содержание сурьмы—1,36, свинца—0,63, цинка—1,86%. На глубине жилы 7 и 7а ответвляются, образуя не обнажающиеся на поверхности жилы 34, 36, 37, которые также характеризуются повышенными концентрациями сурьмы и др. компонентов. Особенно богаты сурьмой жила 2, в которой ее среднее содержание составляет 17,23%.

Данные проведенных за последние годы буровых работ показали, что оруденение прослеживается от уровня шт. 40 на 100—200 м, что свидетельствует о перспективах участка. Для оценки месторождения необходимо геологоразведочные работы направить на изучение его глубоких горизонтов.

Таблица 14

Содержание селена, теллура и висмута (в %) в рудах и концентратах рудных минералов левобережных участков Азатекского месторождения
(По данным химических анализов штучных проб)

Наименование пробы	№ проб	Se	Te	Вi
Сурьяно-полиметаллическая руда	2/71	0,0009	0,0002	0,0025
	33/71	0,0002	0,0006	не обн.
	69/71	0,0160	0,0007	0,032
	70/71	0,0009	0,0015	0,004
	71/71	0,0133	не обн.	0,07
	72/71	0,0120	сл.	0,002
	73/71	0,0028	0,0002	0,072
	76/71	0,0150	0,0018	0,011
	77/71	0,0120	не обн.	0,0072
	78/71	0,0050	сл.	0,0023
	79/71	0,0206	0,0092	0,0072
	101/71	0,0036	0,0003	0,002
	323/75	0,0340	0,0006	0,0036
	324/75	0,0153	0,0008	0,0028
	326/75	0,0186	не обн.	0,030
Концентрат	324—25/75	0,054	0,006	0,030
	62/1	0,0032	0,002	0,008
	62/2	0,0032	0,0044	0,0064
	62/3	не обн.	—	0,0064
	63/71	0,0046	0,0048	0,0080
	72/71	0,0140	не обн.	сл.

Правобережная часть рудного поля охватывает в 4—5 раз больше площади и сложена главным образом интрузивными породами. Здесь выделяются следующие участки: Водосборный—Моз, Дайлахлу (южн.), Цицкар, Гегарчи, Каялу, Северо-восточный, Ариндж.

Участок Водосборный—Моз. Расположен на крайнем западном фланге Азатекского рудного поля на расстоянии 250—300 м друг от друга. Здесь преобладающее развитие имеют туфоконгломераты, туфобрекчии и окремненные известковистые песчани-

ки, которые слабо дислоцированы, местами гидротермально сильно изменены.

На участке Водосборный известны три золотосодержащие жилы с многочисленными апофизами. Мощность всей жильной зоны I составляет около 14 м. Южнее от нее расположена зона III мощностью 2,8 м, а к западу—зона II мощностью 3,65 м.

К северо-западу, на участке Моз установлено 6 золотосодержащих зон мощностью от 2 до 11 м. По сравнению с рудами левобережья здесь проявлена убогосульфидная золоторудная минерализация в составе которой концентрация мышьяка резко преобладает над сурьмой.

Участок Дайлахлу (южный). К востоку от Водосборного участка (рис. 21) среди вулканогенно-осадочных пород развита серия крутопадающих жил близширотного и частично северо-западного простираения. Средняя мощность их колеблется в пределах от 0,15 до 0,45 м, среднее содержание сурьмы—от 1,19 до 7,65%. Падение у различных жил разное. Жила 17-Д падает на северо-восток—55—70°, жила 18-Д—на юго-запад—185°. На поверхности жилы обычно интенсивно раздроблены, пропитаны окристой массой. Рудные минералы представлены антимонитом, буланжеритом, галенитом, сфалеритом, пиритом. Содержание золота в жилах обычно низкое.

Участок Цицкар охватывает юго-западный и западный склоны г. Цицкар, сложенные вулканогенно-осадочными образованиями, прорванными диоритами, сиенито-диоритами, монцонитами, которые частично ороговикованы, местами интенсивно каолинизированы, серицитизированы (рис. 22). Здесь среди интрузивных пород развита жильная зона северо-восточного простираения. Из этих жил лишь незначительная часть (меньше 10%) изучена подземными горными выработками. Участок относится к числу наиболее перспективных частей рудного поля. Большой интерес представляют не только глубокие горизонты обнажающихся на поверхности жил, но и фланги и в особенности юго-западный фланг, где по всей вероятности должно быть выявлено продолжение жильной зоны 7а. Глубокие горизонты северного и южного флангов участка представляют интерес в отношении возможности выявления слепых рудных тел.

Участок Гегарчи является непосредственным продолжением Цицкарского участка. Охватывает южный склон г. Цицкар, ущелье Гегарчи. На участке широкое развитие имеют интрузивные породы, которые внедрены в толщу среднеэоценовых вулканогенных пород. Выявлено 19 рудных жил, преобладающее большинство которых имеет северо-восточное—близширотное простираение, другая часть жил имеет северо-западное простираение и пересекается с первыми, слагая сложные узлы с высокими концентрациями рудных минералов. Протяженность и мощность жил самые разные. Наиболее интересной является жила 26. На поверхности она представлена кварцем, частично раздробленной и

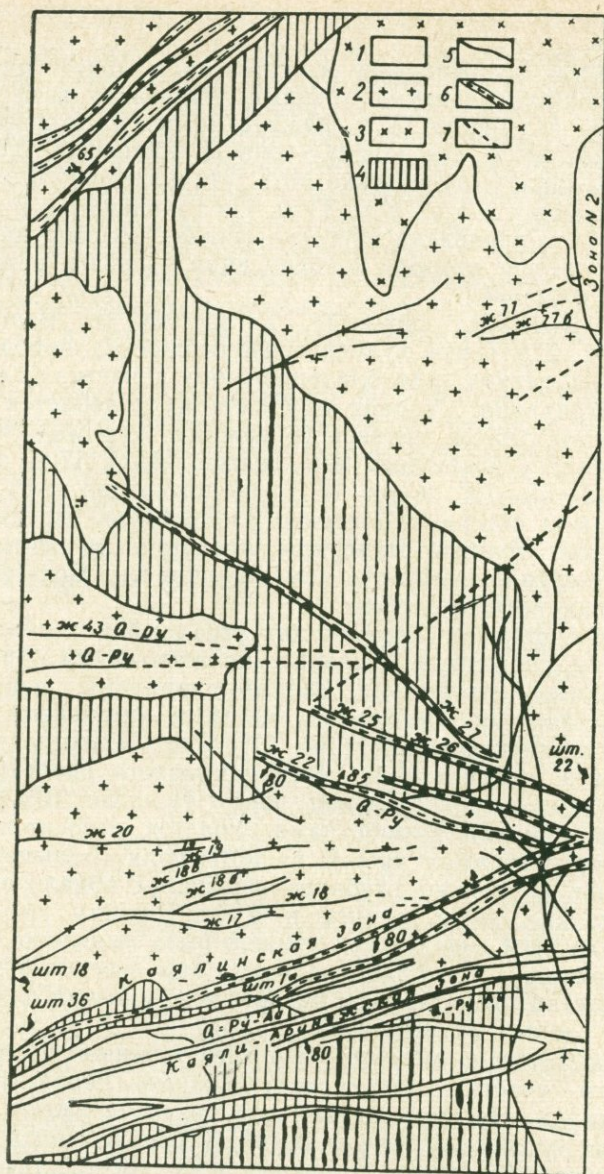


Рис. 22. Схематическая геологическая карта Цицкарского участка Азатекского месторождения (составлена по данным Азатекской ГРП): 1—аллювиальные отложения; 2—габбро-монзониты, 3—габбро-сиениты и гранодиориты; 4—роговики; 5—рудные жилы; 6—оруденная зона, 7—тектонические нарушения.

смешанной с каолинизированной глинисто-охристой массой красно-бурого цвета. С жилой связано весьма ценное по составу полиметаллическое оруденение со значительной ролью висмута и сурьмы.

Участок Каялу расположен к востоку от Гегарчинского участка, с которым вместе слагает единую рудоносную зону протяженностью 3 км, среди Каялинской интрузии. На участке установлено 25 рудных жил. Многие из них являются продолжением гегарчинских жил и в своей основной массе изучены только поверхностными горными выработками и лишь небольшая часть изучена подземными горными выработками. Полиметаллические руды характеризуются также содержанием селена, теллура, висмута (табл. 14).

Участок Авдара примыкает к Каялинскому участку с севера, где среди гранитоидов выявлен ряд вытянутых в близмеридиональном направлении зон и жилообразных тел, среди которых наибольший интерес представляет малахитовая зона (или жила 89). Все рудные тела участка изучены только поверхностными горными выработками. В них рудные минералы представлены главным образом пиритом, медными минералами (халькопирит, борнит), молибденитом, редко галенитом, сфалеритом и блеклой рудой. Глубокие горизонты участка не изучены, хотя необходимость проведения разведочных работ совершенно очевидна.

Северо-восточный участок расположен к востоку от Авдаринского участка и охватывает северо-восточную часть экзоконтактной зоны Каялинской интрузии (рис. 23). Здесь среди туффигов, туфопесчаников и порфиригов выявлены две мощные зоны сильно пиритизированных, окварцованных пород со значительной ролью сурьмы и других характерных для Азатекского месторождения элементов. Первая зона обнажается в крайней северо-западной части участка и прослеживается далеко за ее пределами. Мощность зоны колеблется в пределах 10—15 м, в раздувах достигает 40—50 м. Азимут падения зоны на юго-восток 140° , угол падения $80—85^\circ$. Зона представлена сильно измененными окварцованными, интенсивно пиритизированными породами. Внутри зоны выделяются полосы, участки и прожилки с более интенсивной рудной минерализацией. Кроме пирита в них встречаются арсенопирит, марказит, антимонит и блеклая руда. В этой зоне заслуживает внимания для детального изучения участок, расположенный в верховьях ущелья минерального источника. Здесь обнажаются сильно окварцованные породы, в которых пирит образует массивные скопления в виде отдельных полос, гнезд и прожилков. На юго-западном зальбанде зоны развита кварц-сульфоантимонитовая минерализация в виде маломощных жил мощностью 3—4 см. Зона в целом характеризуется повышенным содержанием меди, свинца, цинка, мышьяка и сурьмы, т. е. тех элементов, которые в целом характерны для рудного поля Азатекского месторождения. Содержания редких элементов в штуф-

ных пробах приведены в табл. 15, 16. Вместе с тем, в этой зоне относительная концентрация сурьмы значительно выше, чем в рудах Азатекского месторождения. Вторая зона протягивается более чем на 3 км в северо-восточном направлении. Мощность

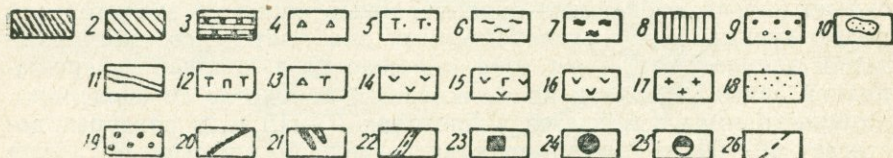
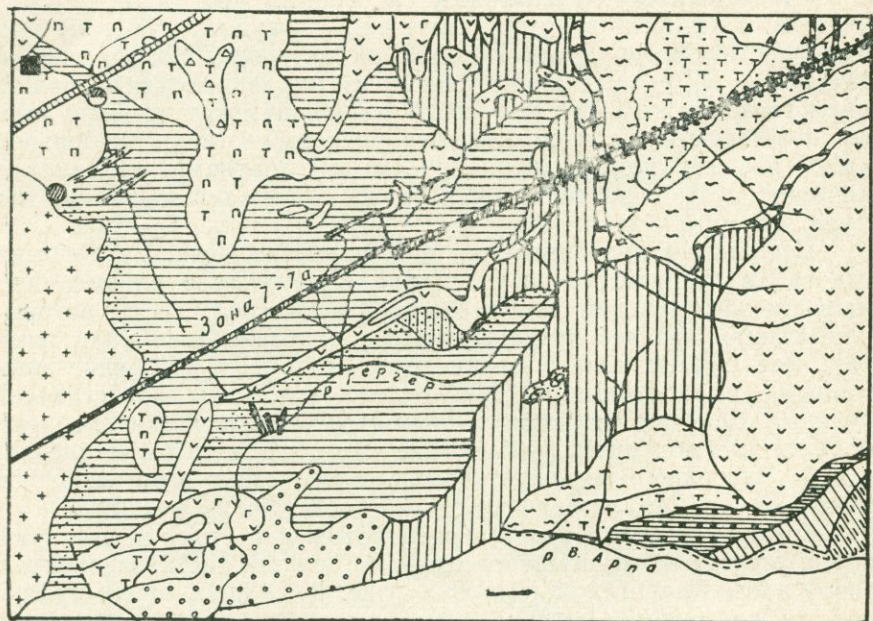


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Северо-восточного участка Азатекского рудного поля (составлена Г. О. Пиджяном, А. И. Карапетяном, А. А. Садомяном, Г. А. Саркисяном, П. М. Асламяном): 1—13—средний эоцен: 1—туфоконгломераты, 2—туфопесчаники, 3—аргиллиты, 4—туфобрекчи, 5—туфопесчаники, 6—аргиллиты и глины, 7—алевролиты, 8—туфоконгломераты рыхлые, 9—туфоконгломераты плотные, 10—гравелиты, 11—туффиты, 12—туфопесчаники, 13—туфобрекчи андезитов; 14—15—после-среднеэоцен, штоки, пластовые залежи и дайки: 14—габбро-порфиры, 15—диоритовые порфиры; 16—17—после-верхнеэоцен, гранодиориты, кварцевые диориты, монцититы; 18—20—метаморфические и гидротермально-метасоматические образования: 19—ороговикованные, пиритизированные породы, 20—зоны аргиллитизированных пород; 21—диорит-порфиры, 22—лампрофиры, 23—гранат-эпидотовые скарны, 24—кварц-полиметаллические прожилки, 25—кварц-антимонитовые прожилки, 26—тектонические нарушения.

зоны от 0,5 до 5—10 м, азимут падения 140°, угол падения 80—85°. Большая протяженность, мощность, вещественный состав дают основание глубокие горизонты этих зон считать перспективными, заслуживающими разведки. В пределах Северо-восточного участка проявлена также полиметаллическая минерализация в виде единичных маломощных жил и прожилков.

Таблица 15

Содержание селена, теллура и висмута в различных типах руд Северо-восточного участка Азатекского месторождения
(по данным химических анализов штуфных проб)

Типы руд	№ проб	Se, %	Te, %	Bi, %
Кварц-пиритовый	203/73	не обн.	не обн.	0,0098
— " —	222/73	0,0032	0,0022	не обн.
— " —	213/73	0,0032	0,0022	0,008
— " —	216/73	не обн.	не обн.	не обн.
— " —	228/73	0,0032	0,0022	0,045
— " —	238/73	0,0032	не обн.	не обн.
— " —	242/73	не обн.	0,0042	0,008
— " —	243/73	0,0048	0,0022	не обн.
Полиметаллический	220/73	не обн.	0,0022	0,054
— " —	221/73	не обн.	0,0022	0,07
Сульфоантимонитовый	226/73	не обн.	0,0028	сл.

Таблица 16

Содержание таллия в рудах Северо-восточного участка Азатекского рудного поля

Тип руд	№ проб	Tl, %
Кварц-пиритовый	203/73	0,004
— " —	213/73	0,001
— " —	243/73	0,001
— " —	237/73	0,0034

Участок Дайлахлу (северный) расположен на крайнем северном фланге Азатекского рудного поля и представлен секущим жилообразным телом, включающим в себя небольшие гнездообразные и неправильные по форме скопления халькопирита.

Участок Ариндж. На левом борту р. Гер-гер, у развалин с. Ариндж, среди осадочных и вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена выявлено 5 зон гидротермально измененных оруденелых пород северо-западного—близмеридионального простирания. Падение на северо-восток 30—65° под углом 70—85°. Мощность общей гидротермально измененной полосы 100—

120 м, мощность отдельных зон от 3—5 до 10 м. На поверхности оруденение представлено убогосульфидными жилообразными телами мощностью 15—20 см. Сравнительно небольшой объем подземных горных выработок, пройденных здесь, показал, что оруденение с глубиной увеличивается, что дает основание рекомендовать проведение разведочных работ для изучения характера оруденения на глубине. Содержание селена, теллура и висмута приведено в табл. 17.

Таблица 17

Содержание селена, теллура и висмута в рудах и концентратах Аринджского участка (по данным химических анализов)

№ проб	Se, %	Te, %	Ві, %
270/74р	0,0006	0,0003	—
270/1—74р	—	—	—
268—к	не обн.	0,0009	—
269—к	не обн.	не обн.	—
270—к	не обн.	не обн.	0,02
271—к	0,0009	не обн.	—
266—т. ф.	0,0010	0—01	—

Примечание. р—руды; к—концентраты рудных минералов; т. ф.—тяжелая фракция.

Участок Софи-бина расположен в 0,8 км к югу от Северо-восточного участка, на левом берегу р. Арпа (рис. 24). Охваченная оруденением площадь сложена туффитами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и др., прорванными небольшими телами гранодиоритов и сиенито-диоритов. Оруденение представлено одной кварц-полиметаллической жилой с многочисленными апофизами. Поверхностными горными выработками жила прослежена на расстояние более 1 км. Простираение ее близширотное, падение на ЮЗ—200° под углом 80—85°. Мощность жилы, по данным поверхностных и подземных горных выработок—35 см. Жила характеризуется весьма сложным и неоднородным минеральным составом. В отдельных интервалах преобладают кварц-пиритовая, полиметаллическая, сульфоантимонитовая и антимонитовая минерализация. Среднее содержание сурьмы с глубиной уменьшается от 4,93 до 2,03%. Содержание свинца колеблется от 1,94 до 3,18%. Содержание селена, теллура и висмута в рудах и концентратах рудных минералов приводится в табл. 18.

Характер распределения оруденения в рудном поле Азатекского месторождения. Общее число рудных жил и оруденелых зон, известных в пределах Азатекского рудного поля, превышает 150, которые распределены на площади порядка 18—20 кв. км. Наблюдается крайне неравномерное распределение оруденения

на этой площади. Наибольшее число рудных жил (50) развито в пределах центральной части рудного поля (участок Цицкар). К флангам количество рудных жил уменьшается. Так, на участках Дайлахлу и Гегарчи (примыкающих с востока и запада к участку Цицкар) установлено соответственно 10 и 19 рудных жил. С удалением от последних к северо-востоку и юго-западу

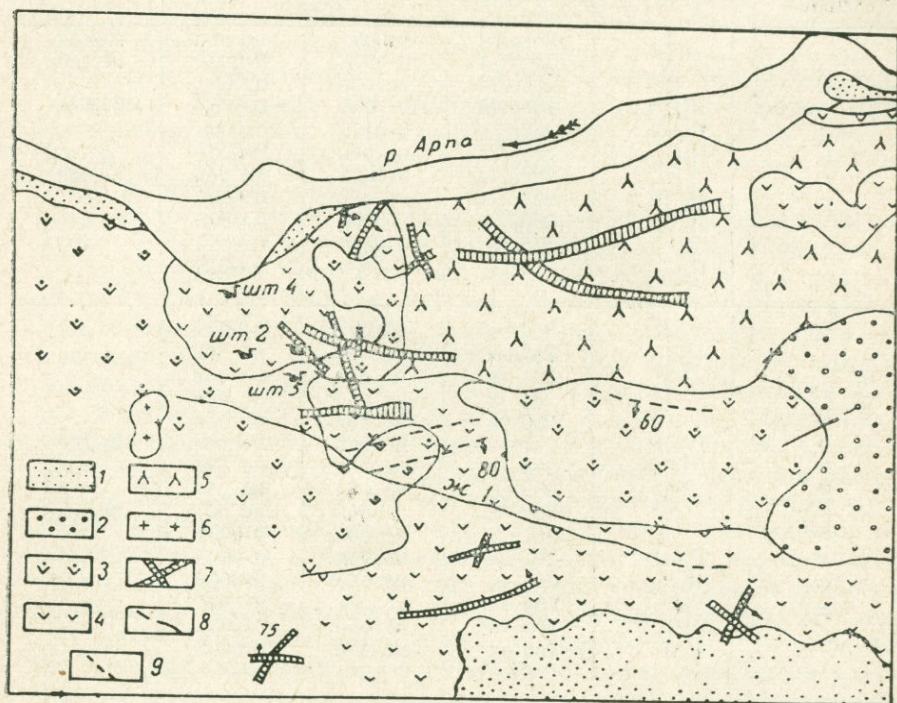


Рис. 24. Схематическая геологическая карта участка Софи-бина (составлена по данным А. В. Габриеляна): 1—наносы; 2—террасовые отложения; 3—порфириды измененные (Pg_2^2); 4—туффи́ты измененные; 5—туфоконгломераты и туфопесчаники нуммулитовые; 6—интрузия сиенито-диорита; 7—дайки пироксен-рогообманковые; 8—рудная жила; 9—тектонические нарушения.

количество рудных жил снова возрастает: на участках Азатск и Ехегнут установлено 30 жил, Каялу—25 жил. Эти участки первоначально рассматривались как самостоятельные месторождения или рудопроявления. Однако, как было отмечено выше, многие из жил или оруденелых зон протягиваются с одного участка в другой, слагая таким образом вытянутые, главным образом в северо-восточном—близширотном и в меньшей мере северо-западном—близмеридиональном направлениях рудоносные (жилные) зоны (рис. 21), которые приурочены к отмеченным выше двум системам дизъюнктивных нарушений. Около 80% всех известных

Содержание селена, теллура и висмута в рудах и концентратах рудных минералов участка Софи-бина (данные химических анализов).

Наименование пробы	Типы руд	№ проб	Se, %	Te, %	Bi, %
Р у д а	I	251р/74	0,0006	не обн.	0,0017
	I	254р/74	0,0006	0,0007	не обн.
	II	256р/74	не обн.	0,0003	—
	II(III)	257р/74	0,0006	0,0003	0,0044
	III(I)	258р/74	0,0106	0,0006	—
	III(I)	259р/74	не обн.	0,0007	—
	II	260р/74	0,0006	не обн.	не обн.
	II, III	262р/74	не обн.	0,0007	—
	II, III	263р/74	0,0006	0,0007	не обн.
	II, III	263/2р	0,0006	0,0007	—
II	264/74	0,0006	0,0018	—	
К о н ц е н т р а т	I	252—к	0,001	0,0028	—
	I	250—к	не обн.	не обн.	—
	I	251—к	не обн.	не обн.	—
	I	254—к	не обн.	не обн.	—
	II	256—к	не обн.	не обн.	—
	II(III)	257—к	не обн.	не обн.	0,005
	III(I)	258—к	не обн.	не обн.	—
	III(I)	259—к	не обн.	не обн.	—
	II	260—к	не обн.	не обн.	не обн.
	I	261—к	не обн.	0,0035	—
	II, III	262—к	не обн.	0,0005	—
	II, III	263—к	не обн.	0,0005	—
	II	264—к	не обн.	0,0005	—
	III	265—к	не обн.	0,001	—
I, III	266—к	не обн.	0,0005	—	

Примечание. Типы руд: I—кварц-пиритовая, II—полиметаллическая, III—сульфоантимонитовая.

в пределах рудного поля жил и оруденелых зон имеют северо-восточное — близширотное простирание. Контролируются они Каялу-Аринджской, Каялинской и Авдаринской структурами, которые вместе со своими многочисленными опережающими трещинами выполняют роль рудоподводящих и рудовмещающих структур. К этим структурам приурочены главнейшие рудные тела Азатекского месторождения, которые представляют собой ветвящиеся жилы, состоящие из сравнительно выдержанных (протяженностью в несколько сот метров и больше) основных веток и быстро выклинивающихся многочисленных апофиз. Последние под острым углом с основной жилой протягиваются от нескольких до нескольких десятков метров. В интервале между жилами и их апофизами нередко проявлена прожилково-вкрапленная убогая минерализация. Мощность минерализованной зоны местами значительно превышает мощность самих рудных жил. Так,

например, мощность жильной зоны 7—7а в пределах Азатекского участка достигает 10—15 м. Мощность вкрапленной минерализованной зоны, элементы ее залегания в зависимости от состава и физико-механических свойств вмещающих пород разные. В интрузивных породах рудные жилы, как правило, крутопадающие (75—88°), характеризуются значительно большей выдержанностью элементов залегания и меньшей мощностью сопровождающей оруденелой зоны. В вулканогенно-осадочных породах наряду с крутопадающими жилами встречаются пологопадающие (20—50°). Мощность сопровождающей жилы вкрапленной минерализованной зоны и ее интенсивность значительно больше. Здесь по сравнению с интрузивными породами слепые рудные тела встречаются чаще.

Около 20% всех известных рудных тел в пределах Азатекского месторождения имеют северо-западное—близмеридиональное простирание. Они наиболее широко развиты в пределах западной (участки Ехегнут, Азатек, Водосборный), северо-восточной (Ариндж) и северной (Авдара) частей рудного поля. По простиранию это менее выдержанные (до нескольких десятков метров) кварц-сульфидные жилы с прожилками и гнездами кварца. Близмеридиональные зоны и жилы в пределах Авдаринского участка характеризуются повышенными содержаниями молибдена и меди. На участках Ариндж, Водосборный и Моз они золотоносны. На участке Ехегнут эти зоны наложены на рудные жилы северо-восточного-близширотного простирания. Последние характеризуются сложностью вещественного состава. В преобладающем большинстве случаев эти рудные тела полистадийные и отличаются исключительной неоднородностью состава. В пределах даже небольших отрезков часто удается выделить продукты 2—3 стадий минерализации. Наиболее широко и интенсивно проявлены кварц-пиритовая, полиметаллическая, сульфоантимонитовая и антимонитовая стадии минерализации. Местами сравнительно небольшой интенсивностью проявлены кварц-молибденитовая, кварц-пирит-халькопиритовая, баритовая и карбонатная стадии минерализации.

Химические, пробирные и спектральные анализы большого количества бороздовых проб (несколько тысяч) и штучных образцов (несколько сот), отобранных из различных рудных тел и участков месторождения показывают, что повсеместно в составе руд Азатекского месторождения принимают участие большое число рудных, редких и благородных элементов, из которых практический интерес могут представить: золото, серебро, сурьма, свинец, цинк, висмут, селен и теллур.

Золото и серебро. Несмотря на многолетние исследования, проведенные по изучению золота и серебра в рудах Азатекского месторождения, многие вопросы оруденения золота остаются еще недостаточно выясненными. В частности, нельзя считать окончательно решенным вопрос возраста золоторудного оруденения.

С уверенностью можно лишь отметить, что основные концентрации серебра связаны с сульфоантимонитовой, полиметаллической и антимонитовой стадиями минерализации. Продукты других стадий (кварц-пиритовая, пирит-халькопиритовая и др.) характеризуются небольшими содержаниями серебра. Повышенной золотоносностью отличаются полиметаллическая и сульфоантимонитовая стадии. В продуктах других стадий, в том числе и антимонитовой, содержание золота обычно очень низкое и редко достигает десятых долей г/т. Вместе с этим нет достаточных оснований считать, что золотое оруденение месторождения связано только с отмеченными стадиями минерализации. Имеются данные, свидетельствующие о том, что в пределах рудного поля проявлена кварц-золоторудная минерализация с небольшой ролью серебра в виде самостоятельной стадии или этапа (?). Обобщение результатов большого количества пробирных анализов бороздовых проб из преобладающего большинства известных жил и оруденелых зон показывает, что в целом руды Азатекского месторождения характеризуются повышенной золотоносностью.

Изучение большого количества штучных проб и мономинеральных фракций из различных типов руд и стадий минерализации показывает, что отчетливо проявленной корреляционной связи между содержаниями золота и серебра не наблюдается, однако на тех участках, где развита убогосульфидная кварц-золоторудная минерализация содержание серебра дает широкое колебание, а содержание золота хотя и низкое, но стабильное. Здесь золото представлено в самородной форме в виде микроскопических иногда видимых зерен. В других типах руд золото в своей основной массе представлено в тонкодисперсной (субмикроскопической) форме. Золото-серебряное отношение в них весьма сложное и непостоянное (табл. 19).

Таблица 19

Пределы колебания содержаний золота и серебра в минералах
Азатекского месторождения

Минералы	Содержание, г/т	
	Au	Ag
Пирит	не обн.—(35,0)	9,4—200
Сфалерит	0,4—(70)	15,0—95,0
Халькопирит	1,13—(30)	41,8—70,0
Галенит	4,2—6,25(30)	998,0—1728,0
Сульфосоли	45,0—50	(850)—11675,5
Антимонит	не обн.—сл. (20)	22,7—59,4(100)
Блеклая руда	22,8—(300)	2026—51300

Примечание. В скобках—результаты спектральных анализов; в таблице использованы также данные Ш. О. Амиряна и В. О. Пароникяна.

Отличающиеся по характеру золоторудной минерализации руды нередко накладываются друг на друга, обуславливая отмеченную выше сложную картину золото-серебряного отношения.

Последнее обстоятельство, а также наложение продуктов различных стадий минерализации существенно осложняют характер зависимости содержания серебра и золота от сурьмы, свинца, цинка. Проведенные исследования показывают, что с возрастанием суммы рудообразующих элементов увеличивается содержание золота и серебра, но ни с одним из указанных элементов, взятых в отдельности, золото и серебро не проявляют отчетливой корреляционной зависимости. Последнее обстоятельство обуславливает неравномерное распределение золота и серебра в пределах рудного поля месторождения.

Сурьма. В процессе формирования месторождения привнос сурьмы происходил в средних стадиях минерализации, начиная от полиметаллической, значительно возрастал в сульфоантимонитовой и завершился в антимонитовой стадии минерализации, с которой связаны ее наиболее высокие концентрации. Исследованиями установлено, что наиболее высокие концентрации сурьмы связаны с жилами участка Азатек и Ехегнут, наиболее низкие — Цицкар. К северо-востоку и юго-западу от последнего степень сурьмяноносности рудных жил возрастает. Микроскопическое изучение большого количества штучных образцов, отобранных из различных участков месторождения, показывает, что неравномерное распределение сурьмы обусловлено различной интенсивностью проявления в них сурьмянистых стадий минерализации. Сульфоантимонитовая, и в особенности антимонитовая стадии минерализации, наиболее интенсивно проявлены в пределах левобережных участков, менее интенсивно — на участках Гегарчи — Каялу и слабо — на участке Цицкар. Кроме того, в пределах различных участков количественно-минеральный состав одних и тех же стадий значительно меняется. Так, относительная концентрация минералов сурьмы — антимонита, медно-свинцовых, свинцовых и свинцово-железистых сульфосолей (бурнонит, тетраэдрит, буланжерит, геокронит, плагинит, семсент, цинкенил, джемсонит) в рудных жилах левобережных участков по сравнению с правобережными значительно выше. В минеральном составе полиметаллической стадии роль сурьмянистых минералов в различных частях рудного поля разная. В жилах участков Каялу-Гегарчи наряду с сурьмой значительную роль играет мышьяк, представленный арсенопиритом и теннантитом. В результате содержания сурьмы как в целом по месторождению, так и по отдельным участкам колеблется в больших пределах: от сотых долей процента (0,08) до 11—12%. Для отдельных рудных тел пределы этих колебаний еще больше — от следов до нескольких десятков процента. Гистограмма частоты встречаемости различных содержаний сурьмы, построенная по данным химических анализов, отобранных из 13 рудных тел (рис. 25), показывает, что только 74% всех проб содержат не более 1% сурьмы. В большинстве случаев содержание сурьмы на поверхности выше, чем в ниже расположенных горизонтах. Однако жила 7а на дневной поверх-

ности характеризуется значительно меньшей концентрацией сурьмы, чем в нижележащем горизонте. Кроме того в наиболее нижних горизонтах содержание сурьмы в жиле 26 уменьшается и снова возрастает. Такая же картина наблюдается и по жиле 7а. К сожалению, этими двумя жилами исчерпывается число рудных тел, изученных в нескольких горизонтах, поэтому трудно судить

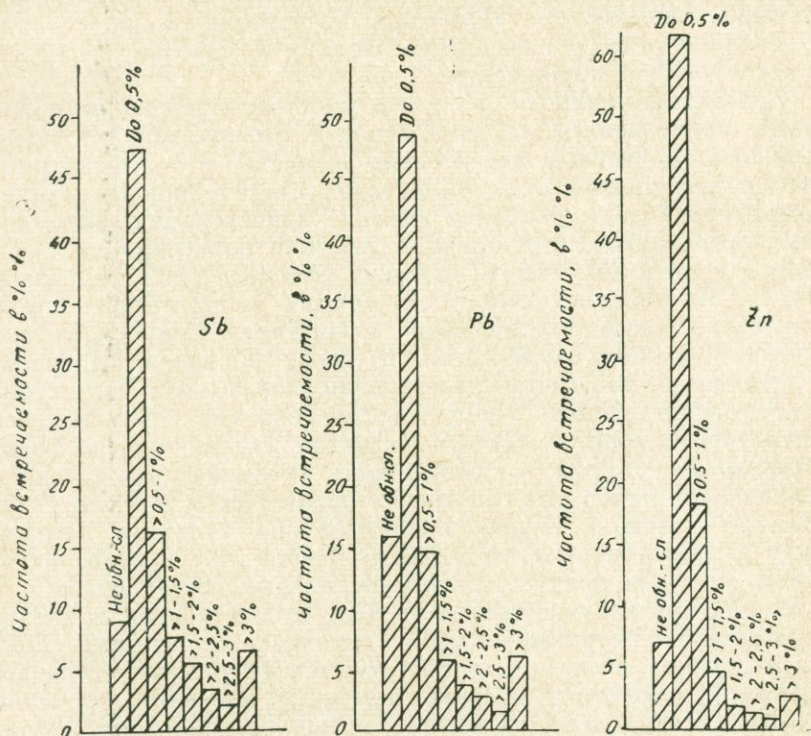


Рис. 25. Гистограммы частоты встречаемости сурьмы, свинца и цинка в 13 жилах (17-Д, 24-Д, 16-Е, 7, 7а, 34, 12-В, 21, 26, 48, 51, 81 и б/н).

Графики построены на основании анализов.

насколько изложенное является закономерным и можно ли аналогичную картину ожидать на других жилах, изученных только в одном подземном горизонте. С решением этого вопроса в значительной мере зависит выяснение перспектив месторождения относительно оруденения сурьмы.

Свинец и цинк. Привнос основных концентраций этих элементов происходит в полиметаллическую стадию минерализации. Значительные концентрации свинца образуются также в сульфатитомонитовую стадию. Главный рудный минерал цинка—сфалерит обычно тесно ассоциируется с минералами свинца—гале-

нитом, сульфоантимонитами (семсеит, плагионит, джемсонит, геокронит, бурнонит, буланжерит, цинкениит) и сульфовисмутитами (айкинит, козалиит, галеновисмутит, виттихенит, эмплектит), теллуридами—теллуровисмутит.

Средние содержания свинца и цинка в рудах Азатекского месторождения в большинстве случаев ниже (в среднем в 4 раза) содержания сурьмы, но их распределение в пределах рудного поля соответствует характеру распределения сурьмы (рис. 26).

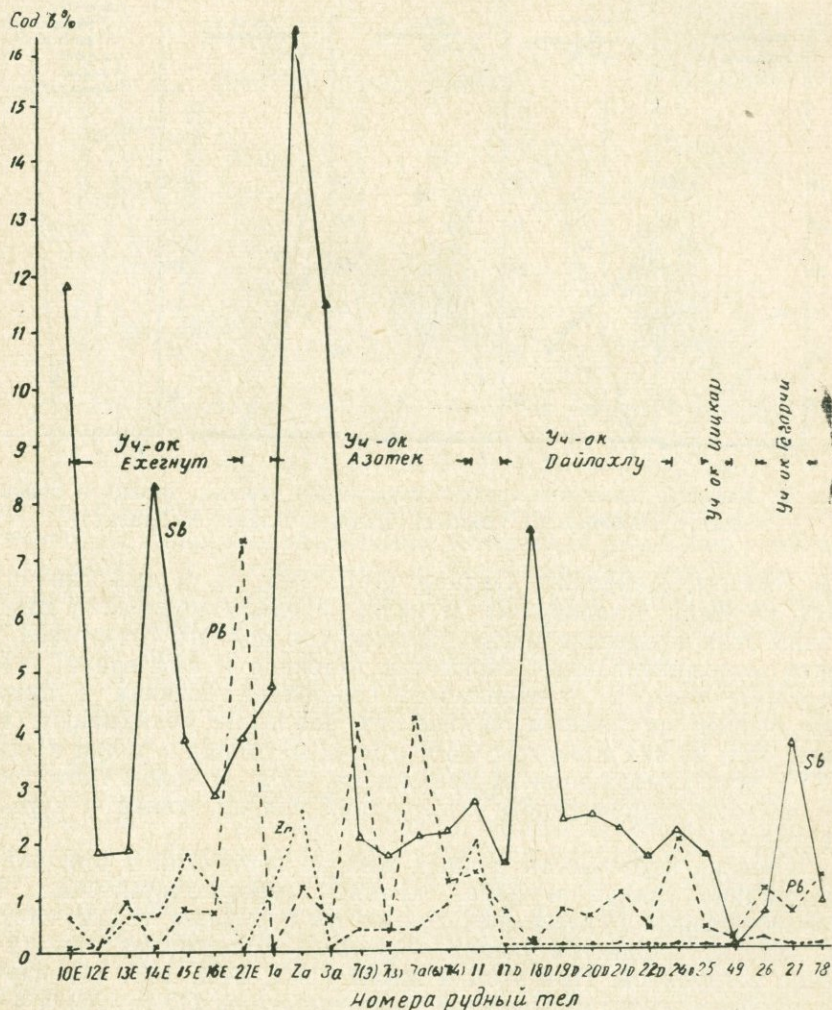


Рис. 26. Изменения средних содержаний сурьмы, свинца и цинка в жилах различных участков. График составлен на основании многочисленных химических анализов.

Максимальные их содержания так же, как и сурьмы, связаны с рудами Азатекского участка, минимальные — с рудами участка Цицкар. В отличие от сурьмы содержание свинца и цинка в пределах различных участков существенных изменений не претерпевает. Пределы колебания средних содержаний их в целом по месторождению и по отдельным участкам небольшие. Максимальные содержания свинца и цинка в рудных телах очень редко превышают 3% (жилы 16Е и 24). Вместе с тем в ряде жил из участ-

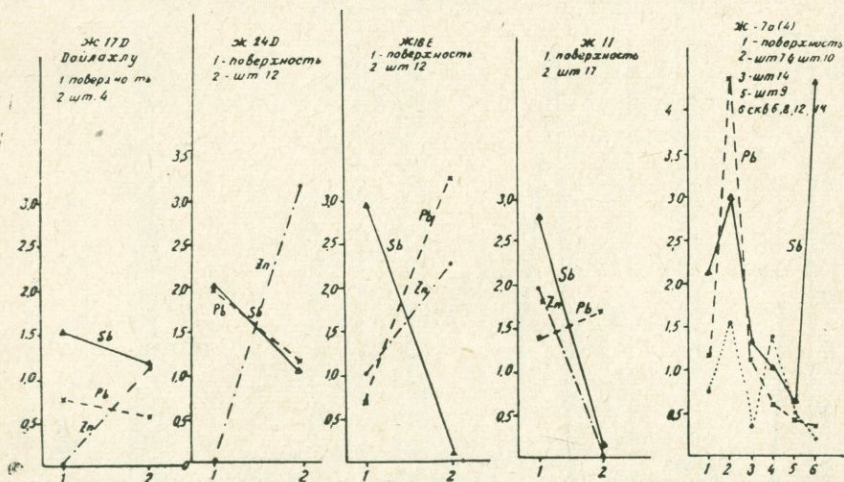


Рис. 27. Характер изменения средних содержаний сурьмы, свинца и цинка в жилах с глубиной из участков: Ехегнут, Азатек и Дайлахлу.

ков Ехегнут, Дайлахлу, Цицкар (16Е, 18Д, 48 и др.) свинец и цинк не были установлены. В целом пределы колебания содержаний этих элементов очень большие (от полного отсутствия до почти мономинеральных скоплениях галенита и сфалерита). Гистограммы частоты встречаемости содержаний свинца и цинка, построенные по данным химических анализов, показывают, что более 65% из них содержат 0,5% и меньше свинца и лишь в 35% проб содержания их превышают 0,5%. В целом гистограммы частоты встречаемости содержаний свинца, цинка и сурьмы идентичны.

Степень изученности рудных жил по вертикали в отношении содержания свинца и цинка крайне неудовлетворительна. Из многочисленных рудных жил только по 7 рудным телам имеются данные, характеризующие изменение содержания свинца и цинка с глубиной. При этом 4 жилы (17Д, 24Д, 16Е, 11) изучены только в двух горизонтах и лишь три жилы (7, 7а, 26) в 4—5 горизонтах. По этим данным содержание свинца в большинстве случаев с глубиной уменьшается (7, 17Д, 24Д, 26), в других жилах (7а, 16Е, 11)—увеличивается (рис. 27).

В жиле 7а уменьшение содержания свинца наблюдается на более глубоких горизонтах, а для жилы 7 имеются данные, которые свидетельствуют о возрастании содержания свинца на более глубоких горизонтах. В отличие от свинца, концентрация цинка в большинстве этих жил (17Д, 24Д, 16Д, 7а, 26) с глубиной возрастает и лишь в жиле 11 содержание цинка с глубиной уменьшается. В большинстве упомянутых жил свинец и цинк по своему поведению существенно расходятся. Возрастание со-



Рис. 28. Гистограммы частоты встречаемости висмута в рудах из различных участков Азатекского рудного поля: 1—не обн.; 2—до 0,001%; 3—до 0,01%; 4—до 0,1%; 5—до 1 и 6—>1%.

держания одного из них сопровождается уменьшением другого и наоборот. Лишь в определенных интервалах поведение свинца и цинка совпадает. Все изложенное дает основание заключить, что эрозионный срез месторождения соответствует наиболее верхним уровням рудного столба и, следовательно, значительная часть оруденелой зоны остается еще не вскрытой эрозией.

Висмут, селен, теллур. Руды Азатекского месторождения содержат повышенные содержания висмута, селена, теллура, кадмия и других элементов (табл. 20, 21, 22). Выяснение характера распределения этих элементов в пределах рудного поля необходимо не только для определения целесообразности комплексного использования руд, но и для решения вопросов дальнейшего направления геологоразведочных работ. Обобщение собранного нами большого фактического материала показывает, что одноименные руды из различных участков в различной степени обогащены редкими элементами. Так, руды участков Гегарчи и Каялу характеризуются значительно большей концентрацией висмута, чем руды Азатека и Ехегнута, а последние характеризуются сравнительно более высокими содержаниями селена и теллура, чем руды участков Каялу и Гегарчи. Гистограммы частоты встречаемости висмута в рудах этих двух групп участков (рис. 28) показывают, что в отличие от Азатекского участка, где около 65% всех

Пределы колебания средних содержаний элементов в рудах (штупные пробы) и минеральных концентратах Азатекского месторождения (по данным Г. О. Пиджяна, А. И. Карапетяна, Ш. О. Амиряна, В. О. Пароникяна, А. Г. Акопяна).

Наименование проб	С о д е р ж а н и е э л е м е н т о в , %			
	Bi	Se	Te	Cd
Кварц-пиритовая руда	0,0015—0,005(10)	0,002—0,0035(10)	0,002—0,004(10)	0,0001—0,0015
Полиметаллическая руда	0,0270—0,05(10)	0,0035—0,005(10)	0,0031—0,005(10)	0,002—0,0025
Сульфoантимонитовая руда	0,0270—0,050(5)	0,0035—0,0055(5)	0,0043—0,005(5)	0,01—0,015
Кварц-антимонитовая руда	0,0045—0,0046(7)	0,002—0,00(7)	0,0025—0,0034(7)	0,03—0,3
Галенит (концентрат)	0,148—0,1817(29)	28—100(29)	0,0018—0,0048(29)	0,0167—0,0210
Сфалерит (концентрат)	0,0025—0,0094(30)	0,0025—0,0039(25)	0,0009—0,0029(25)	0,298—0,65
Блеклая руда концентрат	0,0180—0,0560(19)	0,0017—0,0099(19)	0,0051—0,0073(19)	0,0075—0,1800
Халькопирит (концентрат)	0,0139—0,0200(19)	0,0015—0,0068(25)	0,0033—0,0047(25)	0,0030—0,0086
Пирит (концентрат)	0,002—0,0029(23)	0,0065—0,0066(19)	0,0021—0,005(19)	0,0021—0,0045
Сульфoантимониты	0,032—0,033(6)	0,0080—0,0456(6)	0,0032—0,0065(6)	0,0180—0,1
Антимонит (концентрат)	0,0003—0,0032(7)	0,0012—0,034(7)	0,0022—0,003(7)	0,01
Арсенопирит (концентрат)	0,003—0,02(3)	0,003(3)	0,0035—0,01(3)	0,003
Борнит (концентрат)	0,16	0,0045	0,005	—
Пирротин (концентрат)	0,001(6)	0,003(3)	0,0015(3)	0,0005

Примечание. Таблица составлена по данным химических, пробирных и спектральных (Cd, Bi) анализов; в скобках указано количество проб.

проб не установлен висмут, в 50% проб содержания его превышают сотые доли процента, а в 22% — от десятых долей до 1,0% и более.

Таблица 21

Частота встречаемости висмута в рудах Азатекского месторождения (данные химических и спектральных анализов штучных проб)

Участки	Пределы содержания, %					
	не обн.	0,0001— 0,001	>0,001— 0,001	0,06— 0,1	>0,1	>1
Азатек— Ехегнут	65,5 (69 проб)	5,6 (6 проб)	5,6 (6 проб)	19,6 (121 проба)	4,5 (5 проб)	—
Каялу— Гегарчи	27,9 (42 пробы)	6,1 (9 проб)	14,8 (22 пробы)	27,9 (42 пробы)	20,4 (30 проб)	1,4 (2 пробы)

Таблица 22

Содержание селена, теллура и висмута (в %) в рудах и концентратах из двух групп участков Азатекского месторождения (по данным химических анализов)

Наименование проб	Участки Азатек—Ехегнут			Участки Каялу—Гегарчи—Цицкар		
	Se	Te	Ві	Se	Te	Ві
Руда (штучные пробы из различных типов руд)	0,0002— 0,0340 (0,0113)	не обн.— 0,0092 (0,001)	не обн.— 0,072 (0,0166)	не обн.— 0,0032 (0,0009)	не обн.— 0,0044 (0,0007)	не обн.— 0,12 (0,0338)
	15 проб	15 проб	15 проб	33 пробы	33 пробы	31 проба
Концентраты рудных минералов из различных типов руд	не обн.— 0,054 (0,0131)	не обн.— 0,006 (0,0075)	следы— 0,030 (0,0098)	не обн.— 0,0086 (0,0036)	не обн.— 0,0060 (0,0014)	не обн.— 0,190 (0,0375)
	6 проб	6 проб	6 проб	29 проб	29 проб	33 пробы

Примечание. Для каждого элемента даны пределы колебания содержания и средние содержания (в скобках).

Разница в концентрациях селена и теллура в различных частях рудного поля по сравнению с висмутом небольшая, но достаточно отчетливая.

Ртуть. В рудах Азатекского месторождения установлены повышенные концентрации ртути (табл. 23), связанные с наиболее богатыми цинком, свинцом, сурьмой и мышьяком рудами.

Рений, индий, таллий, галлий, германий. В рудах месторождения установлены небольшие концентрации этих элементов (табл. 24, 25, 26, 27), изучение которых представляет интерес для понимания геохимии и в процессах формирования сложных по составу сурьмяно-полиметаллических руд.

Таблица 23

Содержание ртути и главнейших рудообразующих элементов (в %) в рудах и концентратах Азатекского месторождения

№ проб	Участок и тип руд	Hg	Sb	As	Pb	Zn
1	2	3	4	5	6	7
18-71 к-т	Дайлахлу II	0,0003	0,75	0,42	3,2	10
20/71 к-т	—	0,01	7,5	0,32	10	10
56/71 к-т	Каялу II	0,0003	2,4	1,8	10	10
59/71 к-т	—	0,0003	3,2	7,5	10	10
60/71 к-т	—	0,0003	1,3	0,75	0,42	10
178(1) к-т	Азатек III	0,0018	2,4	7,5	10	10
178(2) к-т	—	0,01	1,3	5,6	10	10
178(3) к-т	—	0,0003	4,2	10	10	10
183(4) 72к(Сф)	Цицкар I, II	0,0056	0,013	—	0,18	10
185(2) 72к(Сф)	—	0,0075	0,013	—	0,0024	10
185(5) 72 к-т	—	0,0018	1,8	0,056	3,2	10
44(3) 71 к-т	Гегарчи I, II	0,0075	10	10	0,24	10
137(2) 71 к-т	Цицкар II	0,0056	10	0,32	10	10
140(2) 71 к-т	—	0,0003	10	1,8	10	10
140(3) 71-к	—	0,001	10	1,8	10	10
141(1) 71-к	—	0,0003	10	2,4	10	10
141/2-к	—	0,001	10	1,8	10	10
44/1-М	Гегарчи I, II	0,0032	10	10	0,24	10
54/1-М	Каялу I	0,0032	10	10	10	10
137/4-М	Цицкар II	0,0003	10	3,2	10	7,5
137/5-М	—	0,010	0,013	—	0,024	10
137/6-М	—	0,010	0,013	—	0,024	10
140/4-М	—	0,010	0,013	—	0,0075	10
140-М	—	0,010	0,018	—	0,032	10
141/1-М	—	0,0003	10	3,2	10	7,5
20/71-р	Дайлахлу, IV, III, V	0,002	3	0,3	3	10
20а/71-р	—	0,0003	3	0,1	3	10
69/71-р	Азатек II, I	0,01	3	1	1	1
70/71-р	Азатек II, I	0,0003	0,3	0,3	0,3	3
71/71-р	—	0,01	10	3	3	1
78/71-р	—	0,0003	10	1	10	1
79/71-р	—	0,002	6,5	0,05	3	0,65
98/71-р	Ехегнут III	0,001	0,3	0,3	3	0,65
102/71-р	—	0,002	0,3	0,3	3	1
104/71-р	—	0,003	0,3	1,0	3	10
105/71-р	—	0,001	0,65	3		10
134/71-р	Цицкар-Гегарчи II	0,001	3	0,3		
134а/71-р	—	0,001	3	0,1	10	
135/71-р	—	0,01	3	0,3	10	10
136/71-р	—	0,01	6,5	0,3	10	10
137/71-р	—	0,01	3	0,2	6,5	10
138/71-р	—	0,003	3	0,3	10	10
138а/71-р	—	0,002	3	0,1	6,5	10
139/71-р	—	0,01	3	0,3	10	10
140/71-р	Цицкар-Гегарчи II	0,01	6,5	0,3	10	10
140а/71-р	—	0,01	10	0,3	10	10
141/71	—	0,01	10	0,3	10	10
141а/71	—	0,01	10	0,3	10	10
178/72-р	Азатек III	0,0003	0,42	2,4	10	10
184а-р	Цицкар, Гегарчи II	0,0003	0,56	0,01	7,5	10
188/72	—	0,0003	1,0	0,056	4,2	10

1	2	3	4	5	6	7
254—М	Софи I	0,0004	0,32	0,024	1,8	10
280—М	Гегарчи II	0,0004	0,32	0,042	0,24	10
303—р	Азатек II, III	0,0018	0,10	0,02	1,0	3,2
291/74—к	Гегарчи I	0,0003	0,13	0,32	0,56	3,2
187/2 Сф	Цицкар II	0,0018	0,024	—	0,0024	10
187/4 к—г	—“—	0,0003	1,8	0,18	10	10

Примечание. I—кварц-пиритовая, II—полиметаллическая, III—сульфоантимонитовая, IV—антимонитовая.

Таблица 24

Содержание индия в рудах и концентратах Азатекского месторождения

№ проб	Участок и типы руд	Уп, %	Примечание
185/2—72 Сф.	Цицкар II	0,0032	I—кварц-пиритовая,
185/5—к—г	—“—	0,0075	
187/2 Сф.	—“—	0,0032	II—полиметаллическая,
187/4—к	—“—	0,0032	
194/1 к—г	Каялу I	0,0032	III—сульфоантимонитовая
1/72	Азатек III	не обн.	и антимонитовая.
79/72	—“—	0,0020	
9а	—“—	0,0014	
101/71	Ехегнуг III	0,0020	
122/71	Артаван I	0,0026	
66/71	Азатек III	0,001	
78/71	—“—	не обн.	
104/71	—“—	0,0016	
118/71	Артаван I	сл.	
119/71	—“—	0,0018	
126/71	—“—	0,0018	
54/1—к	Каялу I	0,004	
54/4—к	—“—	не обн.	
61/1—к	—“—	0,001	
62/2—к	Азатек I	не обн.	
140/1—к	Цицкар II	0,0024	
140/2—к	—“—	не обн.	
45/71—р	Гегарчи II	не обн.	
46/2—р	Гегарчи I, II	не обн.	
61/71—р	Каялу II	0,0020	
141/71—к	Цицкар II	0,0014	
45/71—к	Гегарчи II	0,0006	
48/71—к	—“— I, II	не обн.	
56/71—к	Каялу II	не обн.	
57/71—к	—“—	0,0020	
134/71—к	Азатек II	0,0010	
221/73	СВ II	0,0010	
62/1—к	Азатек I	0,0010	

Содержание рения и молибдена (в %) в рудах некоторых месторождений бассейна р. Арпа

№ проб	Месторождения и участки	Re	Mo
263/2—р	Софи-бина II	не обн.	не обн.
274—р	Гюмушхана II	не обн.	0,0032
275—к	— " —	0,0005	0,00032
255—р	Софи-бина II, III	не обн.	не обн.
281—р	Гегарчи I, II	не обн.	не обн.
255—к	Софи бина II, III	не обн.	не обн.
292—к	Гегарчи II	не обн.	0,001
314—15 т. ф.	Гамза II	не обн.	0,000021
310—/15 т. ф.	— " —	не обн.	0,0002
305—6 т. ф.	— " —	не обн.	не обн.
323 т. ф.	Азатек III	0,00033	0,000016
318—19 т. ф.	Гамза II	не обн.	не обн.
274 т. ф.	Гюмушхана	не обн.	0,00032
275 т. ф.	— " —	0,0005	не обн.
280 т. ф.	Гегарчи II	0,0003	не обн.
288 т. ф.	— " —	не обн.	не обн.
305/75—р	Гамза II	0,00033	не опр.
317/75—р	— " —	0,0004	не опр.
318—р	— " —	не обн.	не опр.
321/75—р	— " —	не обн.	не опр.

Примечание. I—кварц-пиритовая, II—полиметаллическая, III—антимонитовая и сульфоантимонитовая.

Таблица 26

Содержание таллия (в %) в рудах и концентратах Азатекского месторождения

№ проб	Участок и тип руд	Tl	Примечание
1	2	3	4
304/74	Дайлахлу III	0,750	I—кварц—пиритовая, II—полиметаллическая,
30/71—р	Азатек III	0,001	
31/71—р	— " —	0,001	III—сульфоантимонитовая, IV—антимонитовая
35/71—р	— " —	0,010	
37/71—р	— " —	0,001	
76/71—р	— " —	0,001	
78/71—р	— " —	0,002	
97/71—р	Ехегнут III	0,001	
98/71—р	— " —	0,001	
99/71—р	— " —	0,003	
101/71—р	— " —	0,001	
101a/71—р	— " —	0,001	
103/71—р	— " —	0,0003	
104/71—р	— " —	0,003	
104a/71—р	— " —	0,001	
105/71—р	— " — II	0,001	
143/71—р	Азатек II, III	0,003	

1	2	3	4
20/71—к	Дайлахлу III	0,001	
178/1—М	Азатек I, III	0,0075	
178/2—М	—“—	0,0024	
178—/3—М	—“—	0,0750	
189/1—к	—“—	0,001	
189/3 Ан	—“—	0,0013	
189(4) 72	—“—	0,001	
203/73	Азатек I	0,004	
213/73	—“—	0,001	
243/73	—“—	0,001	
238/73	—“—	0,0034	
44/1—к	Гегарчи I	не обн.	
44/2—к	—“—	не обн.	
54/3—к	Каялу I	следы	
61/2—к	—“—	0,0004	
62/1—к	Азатек I	0,0004	
62/2—к	—“—	0,0003	
62/3—к	—“—	следы	

Таблица 27

Содержание германия и галлия в (%) в рудах и концентратах Азатекского месторождения

№ проб	Участок и тип руды	Ge	Ga
1	2	3	4
2/71—р	Азатек III	0,00071	—
101/71—р	—“—	0,00011	0,0026
78/71—р	—“—	0,00025	0,0018
79/71—р	Азатек I, III	0,0002	следы
122/71—р	Артаван I	0,00015	следы
1/71—р	Азатек III	0,00021	—
66/71—р	Азатек I, III	0,00015	0,0010
104/71—р	Азатек III	0,00008	0,0060
118/71—р	Гегарчи I	0,00022	0,00025
119/71—р	—“—	0,00017	0,0010
126/71—р	—“— I	0,00025	0,0005
54/2—к	Каялу I	0,00009	—
54/4—к	—“—	—	0,0016
137/1—к	Цицкар II, III	—	0,0015
137/2—к	—“—	—	0,0015
137/3—к	—“—	—	0,0012
140/1—к	—“— I, III	—	0,0025
140/3—к	—“—	—	0,0001
50/71—к	Гегарчи I	—	0,0005
53/71—к	Каялу II	—	0,0005
56/71—к	—“— I, II	—	0,0010
63/71—к	Азатек I	—	0,0011
72/71—к	Азатек III	—	0,0011
138/71—к	Цицкар II, I	—	0,0018
141/1—71—к	—“—	—	0,0015
220/73—р	СВ II	0,00013	0,0025
224/73—р	СВ Скарн.	0,00075	—
291/74—р	Гегарчи I	0,0001	—

1	2	3	4
302/74—р	Азатек IV	0,00015	—
291/74 с. ф.	Гегарчи I	0,00006	—
295/74 с. ф.	Гегарчи I, II	0,00023	—
296/74 с. ф.	—“— I, II	0,00018	—
263/74 с. ф.	Софи—бина	0,000:3	—
270/74 с. ф.	Ариндж II	0,00012	—
266 с. ф.	Софи-бина II, III	0,00058	—
274 с. ф.	Гюмушхана II	0,00032	—
275 с. ф.	—“—	0,00008	—
280 с. ф.	Гегарчи II	0,00013	—
288 с. ф.	—“— II, III	0,00102	—
288 с. ф.	—“— II	0,00023	—
308/75	Газма II	0,0001	—
311/75	—“—	0,00005	—
321/75	—“—	следы	—
323/75	Азатек III	0,00006	—

Примечание. I—кварц-пиритовая, II—полиметаллическая, III—сульфоантимонитовая, IV—антимонитовая.

В целом сходство вещественного состава руд, пространственная сближенность и связь с Каялинской интрузией дают основные описанные выше многочисленные оруденелые участки (Азатек, Ехегнут, Цицкар, Гегарчи, Каялу и др.) рассматривать как одно единое месторождение, которое на данной стадии изучения может представлять интерес в отношении концентрации сурьма-висмут-полиметаллических руд. Характер изменения оруденения с глубиной наряду с данными, свидетельствующими об охвате эрозией сравнительно верхней части рудного столба, дают основание глубокие горизонты месторождения считать весьма перспективными в отношении полиметаллического оруденения. Наиболее реальные возможности увеличения разведанных запасов этих руд, по всей вероятности, связаны с глубокими горизонтами сравнительно более мощной и выдержанной по простиранию жильной зоны 7—7а и в особенности с ее юго-западной частью, где наложены друг на друга сурьма-полиметаллические и золото-кварцевые убогосульфидные руды. В отношении последних перспективными являются близмеридиональные зоны участков Ехегнут—Водосборный—Моз на западном и Ариндж—на северо-восточном флангах рудного поля.

В отличие от прежнего представления о зональном распределении оруденения вокруг Каялинской интрузии вырисовывается более сложная картина, что, по-видимому, обусловлено относительным расположением оруденелых участков не только вокруг обнаженной части интрузии, но и в ней в целом, которая, судя по многочисленным мелким выходам, по-видимому, на глубине расширяется, а кровля ее имеет сложную конфигурацию. Это обстоятельство наряду с изложенными выше представлениями об

особенностях развития структуры рудного поля значительно расширяет перспективы оруденения.

Чирахлинское полиметаллическое проявление

Находится в 1 км к северо-западу от развалин с. Чирахлу, на небольшом удалении от Чайкендского проявления. Оруденение представлено 8 жилами кварц-пирит-сфалерит-галенитового состава. Простираются жилы северо-восточное и северо-западное. Развита они среди вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена (плагноклазовые и пироксен-амфиболовые андезиты, агломератовые туфы), которые прорваны небольшими телами кварцевых диоритов. Вдоль рудных жил вмещающие породы гидротермально сильно изменены до стадии вторичных кварцитов. В большинстве случаев падение жил крутое ($80-85^\circ$). Наиболее «протяженной» является жила № 1, которая прослежена на 245 м. Мощность на поверхности 0,20—0,45 м, на горизонте штольни № 1—0,08—1,56 м. Среднее содержание свинца 1,5—12,59, цинка—2,35—9,56, меди—0,07—0,16%. Средняя мощность жилы № 2 на поверхности 0,41 м, на горизонтах штольни № 2—0,23 м, штольни № 5—0,05 м. На этих горизонтах среднее содержание свинца—от 3,35 до 8,99, цинка—от 2,18 до 6,36, меди—от 0,07 до 0,19%. Мощность жилы № 3—от 0,22 до 0,45 м, среднее содержание свинца—от 1,04 до 2,6, цинка—от 1,66 до 2,95, меди—сл.—0,09%. В галените из руд Чирахлинского проявления установлены повышенные концентрации серебра (до 0,1%) и висмута (0,01%). В сфалерите установлен индий до 0,004%.

По данным пробирных анализов штучных проб, отобранных из жилы № 1, содержание золота колеблется от следов до 2,71, серебра—от 16,12 до 67,41 г/т.

Артаванское (Джувльское) проявление сульфидных руд

Рудопоявление представлено прожилками и вкрапленностью пирита и халькопирита мощностью 3—10 см, которые развиты среди гидротермально сильно измененных, эбеленных туфогенных пород, которые прорваны небольшой интрузией габбро-габбро-диорит-сиенито-диоритового состава. Оно находится в 1 км к югу от развалин с. Чайкенд, на правом и левом бортах р. Джувль. Ниже, по данным пробирных анализов 6 штучных проб, приводится содержание золота и серебра в оруденелых породах (табл. 28).

Заслуживают внимания результаты спектрального анализа штучных проб оруденелых пород и их тяжелых фракций (табл. 29).

Набор характерных элементов и количественные их соотно-

Таблица 28

Содержание золота и серебра в оруденелых породах Артаванского проявления

№ проб	Содержание Au г/т	Содержание Ag, г/т
121/71	0,2	6,0
122/71	0,4	22,4
123/71	сл.	3,3
124/71	0,2	6,9
125/71	сл.	3,1
131/71	2,2	1,8
Среднее	0,51	7,2

Таблица 29

Содержание некоторых элементов в штучных пробах оруденелых пород и тяжелых фракциях рудопоявления (по данным полуколичественного и приближенно-количественного спектральных анализов)

Элементы	Руда (15)	Тяжелая фракция (7)
Mo	не обн.—0,003	0,00018—0,013
	0,0006	0,00077
Cu	0,03—0,3	0,024—0,055
	0,102	0,0368
Pb	0,03—0,65	0,024—0,32
	0,218	0,0844
Zn	0,003—3,0	0,013—1,3
	0,32	0,3607
As	не обн.—0,3	0,0032—0,1
	0,06	0,041
Sb	не обн.—0,3	0,0056—0,13
	0,064	0,0582
Bi	не обн.—0,003	не обн.—0,01
	0,0006	0,0018
Cd	не обн.—0,01	не обн.—0,0042
	0,0008	0,0018
Sn	не обн.—0,002	не обн.—0,0024
	0,0002	0,0007
Ge	не обн.	не обн.—0,00024
		0,00017

шения очень близки к рудам Азатекского месторождения. Чрезвычайно интенсивно проявленные процессы гидротермальной переработки рудовмещающих пород, состав проявленной здесь рудной минерализации, особенности геологического строения дают

основание Артаванское рудопроявление отнести к числу интересных и перспективных участков рудного района, заслуживающего изучения путем проходки тяжелых горных выработок.

Кроме описанных месторождений и рудопроявлений здесь известны также *Чайкендское* проявление сульфидных руд (в 1 км к востоку от развалин с. Чайкенд), представленное маломощными (до 15 см) кварц-галенит-халькопиритовыми жилами, развитыми в вулканогенно-осадочных и интрузивных породах; *Кочбекское* проявление марганцевых и полиметаллических руд в виде вкрапленности и гнезд в гидротермально измененных вулканогенных образованиях эоцена; *Терпское* проявление (в 1 км к ЮЗ от с. Терп) полиметаллических руд в виде прожилков среди гидротермально измененных вулканогенно-осадочных образований среднеэоценового возраста. Все эти рудопроявления изучены слабо и перспективы их неясны.

IV. Рудные формации и характер размещения оруденения

Одним из важнейших методов познания сложнейших процессов образования и размещения эндогенных месторождений является формационный анализ. Несмотря на это, вопросы формационной классификации руд Вайка остаются еще недостаточно освещенными. Отнесение месторождений или рудопроявлений района к тем или иным рудным формациям в преобладающем большинстве случаев произведено без учета главнейших критериев выделения рудных формаций. В результате одни и те же месторождения или рудопроявления района различными исследователями относились к разным рудным формациям. Более того, различные участки месторождений и даже рудных тел относились к различным рудным формациям, что, естественно, не могло способствовать решению задач, предъявляемых к формационному анализу руд. Все это в значительной мере обусловлено тем, что ряд вопросов, возникших в процессе развития учения о рудных формациях, остаются еще недостаточно разработанными. Продолжает оставаться дискуссионным понятие «рудная формация».

Преобладающим большинством исследователей считается, что «рудная формация» объединяет месторождения (или группы месторождений), характеризующиеся сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях. Кроме того, И. Г. Магакьян (1959) важное место отводит ее экономическому значению.

Основным критерием, определяющим принадлежность месторождений к той или иной рудной формации, считается минеральный состав руд, повторяющий в определенной последовательности устойчивые парагенетические ассоциации минералов. Однако при этом, к сожалению, не указывается какое значение следует придавать количественным соотношениям минералов и их парагенетических ассоциаций. Между тем, устойчивые минеральные ассоциации в определенной последовательности проявляются в месторождениях, характеризующихся существенно иным количественно-минералогическим составом руд, т. е. в месторождениях различных полезных ископаемых, отличающихся своим экономическим значением. С другой стороны, выделение рудных формаций на основании минерального состава руд или устойчивых ассоциаций минералов нередко приводит к тому, что однотипные месторождения относятся к различным рудным формациям, что обусловлено широким влиянием локальных факторов на образование тех или иных минеральных ассоциаций. Не останавливаясь на конкретных примерах, отметим, что нецелесообразно ограничение принадлежности месторождений к той или иной рудной формации рамками минерального состава руд или парагенетических ассоциаций минералов. Правильнее было в основу вы-

деления рудных формаций ставить как минеральный, так и химический состав слагающих руды парагенетических ассоциаций минералов. Это дает возможность в рудных формациях группировать месторождения с одинаковым экономическим значением на основании более важных геологических и геохимических особенностей их образования.

Формационной классификации рудных месторождений в значительной мере препятствует то, что в существующих определениях рудной формации не уделяется должного внимания времени образования слагающих месторождения различных парагенетических ассоциаций минералов. Между тем в настоящее время известно немало месторождений, руды которых образовались в течение двух или более этапов минерализации в результате наложения или совместного проявления продуктов совершенно различных этапов и типов магматизма. В таких случаях, естественно, возникает необходимость выделения двух или более рудных формаций (полиформационные месторождения), которые должны отражать только парагенетически связанные ассоциации минералов. Соответственно с этим понятие о рудных формациях не всегда соответствует понятию о формациях рудных месторождений.

1. Рудные формации Вайка

На основании проведенных исследований, с учетом всех указанных выше критериев месторождения Вайка можно сгруппировать в следующих формациях: полиметаллическая, золото-сурьмяно-полиметаллическая, кремнисто-марганцевая, медно-молибденовая, ртутная, кварц-золоторудная (убогосульфидная). По широте развития, интенсивности проявления, экономическому значению эти формации существенно отличаются друг от друга.

Ниже вкратце остановимся на характеристике этих формаций.

Полиметаллическая формация

Среди месторождений и рудопроявлений полиметаллической формации наиболее крупными являются Газминское и Гюмушханское месторождения. К этой формации относятся также рудопроявления: Чирахлу, Енгиджа, Ехегис, Гедыкванк, Джермук и др. Главнейшими элементами руд являются свинец, цинк, медь, характерными элементами-примесями: серебро, висмут, селен, теллур, золото, кадмий. В составе руд участвуют также молибден, сурьма, мышьяк (табл. 30).

Важнейшими парагенетическими ассоциациями элементов, определяющих формационную принадлежность месторождений и рудопроявлений являются: Si—Pb—Zn—Cu—Fe—S , Si—Pb—Zn—

Характеристика полиметаллической рудной формации Вайка

Главнейшие парагенетические ассоциации минералов и элементов

Важнейшие элементы-примеси и их минералы

Минералы и ассоциации минералов, имеющие подчиненное значение

Характерные текстуры руд

Текстуры, имеющие подчиненное значение

Характерные структуры руд

Структуры, имеющие подчиненное значение

Морфология рудных тел и их размеры

Вертикальный столб оруденения

Рудовмещающие породы и породы, принимающие участие в геол. строении рудного поля

Рудовмещающие структуры

Рудоконтролирующие структуры (пликативные, дизъюнктивные)

Генетический тип оруденения

Возраст оруденения

Породы, с которыми связывается (генетически или парагенетически) оруденение.

Месторождения и рудопроявления

Кварц-галенит-сфалерит, кварц-сфалерит-халькопирит-пирит, кварц-карбонат-сфалерит-галенит-бл. руда-халькопирит.
Si-Pb-Zn-S, Si-Zn-Fe-Cu-S, Si-Ca-Zn-Pb-As-S, Sb-Fe-Cu-S-C-O (Pb-Zn-Cu)

Ag, Bi-Se-Te-Cd.

айкинит, матильдит, теллурувисмутит, алтаит, гессит, аргентит, самородное золото.

Кварц-пирит-молибденит, кварц-молибденит, кварц-пирит, пирит-халькопирит, марказит, пирротин, арсенопирит, борнит, бурнонит, геокронит, буланжерит.

Массивная, пятнистая, полосчатая, зональная.

Вкрапленная, крустификационная, друзовая, брекчиевидная.

Зернистая (аллотриоморфная, гипидиоморфно-зернистая, идиоморфнозернистая)

Коррозионная, распада твердого раствора

Жилы мощностью от 0,2—0,3 м до 5—6 м, длиной сотые метры.

Разведанная глубина оруденения до 200 м, ожидаемая—400—500 м.

Вулканогенные, вулканогенно-осадочные, отчасти осадочные образования—эоцена, олигоцена и миоцена.

Близмеридиональные северо-восточные, меньше северо-западные близширотные

Антиклинали, разломы, северо-западные—общекавказские

Гидротермальный.

Верхний эоцен—миоцен (?).

Гранитоиды, умереннокислые. Связь парагенетическая.

Газма (Кореки-дзор, Арчи-дзор и др.), Гюмушхана, Терп, Чирахлу, Енгиджа, Гедькванк.

S, Si—Pb—Zn, As—Sb—Cu—S, Si—Pb—S, которые слагают продукты полиметаллической, галенит-сфалеритовой и кварц-галенитовой стадий минерализации.

Содержания главнейших рудообразующих и редких элементов в различных месторождениях и рудопроявлениях формации колеблются в значительных пределах. В отдельных случаях небольшой интенсивностью проявлены также Si—Mo—S, Si—Cu—Mo—Fe—S-парагенезисы, представленные в виде кварц-молибденитовой или кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой стадией минерализации. Эти, а также баритовая стадия минерализации в большинстве месторождений формации отсутствуют или проявлены очень слабо.

Форма рудных тел почти во всех месторождениях и рудопроявлениях жильная. Вмещающие оруденение породы по своему составу, условиям образования и возрасту существенно разные. В одних случаях это среднеэоценовые вулканогенно-осадочные образования (Газма), в других—средне-верхнеэоценовые (олигоценные?) андезиты (Гюмушхана), в третьих—меловые известняки (Енгиджа). Но независимо от этого во всех случаях оруденение пространственно тесно ассоциируется с выходами гипабиссальных субщелочных интрузий и даек габбро-монцонит-сиенитовой формации послесреднеэоценового (поздневерхнеэоценового) возраста. В своей основной массе оруденение локализовано во вмещающих интрузии породах и лишь частично переходит в интрузивные породы. При этом существенных изменений вещественного состава руд не происходит. Наблюдаемая закономерность состоит в том, что в интрузивных породах наряду с главнейшими парагенетическими ассоциациями проявлены второстепенные, более высокотемпературные парагенезисы (кварц-молибденитовая, кварц-молибденит-халькопиритовая и др.). В зависимости от состава интрузивных пород состав руд несколько разный. Так, с наиболее основными породами интрузивного комплекса Вайка—эссекситами, оливин-биотит-ортоклазовыми и эссекситовыми габбро и монцонитами связанное оруденение характеризуется значительной ролью свинцово-серебряной минерализации (Зивлихский участок Гюмушханского рудного поля). С породами более кислого состава сиенит-диорит-граносиенит-гранитовой серии связано собственно-полиметаллическое оруденение с подчиненной ролью свинцово-цинкового парагенезиса (Газма). Рудоконтролирующие структуры имеют СЗ простирание, рудовмещающие—СВ близширотное и близмеридиональное. По времени проявления оруденение полиметаллической формации относится к постинтрузивному—позднедайковому этапу и имеет многосерийный характер развития. Намечается следующая последовательность проявления стадий минерализации: кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая, полиметаллическая, свинцово-цинковая, кварц-галенитовая, баритовая, карбонатная.

Кварц-пиритовая стадия минерализации является характер-

ной для полиметаллической формации, но продукты ее по своему значению относятся к числу второстепенных парагенетических ассоциаций, поскольку связанные с ними полезные компоненты в общем балансе руд полиметаллической формации ничтожны. Эта стадия с различной интенсивностью проявлена во всех месторождениях и рудопроявлениях формации в виде жил, прожилково-вкрапленных зон и участков брекчирования с неравномерной вкрапленностью пирита.

В составе кварц-пиритовых прожилков иногда в небольшом количестве присутствуют: карбонаты, марказит, арсенопирит, магнетит, гематит, сфалерит. В целом в отношении элементов-примесей продукты этой стадии из различных месторождений идентичны. Наиболее характерные текстуры—вкрапленные, брекчиевые и массивные.

Кварц-молибденитовая стадия минерализации относится к числу очень слабо проявленных и нехарактерных стадий полиметаллической формации. Она проявлена только в пределах Газминского месторождения, где представлена тончайшими прожилками, вкрапленностью, состоящими из кварца и молибденита. В ассоциации с ними в небольшом количестве присутствуют также халькопирит и пирит. К числу наиболее характерных элементов-примесей относятся рений и селен.

Полиметаллическая стадия минерализации относится к числу главных и наиболее интенсивно проявленных стадий минерализации. Она широко проявлена во всех месторождениях и рудопроявлениях, особенно интенсивно в пределах Газминского месторождения (участки Центральный, Кореки-дзор). Продукты этой стадии сложены главным образом пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом, тетраэдритом, кварцем, карбонатами. В небольшом количестве спорадически встречаются также сульфиды серебра, висмута, молибдена, сульфосоли и теллуриды. Роль этих минералов в различных месторождениях разная, но в целом продукты полиметаллической стадии характеризуются сравнительно повышенными содержаниями золота, серебра, висмута, селена, теллура, кадмия. Характерны массивные, зернистые, брекчиевые и вкрапленные текстуры.

Свинцово-цинковая стадия минерализации относится к числу главных, определяющих формационную принадлежность месторождений. Она проявлена в пределах Газминского месторождения (Кореки-дзор, Арчи-дзор), рудопроявлений Енгиджа, Чирахлу и др. Руды этой стадии сложены преимущественно сфалеритом, галенитом, в резко подчиненном количестве присутствуют также халькопирит, пирит. Из жильных минералов—кальцит. В составе руд повышенные концентрации образуют: серебро, селен, теллур, висмут, кадмий.

Кварц-галенитовая стадия относится к числу важных, но сравнительно ограниченно проявленных стадий минерализации. Она развита в пределах Гюмушханского месторождения и Енгид-

жинского проявления. По содержанию серебра и др. элементов-примесей главные рудообразующие минералы этих руд значительно отличаются друг от друга. В рудах Гюмушханского месторождения содержание серебра достигает 1% и представлено микроскопическими включениями аргентита, самородного серебра. В энгиджинских рудах содержание серебра не превышает 0,01%.

Золото-сурьмяно-полиметаллическая формация

Представлена Азатекским месторождением (с участками Азатек, Ехегнут, Цицкар, Гегарчи, Каялу, Софи-бина и др.). По сравнению с полиметаллической формацией она характеризуется значительно более сложным составом руд. Главнейшими рудными элементами формации являются: сурьма, серебро, свинец, цинк, медь. Характерными элементами-примесями: золото, висмут, ртуть, селен, теллур, кадмий. Второстепенное значение имеют молибден, мышьяк и др. (табл. 31).

Таблица 31

Характеристика золото-сурьмяно-полиметаллической рудной формации

Главнейшие парагенетические ассоциации минералов и элементов	Кварц-пирит-халькопирит-галенит-сфалерит; кварц-сульфоантимониты-бл. руда-сфалерит-галенит; кварц-антимонит-самородное золото-кварц. Si-Fe-Cu-Pb-Zn-S, Si-Sb-Zn-Pb(As)-Ag-S, Si-Sb-S, Si-Au.
Важнейшие элементы—примеси и их минералы	Bi, Se, Te, Hg, Cd Алтаит, гессит, акантит, мнаргирит, пираргирит, стефанит, самородное серебро.
Минералы и ассоциации минералов, имеющие подчиненное значение	Молибденит, арсенипирит, марказит, борнит, халькопирит, халькозин, плагионит, буланжерит, бурнонит, геокронит, семсент и др.
Характерные текстуры руд	Пятнистая, полосчатая, зональная, массивная.
Текстуры, имеющие подчиненное значение	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная, кокардовая, крустификационная.
Характерные текстуры руд	Зернистая (аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая).
Структуры, имеющие подчиненное значение	Идиоморфнозернистая, коррозионная.
Морфология рудных тел и их мощность	Жилы и жильные зоны, мощность 0,2—0,3 м до 1,5—2 м.
Вертикальный столб оруденения	Разведанная глубина 200—250 м. ожидаемая—400—500 м.
Породы, принимающие участие	Вулканогенно-осадочные образования: ту-

те в геол. строении рудного поля	фопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты, андезиты.
Рудовмещающие структуры	Синклиналь (Арпинская), северо-восточные — близширотные, меньше — северо-западные нарушения.
Рудоконтролирующие структуры (пликативные, дизъюнктивные)	Меридиональная — мамоконтролирующая и северо-западная.
Генетический тип оруденения	Гидротермальный (связано с Каялинской гранитоидной интрузией).
Возраст оруденения	Верхний эоцен-миоцен (?).
Породы, с которыми связывается (генетически или парагенетически) оруденение.	Интрузия гранодиорит-сиенито-диоритового состава.
Месторождения и рудопроявления	Азатек, Каялу, Софи-бина, Цицкар, Гегарчи, Ехегнут и др.

Кроме характерных для полиметаллической формации парагенезисов здесь в качестве главных участвуют: $Si-Cu-Sb-Pb-As-S$, $Si-Ag-Sb-Bi-S$, $Si-Sb-S$, $Si-Au$ парагенезисы, проявленные в виде сульфоантимонитовой, кварц-антимонитовой и кварц-золоторудной стадий минерализации.

Сульфоантимонитовая стадия проявлена в виде редко встречающейся в природе парагенетической ассоциации, сложной сульфосолями свинца, меди, висмута, серебра (буланжерит, джемсонит, бурнонит, семсеит, цинкенил, плагионит, тетраэдрит, теннантит). В подчиненном количестве встречаются пираргирит, матильдит, мираргирит, айкинит, стефанит, арамайонит.

Кварц-антимонитовая стадия представлена кварцем, халцедоном, антимонитом, с которыми в небольшом количестве присутствуют сфалерит, галенит, блеклая руда.

Кварц-золоторудная стадия сложена кварцем и самородным золотом, образующим мельчайшие (субмикроскопические), реже микроскопические и очень редко видимые зерна. Для руд формации характерна связь с интрузивными породами сиенит-диоритовой серии. Рудное поле в структурном отношении представляет собой сложный узел, где переплетаются дизъюнктивные нарушения близмеридиональных, северо-восточных, близширотных направлений. Характерна также весьма сложная картина размещения оруденения в пределах интрузии и вокруг нее. Отмечается тесная пространственная связь оруденения с дайками роговообманковых диорит-порфиритов. Оруденение постинтрузивное, позднейшее. Для руд характерны зернистые, массивные, пятнистые, полосчатые, зональные текстуры, встречаются также

крустификационные, друзовые, гребенчатые, брекчиевые, вкрапленные и штокверковые текстуры.

Медно-молибденовая формация

Проявлена Элпинским и Вардениским месторождениями, рудопрооявлениями Прошибердской группы. Главнейшими рудными элементами формации являются молибден и медь. Характерные примеси руд—рений, селен, теллур, золото, висмут (табл. 32).

Таблица 32

Характеристика медно-молибденовой формации

Главнейшие парагенетические ассоциации минералов и элементов	Кварц-молибденит, кварц-пирит-халькопирит-молибденит. Si-Mo-S, Si-Fe-Cu-Mo-S.
Характерные элементы-примеси и их минералы	Re, Se, Te, Bi, Au, самородное золото, висмутин, теллуrowисмутит.
Минералы и ассоциации минералов, имеющие подчиненное значение	Кварц-кальцит-галенит-сфалерит-пирит-халькопирит. (Ангидрит, гипс, магнетит).
Характерные текстуры руд	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная, прожилковая, штокверковая.
Текстуры, имеющие подчиненное значение	Пятнистая, зальбандовых оторочек.
Характерные структуры руд	Гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфная.
Структуры, имеющие подчиненное значение	Идиоморфнозернистая, коррозионная.
Морфология рудных тел и их размеры	Зоны прожилково-вкрапленных руд мощностью 250—300 м, длиной до 2,0—2,5 км.
Вертикальный столб оруденения	Разведанная от 100—120 до 200 м., ожидаемая—до 300—350 м.
Породы, принимающие участие в геологическом строении рудного поля	Кварцевые диорит-порфириды, гранодиорит-порфириды.
Гидротермально измененные породы	Вторичные кварциты с фациями—монокварцитов, алунитовых, диаспорсодержащих кварцитов, каолинитовых кварцитов с гидрагиллитом, каолинит-гидрослюдяных и карбонат-гидрослюдяных кварцитов; пропициты-хлорит-карбонат-гидрослюдяной фации.
Рудовмещающие и рудоконтролирующие структуры (пли-	Вулкано-купольные сооружения, соответствующие сложным узлам сопряжений разрывных нарушений общекавказского.

кативные, дизъюнктивные)	северо-восточного и близмеридионального направлений, региональные глубинные разломы северо-западного простирания.
Генетический тип оруденения	Гидротермальный и субвулканический-гидротермальный.
Возраст оруденения	Поздневерхний эоцен, мио-плиоцен.
Породы, с которыми связывается (генетически или парагенетически) оруденение.	Гранодиориты (поздне-верхнеэоценовые), субвулканические тела дацитов и гранодиорит-порфиров (миоплиоцен).
Месторождения и рудопроявления	Эллип, Варденис, Прошиберд (с участка «Новый», Матур, Гладзори-бина).

Количественные соотношения основных элементов меди и молибдена в различных рудопроявлениях колеблются в больших пределах от медно-молибденовых до молибденовых руд. Главнейшие парагенетические ассоциации представлены: $Si-Mo-Cu-S$, $Si-Mo-S$, широко проявлена $Si-Fe-S$, подчиненное значение имеют $Si-Fe-Cu-As-S$, $Si-Pb-Zn-Cu-As-S$ парагенезисы. Рудообразовательный процесс во всех случаях полистадийный, для формации в целом выделяются: кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая, кварц-халькопирит-молибденитовая, медно-мышьяковая, полиметаллическая, карбонатная стадии минерализации. Рудовмещающие породы в различных рудопроявлениях формации разные: андезит-дацит-липаритовые эффузивы, их пирокласты—лавобрекчии, туфоконгломераты, липарито-дацитовые экструзии (Варденис), кварцевые диорит-порфириты, субинтрузивные тела дацитов, субвулканические гранодиорит-порфиры (Эллип), порфириты, туфобрекчии, туфопесчаники, туффиты и секущие их штоки гранодиоритов.

Рудопроявления медно-молибденовой формации Вайка в отношении возраста и связи оруденения могут быть подразделены на две самостоятельные подформации. Первая из них представлена рудопроявлениями: Прошиберд, «Новый», Матур, Гладзори-бина и др. Для них характерна пространственная, возможно генетическая или парагенетическая связь с гранодиоритами поздневерхнеэоценового возраста. Они вместе с полиметаллической формацией слагают единый формационный ряд. Для второй характерна связь с субинтрузивными телами дацитов, с которыми связаны рудопроявления ртутной формации (Советашен).

Кварц-золоторудная (убогосульфидная) формация

Представлена Капутсарским и Аринджским рудопроявлениями. Мы склонны к этой формации относить также участки Водосборный—Моз. Главнейший рудный элемент—золото, характерна примесь серебра, типичен парагенезис $Si-Au(Ag)$. Второстепенное значение имеют $Si-Fe-S$, $Si-Pb-Zn-As-Bi-S$ парагенезисы.

Рудные тела представлены кварт-золоторудными убогосульфидными жилами. Размеры жил, их количество в пределах рудопроявления варьируют в больших пределах. Рудовмещающими породами являются средне-эоценовые, отчасти олигоценовые туффи-ты, туфопесчаники и туфобрекчии. Рудовмещающие структуры имеют близмеридиональное простирание. Рудоконтролирующие пликативные структуры имеют северо-западное простирание, дизъюнктивные нарушения—СЗ и СВ простирание (табл. 33).

Таблица 33

Характеристика кварц-золоторудной формации

Главнейшие парагенетические ассоциации минералов и элементов	Кварц-самородное золото. Si-Au.
Характерные элементы — примеси и их минералы	Ag. Самородное серебро.
Минералы и ассоциации минералов, имеющие подчиненное значение	Пирит, пирит-галенит-сфалерит.
Характерные текстуры руд	Зернистые (аллотриоморфнозернистая, гилдиоморфнозернистая, идиоморфнозернистая).
Текстуры, имеющие подчиненное значение	Вкрапленная, коррозионная.
Характерные структуры руд	Пятнистая, друзовая.
Структуры, имеющие подчиненное значение	Вкрапленная, крустификационная.
Морфология рудных тел и их мощность	Жилы мощностью от 0,1—0,2 до 0,5—2,2 м.
Породы, принимающие участие в геологическом строении рудного поля	Пироксен-плагиоклазовые и амфиболовые порфириды, туффи-ты, туфобрекчии, туфо-конгломераты (средний эоцен), андезитобазальты, жилы диабазовых порфиритов (олигоцен).
Рудовмещающие и рудоконтролирующие структуры (пликативные, дизъюнктивные)	Антиклинальная складка северо-западного простирания (юго-западное крыло), разрывные нарушения близмеридионального северо-восточного, северо-западного простирания.
Генетический тип оруденения	Гидротермальный.
Возраст оруденения	Верхний эоцен.
Породы, с которыми связывается (генетически или парагенетически) оруденение.	Штоки гранитоидов поздневерхнеэоценового возраста (Джермукская и Каялинская группа интрузивов).
Месторождения и рудопроявления	Капутсар, Ариндж, Водосборный—Моз.

Кремнисто-марганцевая формация

Представлена четырьмя небольшими рудопроявлениями, развитыми в пределах Караглух-Гюмушханской (Кармрашен, Кабахлу) и Элпин-Мартиросской (Мартирос, Горадис) зон. Главнейшими компонентами руд являются марганец, второстепенное значение имеют барит, ртуть, никель, кобальт, вельд. Рудные тела, пластообразные, секущие и брекчированные рудные зоны. Характерные текстуры руд: массивная, брекчиевидная, крустификационная. В минеральном составе руд принимают участие псиломелан, пиролюзит (полианит), халцедон, карбонаты, барит, пирит, киноварь и др. Представляет переходный тип между эндо- и экзогенным и рассматривается как эксгальационно-осадочное образование. Характерна приуроченность рудных тел к красным яшмам, кремненным туфам, мергелям, порфирирам эоцена.

Ртутная формация

Представлена Советашенским и Серским рудопроявлениями, развитыми в пределах Элпин-Мартиросской зоны. Основной рудный элемент—ртуть образует простой по составу (Si—Hg—S) парагенезис. Рудный минерал—киноварь образует тончайшую вкрапленность в самых различных по составу и возрасту породах. Характерна ассоциация руд с выходами субвулканических интрузий. Оруденение представлено зонами со сравнительно низким содержанием ртути. В ассоциации с киноварью в небольшом количестве присутствуют пирит, кварц, халцедон и другие рудные минералы. Формация относится к числу сравнительно слабо изученных, но перспективных формаций Вайка. Особенно интересной в этом отношении является Советашен-Мартиросская зона.

2. Основные факторы, определяющие размещение оруденения в пределах Вайкского рудного района

Выяснение закономерностей размещения оруденения на территории Вайка является задачей первостепенной важности проведенных исследований. Оно требует всестороннего анализа факторов, обуславливающих пространственное размещение оруденения, степень концентрации руд и их вещественный состав в пределах отдельных месторождений и рудных полей. Только на основании таких данных можно подойти к решению вопросов дальнейших направлений геологоразведочных работ в пределах рудного района и прогнозировать оруденение на закрытых территориях прилегающих районов.

При описании месторождений и рудопроявлений рудного района в каждом конкретном случае были отмечены контролирующие оруденение факторы. Наиболее важные подразделяют-

ся на две группы—магматическую и структурную. Ниже вкратце остановимся на каждой из них в отдельности.

Связь оруденения с магматизмом

Магматический фактор контроля оруденения проявлен на месторождениях и рудопроявлениях всех рудных формаций Вайка. Для полиметаллической, золото-сурьмяно-полиметаллической, медно-молибденовой, золото-кварцевой формаций характерна тесная пространственная связь с гипабиссальными интрузиями гранитоидов. Последние представляют собой результат последовательной смены отдельных порций магматического расплава от более основных, не насыщенных кремнеземом, умеренно щелочных лейкократовых пород натриевого ряда (Гюмушханская габбро-эссекситовая интрузия) к слабо пересыщенным кремнеземом, богатыми щелочами лейко-мезолитовыми породами калиевого ряда (монцититы Гюмушханской и Каялинской интрузий), и слабо-умеренно пересыщенным кремнеземом, богатыми щелочами породами известково-щелочного ряда (сиенито-диориты, кварцевые диориты, кварцевые сиениты, граносиениты, гранит-порфиры Каялинского и Газминского рудных полей). Для ртутной, ст. части молибденовой (медно-молибденовой) формаций (Варденис, Эллин) характерна пространственная связь с субвулканическими и экстрезивными образованиями, представляющими собой столбообразные и конусообразные секущие тела андезитового, андезито-трахитового, андезито-дацитового, липарито-дацитового и липаритового состава. В пределах Варденисского молибденового месторождения развиты экстрезии андезито-трахитового состава, в пределах Эллинского месторождения—дацитовые и липарито-дацитовые экстрезии. Серское проявление ртути приурочено к выходам экстрезий андезито-дацитового и андезитового состава. Наконец, марганцевая (кремнисто-марганцевая) формация приурочена к вулканогенно-осадочным образованиям (андезиты, туффиты и др.). Таким образом, почти с каждой из фаций магматических пород, развитых в пределах Вайка, связано специфическое по составу оруденение. В целом для рудного района с достаточным основанием можно говорить о двух типах связи оруденения с магматическими породами. Первой из них является непосредственная, или прямая, генетическая связь оруденения с интрузивными породами. К числу главнейших признаков такой связи А. Г. Бетехтин (1955) относил факты, когда оруденение пространственно приурочено к интрузивам и тесно связано со скарнами как контактово-метасоматическими образованиями, возникшими в результате взаимодействия магматических отщеплений с вмещающими породами. В соответствии с этим скарны с медным оруденением Азатекского рудного поля, а также вкрапленное пирит-пирротин-арсеникопиритовое оруденение экзо- и эндо-контактной зоны Каялинской интрузии можно рассматривать в

прямой генетической связи с теми интрузивными породами, к которым они пространственно приурочены. Очевидно, отмеченные руды не являются единственными, характеризующимися в рудном районе подобным типом связи с магматизмом.

Преобладающее большинство типов руд Вайка характеризуется парагенетической связью с магматическими породами, когда последние, как и оруденение, являются результатом последовательно проявившихся магматической и гидротермальной деятельности глубокозалегающего магматического очага. Месторождения и рудопроявления с подобной связью с магматическими породами подразделяются на две группы. В первую группу входят месторождения, пространственно и парагенетически связанные с интрузивными породами. Во вторую группу входят месторождения и рудопроявления, пространственно и парагенетически связанные с вулканитами: покровными, жерловыми, экструзивными, субвулканическими интрузивными фациями. Процессы магматизма, метаморфизма и рудопроявления при формировании этих двух групп существенно различны. В первом случае процессы протекают на глубине, вне связи с поверхностью; во втором — наоборот, при периодической связи (сообщении) с поверхностью. При этом вместо жидких остаточных растворов, выделяющихся из магматического резервуара после застывания основной части магмы (первая группа), в процессе всего вулканизма от самого его начала образуются обильные газовые растворы, которые смешиваясь с подземными водами образуют слабоконцентрированные рудоносные растворы, вызывающие широкие поля гидротермально измененных пород со сравнительно небольшой концентрацией сульфидных руд. Движение растворов при формировании месторождений второй группы происходит не только по тектоническим трещинам и высокопроницаемым породам (первая группа), но и по жерловинам и вулканическим структурам (конические и кольцевые разломы, радиальные трещины и т. д.) (Котляр, 1968).

К первой группе относятся месторождения и рудопроявления полиметаллической, золото-сурьмяно-полиметаллической, золото-кварцевой (убогосульфидной) и отчасти медно-молибденовой формаций Вайка. Одним из характерных признаков месторождений этой группы А. Г. Бетехтин считал наложение оруденения на породы дайковой серии, в том числе и на наиболее поздние из них — лампрофиды. В пределах рудного района дайковые породы представлены аплитами, микропегматитами, гранодиорит-порфирами, граносиенит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами и лампрофидами, которые повсеместно имеют дорудный характер.

Рассматривая вопрос связи оруденения с малыми интрузиями К. Ф. Шипулин (1963) отметил, что в результате отщепления магмы интрузий из очага последний существенно мецается, поэ-

тому он предложил эту связь назвать не парагенетической, а геолого-структурной.

Ко второй группе относятся месторождения и рудопроявления ртутной, марганцевой, а также часть молибденовой (медно-молибденовой) формаций района, для которых характерна локальная приуроченность к центрам проявления вулканизма или к субвулканическим интрузивам, сопровождающим формирование вулканогенных формаций. В зависимости от особенностей формирования и типов рудоносных вулканогенных комплексов вулканогенные рудные формации можно подразделить на следующие три типа: а) вулканогенно-осадочный тип связан преимущественно с эффузивными комплексами. К этому типу относится марганцево-кремнистая формация или часть рудопроявлений этой формации; б) субвулканический тип, связан с субвулканическими и экструзивными комплексами. Представлен этот тип ртутной формацией (Советашен, Серс); в) связан с субинтрузивным—субвулканическим комплексом и представлен медно-молибденовой формацией (Элпин, Варденис). Таким образом, интенсивность, вещественный состав и масштабы оруденения для различных формаций магматических пород существенно разные. Наиболее продуктивными в отношении оруденения являются интрузивные породы. Следующими являются субвулканические интрузии, затем идут экструзивные и эффузивные образования.

Возраст рудогенерирующих магматических комплексов также различный. Интрузивным породам исследователями приписывается различный возраст—эоцен-олигоцен-миоцен. Эти разногласия прежде всего обусловлены тем, что по-разному решается вопрос возраста прорываемых пород. Так, К. Н. Паффенгольц возраст вулканогенной толщи определяет как олигоцен, а А. Т. Асланян, Л. Н. Леонтьев, Е. Е. Милановский и др. нижнюю часть толщи относят к среднему—верхнему (?) эоцену, верхнюю—миоплиоцену. Калий-аргоновый метод определения абсолютного возраста интрузивных пород показывает цифры 29—39 млн. лет, что соответствует поздневерхнеоэоценовому возрасту. При этом наиболее низкие значения (29 млн. лет) получены для граносиенитов Газминского рудного поля, а наибольшие (39 млн. лет)—для эссекситовых габбро Гюмушханского рудного поля. Возраст сиенито-диоритов и монцонитов соответственно составляет 32 и 35 млн. лет.

Возраст экструзивных пород и субвулканических интрузий определяется как плиоцен, или точнее средний-верхний плиоцен, на основании взаимоотношений с ассоциирующимися с ними породами и аналогии с одноименными породами Нахичеванской АССР (Иландаг, Алинджачай и др.). Таким образом, оруденение Вайка связано с различными по возрасту и фациям магматическими породами и характеризуется существенно разными связями—генетической, парагенетической, геолого-структурной.

При описании месторождений и рудопроявлений района было указано, что структурный контроль оруденения характеризуется значительным разнообразием форм своего проявления. Из пликативных дислокаций рудоносны как антиклинальные, так и синклинальные структуры, хотя наиболее характерна связь оруденения с первыми. Большинство месторождений и рудопроявлений района приурочено к антиклинальным структурам, к синклинальной структуре приурочено Азатекское месторождение и многочисленные рудопроявления, расположенные на небольшом удалении от него (Чайкенд, Чирахли и др.). Но во всех случаях оруденение приурочено к дизъюнктивным нарушениям, среди которых важную роль играют конформные разломы северо-западного и близкие к трансформным субмеридионального простирания. Первые из них представляют собой разрывные структуры различных порядков (I, II, III), сформированные в течение длительного развития при многократной смене плана деформаций и характера действующих сил (сжатие, растяжение). Данные геофизических и геолого-структурных исследований позволяют на территории Вайка выделить ряд нарушений северо-западного направления, которые, пересекая территорию рудного района, протягиваются далеко за его пределами. Общая протяженность, мощность разломной полосы, время заложения и активизации этих разломов разные. Субмеридиональные, близкие к трансформным нарушения играют значительную роль в магматическом и рудообразовательном процессах региона. Проходят они параллельно Транскавказскому поднятию, которое по Е. Е. Милановскому (1973) является северным продолжением Африкано-Аравийского рифто-магматического пояса. На территории Вайка проявлены западные составляющие Зангезур—Далидагской зоны близмеридиональных разломов. Наиболее выдержанный из них протягивается от рудного поля Зодского месторождения до Ордубада и дальше. Параллельно с ним к западу, протягиваются еще три менее выдержанные и сравнительно слабо проявленные разрывные нарушения. К узлам сопряжений нарушений этих двух направлений приурочены вулканические массивы, центры излияния, экструзивные, субвулканические и интрузивные тела со связанными с ними рудопроявлениями. Так, например, Гюмушханское рудное поле приурочено к месту пересечения Арзакан-Сисианского разлома с Зод-Ордубадским. К западу, на участке пересечения Арзакан-Сисианского разлома с близмеридиональной структурой (устанавливаемой аэромагнитной съемкой) расположены Джермукское и Капутсарское проявления. К западу, на разрывных нарушениях близмеридионального простирания, также устанавливаемых аэромагнитной съемкой, расположен ряд месторождений и рудопроявлений (Варденис, Гедикванк, Кармрашен, Азатек, Мартирос и др.), а также вулканические конуса и среди них вулкан Вайоцсар. Газминское месторождение, рудопроявления Ен-

гиджа, Прошибердская группа приурочены к разрывным нарушениям северо-западного простирания. Чрезвычайно интересной и сложной является структура Элпинского рудного поля. Она приурочена к узловой зоне пересечения разломов северо-западного (Ани-Ордубадский), близмеридионального и северо-восточного направлений. В пределах Азатекского рудного поля пересекаются зоны разломов близмеридионального и близширотного направлений с системой северо-западных и северо-восточных нарушений более низких порядков. Последние, а также близширотные, близмеридиональные и северо-восточные нарушения низких порядков являются рудовмещающими.

В целом размещение оруденения в пределах Вайкского рудного района носит линейно-узловой характер. На фоне описанных в предыдущей главе рудоносных структурных зон, сопровождаемых конформными разломами, выделяются узлы сопряжений конформных и трансформных нарушений с более интенсивным оруденением. При этом интенсивность оруденения во многом зависит от глубины заложения, протяженности и мощности тектонических нарушений. Разломы более высоких порядков в большинстве случаев обуславливают более интенсивное проявление магматических и рудообразовательных процессов.

Структура является одним из важнейших факторов, обуславливающих разнообразие вещественного состава руд. Чем большее количество тектонических нарушений пересекается в пределах рудного узла, тем большим разнообразием состава характеризуются проявленные в нем руды. Так, например, в пределах Элпинского рудного поля оруденение ртуты приурочено к зоне Ани-Ордубадского разлома и связано с экстрюзиями санидиновых трахилипаритов, а медно-молибденовое оруденение—монодиоритами (небольшой выход) и кварцевыми диорит-порфиритами (сменяющимися на глубине гранодиорит-порфирами), которые приурочены к месту пересечения нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. В пределах Азатекского рудного поля золото-сурьмяно-полиметаллическое оруденение приурочено к зонам северо-восточных и близширотных нарушений, а золото-кварцевое—преимущественно к субмеридиональным нарушениям.

Обобщение накопленного фактического материала дает основание заключить, что интенсивность и разнообразие вещественного состава руд обусловлены длительностью и перманентностью развития структур рудных полей. Разновременность заложения структур, с одной стороны, активизация ранее заложенных разломов, с другой, обуславливают многократное проявление магматизма и связанного с ним рудообразования в пределах отдельных рудных полей и месторождений.

В пределах рудного района имеются участки, где, несмотря на наличие и сочетание структурного и магматического факторов, оруденение отсутствует или проявлено очень слабо. Недостаточная изученность их не позволяет говорить о причинах отсутствия

оруденения в них. Сочетание структурного и магматического факторов является необходимым, но недостаточным условием для образования значительных концентраций эндогенных руд. Наиболее перспективными в отношении рудоносности являются те участки, где благоприятно сочетаются структурный и магматический факторы. Выяснение различий рудоносных и нерудоносных сообществ структурного и магматического факторов имеет исключительно важное значение для прогноза и перспективной оценки магмоконтролирующих структур.

Возраст оруденения

Геологические и радиологические исследования рудоносных магматических комплексов Вайка показывают, что рудообразовательные процессы наиболее интенсивно и широко проявились в позднеэоценовое время, когда образовались почти все полиметаллические, золото-сурьмяно-полиметаллические, марганцевые и часть молибденовых руд района. Процессы эндогенного рудообразования сравнительно интенсивно проявились также в неогене в связи с вулканическими процессами среднего и верхнего плиоцена. Образовались перспективные проявления молибденовых, медно-молибденовых и ртутных руд. Промежуточное место занимают зоны убогосульфидных кварц-золоторудных руд. Они моложе золото-сурьмя-полиметаллических руд, но древнее медно-молибденовых и ртутных руд. Более точное определение возраста этих руд требует специальных исследований. Но независимо от результатов последних, можно считать, что возраст известных к настоящему времени месторождений и рудопоявлений Вайка охватывает время от верхнего эоцена до плиоцена включительно. Месторождения и рудопоявления более древнего возраста до сих пор в пределах рудного района не установлены. Поэтому важное значение имеет выявление рудных галек среди толщ конгломератов среднеэоценового возраста. На восточной окраине с. Дайлахлу среди отмеченных конгломератов встречены гальки мелкозернистой плотной серовато-черной габброидной породы с весьма интенсивным медным оруденением. Размер рудных галек весьма разный. Наиболее часто встречаются гальки диаметром от 5—6 до 15—20 см (рис. 29). Степень окатанности галек дает основание считать, что они довольно длительное время находились в прибрежной зоне эоценового моря. Детальные микроскопические исследования полированных шлифов, изготовленных из рудных галек, показывают, что рудные минералы в своей основной массе окислены. Сохранившиеся мельчайшие реликты первичных минералов дают основание считать, что руда первоначально состояла из халькопирита, пирита, борнита, сфалерита, висмутита и др. минералов. Сохранились участки с распадом твердого раствора халькопирита в борните. Вторичные минералы представлены лимонитом, малахитом, азуритом, борнитом, халькозином, само-

родной медью. По своему составу описываемые рудные гальки существенно отличаются от всех известных на территории Вайка месторождений и рудопроявлений.

Время проявления оруденения рудных галек, несомненно, древнее оруденения Азатекского месторождения, в том числе и

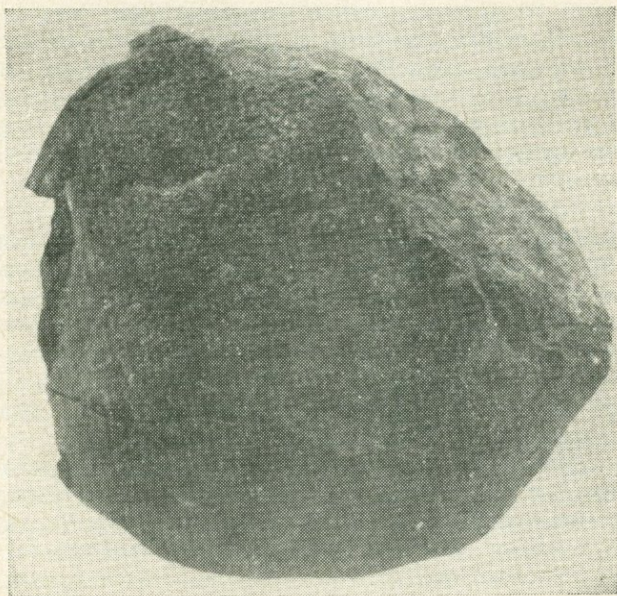


Рис. 29. Рудная галька, из толщи конгломератов верхнеэоценового возраста. Окрестность с. Дайлахлу, уменьшено в 2 раза.

Дайлахлинского проявления медных руд. Оно имеет досреднеэоценовый возраст. По составу и структуре порода рудных галек имеет определенное сходство с габброидами Вединского района, с которыми связаны небольшие проявления медных руд.

Таким образом, имеются основания считать, что рудообразовательные процессы имели место не только в поздневерхнеэоценовое и мио-плиоценовое время, но и значительно раньше. В соответствии с этим правомерно ожидать месторождения и рудопроявления медных и других руд под эоценовыми образованиями в связи с магматизмом более древнего возраста.

Учет изложенных закономерностей образования и размещения оруденения, с одной стороны, особенности геологического строения, структуры, магматизма и метаморфизма, с другой, дают основание перспективы Вайкского рудного района в отношении выявления новых месторождений и рудопроявлений оценивать весьма положительно и рекомендовать ряд участков для проведения поисковых и поисково-разведочных работ.

У. Основные выводы и рекомендации по направлению дальнейших поисково-разведочных и научно-исследовательских работ

Обобщение приведенного выше фактического материала позволяет дополнить и внести существенные коррективы в представления о геологическом строении и рудоносности Вайка.

В геологическом строении Вайка принимают участие различные по составу и условиям образования породы палеозойского (Д, С, Р), мезозойского (Сг) и кайнозойского (Рg, Ng) возрастов, которые существенно отличаются друг от друга по степени своего развития и рудоносностью.

Породы *палеозойского* и *мезозойского* возрастов имеют ограниченное развитие, обнажаются в юго-западной части рудного района и представлены различной степени метаморфизованными осадочными породами: глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, кварцитами (Д₃, С₁), битуминозными известняками, мергелями (Р_{1,2}), конгломератами, известняками, песчаниками, гравелитами (Сг). Вопросы рудоносности этих пород недостаточно изучены. Местами (Элпинское рудное поле) на них наложено ртутное оруденение миоплиоценового возраста.

Среди *кайнозойских* образований наибольшее развитие имеют палеогеновые отложения, которые представлены карбонатными, терригенно-карбонатными, карбонатно-терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями.

Породы *нижнего эоцена* представлены: известняками, мергелями, известняковыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и карбонатно-кремнистыми образованиями с преобладанием карбонатных отложений суммарной мощностью 170—300 м. Эти породы характеризуются скудной микрофауной. В палеогеографическом отношении с юга на север наблюдается переход от мелководных морских фаций к умеренно-глубоководным.

Отложения *среднего эоцена* имеют флиш-флишоидный характер. Стратиграфически снизу вверх они представлены двумя свитами: вулканогенно (туфогенно)-осадочной и карбонатно-терригенной. Вулканогенно-осадочная флиш-флишоидная свита представлена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфоаргиллитами, спилитами, диабазовыми порфиритами, туфоконгломератами и др. С юго-запада на северо-восток происходит резкое увеличение пирокласто-вулканогенного вещества и мощности свиты (от 300 до 2000 м). Карбонатно-терригенная флишевая свита сложена в основном песчаниками, алевролитами и глинами. Подчиненное развитие имеют известняки, мергели, гравелиты и конгломераты. Наблюдаются прорывающиеся и согласно залегающие тела диорит-порфиритов, реже габбро-порфиритов. Мощность свиты около 400 м, которая постепенно уменьшается с юго-восто-

ка на север. Породы вулканогенно-осадочной и карбонатно-терригенной свит являются преимущественно умеренно-глубоководными морскими образованиями.

Отложения *верхнего эоцена* имеют нефлишевый характер со значительным распространением рифовых известняков и крупно-обломочных пород. На основании результатов детальных литолого-палеонтологических исследований к верхнему эоцену относим часть разреза отложений (район сс. Азатек, Малишка и др.), которые предыдущими исследователями относились к верхам среднего эоцена. В разрезе верхнего эоцена выделяются две толщи: нижняя—глинисто-песчаная и верхняя—конгломерато-известковая. Нижняя толща представлена глинами, песчаниками с прослоями алевролитов, известняков и линзами конгломератов. Верхняя толща сложена андезито-базальтами, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туффитами и известняками. Верхнеэоценовые породы очень богаты фауной моллюсков, большинство которых в работе описано. Отложения верхнего эоцена являются преимущественно мелководными, шельфовыми морскими образованиями. Банки рифовых известняков формировались в литоральной зоне.

Местами (с. Малишка) слои верхнеэоценовых биоморфных известняков стронциеносны. Последний представлен жеодами крупнокристаллического целестина, который является позднедиагенетическим, эпигенетическим образованием. В подстилающих известняки алевритовых глинах целестин представлен редкими инфильтрационными прожилками.

В кремнистых известняках значительное развитие имеет халцедон в виде диагенетических линз и разнообразной формы скоплений. В приконтактных зонах с вулканогенными породами в аргиллизированных породах верхнего эоцена развиты агатовидные кварц-халцедоновые секреции концентрического строения с кальцитом в центре. Эти образования могут быть использованы в качестве поделочного камня.

К палеогену относятся многочисленные экструзивные и гипабиссальные интрузивные тела гранитоидов. Последние представляют собой результат кристаллизации на небольших глубинах магматических расплавов, значительно отличающихся друг от друга составом: от основных, ненасыщенных кремнеземом, умеренно щелочных до слабо умеренно пересыщенных кремнеземом, богатых щелочами известково-щелочных.

С породами палеогенового возраста генетически и парагенетически связана преобладающая часть месторождений и рудопроявлений района (Азатек, Газма, Гюмушхана и др.), которые группируются в золото-сурьма-полиметаллической, полиметаллической, медно-молибденовой, кварц-золоторудной (убогосульфидной), марганцевой рудных формациях.

Породы *постпалеогенового* возраста подразделяются на две возрастные группы: миоплиоценовый и четвертичный.

Среди *миоплиоценовых* образований выделяются: нижний-средний миоцен (андезиты, дациты, их туфы и пирокласты с внутрiformационными потоками андезито-базальтов); средний миоцен (лавы, лавобрекчии, грубообломочные туфолавы преимущественно кислого состава); верхний миоцен (андезитовые туфы, санидиновые трахиандезиты и трахилипариты); верхний миоцен—нижний плиоцен (андезиты, трахиандезиты, андезито-дациты, дациты, липариты, их туфы и обломочные разности). Среди миоплиоценовых образований значительное развитие имеют столбообразные и конусообразные субвулканические и экструзивные тела андезитов, андезито-трахитового, андезито-дацитового, липарито-дацитового и липаритового составов. С этими породами связаны сравнительно небольшие, но перспективные рудопроявления молибденовых, медно-молибденовых и ртутных руд.

Породы *четвертичного* возраста по своей распространенности уступают только палеогеновым образованиям и представлены андезито-базальтовыми лавами, наиболее широко и интенсивно проявленными на северной, северо-восточной, восточной и центральной частях рудного района. Рудопроявления в связи с породами этого возраста в рудном районе пока неизвестны.

В целом Вайкский рудный район по выявленным к настоящему времени месторождениям и рудопроявлениям относится к умеренно рудоносным районам со значительным разнообразием вещественного состава и условий образования руд. Все месторождения и рудопроявления района нами группируются в 6 рудных формациях. По интенсивности проявления, широте развития и, следовательно, по своему практическому значению они существенно разные. Наиболее широко и сравнительно интенсивно проявлена полиметаллическая формация, затем идут золото-сурьяно-полиметаллическая, медно-молибденовая, марганцевая, ртутная и золото-кварцевая (убогосульфидная) формации. По степени концентрации полезных компонентов в руде определенный практический интерес могут представлять золото-сурьяно-полиметаллическая и полиметаллическая формации (месторождения Азатек, Газма). Перспективными являются ртутная, золото-кварцевая (убогосульфидная) формации. Некоторое развитие имеет также медно-молибденовая формация.

Размещение оруденения в пределах Вайкского рудного района носит линейно-узловой характер. Преобладающее большинство эндогенных месторождений приурочено к трем дизъюнктивно-пликативным структурным зонам северо-западного простирания (Джермук-Варденинская, Караглух-Гюмушханская и Советашен-Серсская), которые существенно отличаются друг от друга историей геологического развития, особенностями магматизма, временем формирования и характером оруденения. Эти структуры соответствуют зонам разломов фундамента, которые совмест-

но с поперечными трансформными нарушениями северо-восточного, близширотного и близмеридионального простирания делят эопалеозойский фундамент территории Вайка на блоки различных размеров и конфигураций, создавая мозаично-блоковое («клавишное») строение. Последнее существенно отразилось на формировании пликативных дислокаций пород чехла, обуславливая образование асимметричных и брахиформных складчатых структур.

Результаты геофизических исследований и, в частности, плотностная характеристика разрезов различных блоков дают основание сделать заключение о различной глубине эопалеозойского фундамента и в соответствии с этим о различном характере и интенсивности магматизма и оруденения.

Из пликативных дислокаций рудоносны как антиклинальные, так и синклинальные структуры. В их пределах месторождения и рудопроявления приурочены к дизъюнктивным нарушениям и в особенности к узлам пересечения конформных (северо-западных) и трансформных (северо-восточных, субмеридиональных, субширотных) разломов. Среди последних особая роль принадлежит субмеридиональным разломам, которые характеризуются наибольшей глубиной заложения, длительностью и перманентностью развития. Они носили фрагментарный характер активизации, тем самым обуславливая многократное проявление вдоль них магматизма и оруденения.

Отчетливо проявлен магматический контроль оруденения, выраженный в пространственной приуроченности руд к выходам интрузий, даек, субвулканическим образованиям и корням излияния эффузивов. Оруденение связано как с интрузивным, так и эффузивным магматизмом. Связь оруденения с магматизмом весьма разнообразная: генетическая, парагенетическая, геолого-структурная.

Интенсивность оруденения во многом зависит от порядка разломов. Чем выше их порядок, тем интенсивнее проявлены связанные с ними магматические и рудообразовательные процессы.

Структурный фактор наряду с интенсивностью оруденения обуславливает разнообразие вещественного состава руд. Чем большее количество тектонических нарушений пересекается в пределах рудного поля, тем большим разнообразием состава характеризуются проявленные в нем руды.

Разновременность заложения пересекающихся структур и периодическая их активизация обуславливают совместное проявление разновозрастных, нередко существенно отличающихся по составу руд. Рудовмещающую роль обычно выполняют дизъюнктивные нарушения более низких порядков.

Возраст оруденения известных к настоящему времени в пределах Вайка месторождений и рудопроявлений охватывает время от верхнего эоцена до нижнего плиоцена. Кроме того, учитывая наличие рудных галек в конгломератах среднеэоценового воз-

раста, можно нижний возрастной предел оруденения считать не моложе нижнего эоцена, что значительно расширяет перспективы рудоносности района и в особенности досреднеэоценовых структурных этажей.

Ниже остановимся на рекомендациях по направлению геолого-разведочных работ по отдельным рудным полям.

В пределах *Азатекского* рудного поля наиболее реальные возможности увеличения золото-полиметаллических руд связаны с глубокими горизонтами жильной зоны 7-7а и в особенности с ее юго-западной частью, где наложены друг на друга золото-серебро-сурьма-полиметаллические и золото-кварцевые руды. Благоприятный характер изменения оруденения с глубиной наряду с данными, свидетельствующими об охвате эрозией верхних частей рудного столба, дают основание глубокие горизонты участков Цицкар, Гегарчи, Каялу, Северо-Восточного также считать перспективными в отношении золото-полиметаллического оруденения.

Разведку глубоких горизонтов месторождения целесообразно осуществлять путем проходки шахты, которую можно заложить в ущелье р. Азатек, недалеко от места слияния ее с р. Арпа. Учитывая результаты пробуренных подземных скважин, глубину шахты для первого этапа работ следует предусмотреть 100 м, в дальнейшем в зависимости от полученных результатов глубина шахты может быть увеличена.

В отношении кварц-золоторудного оруденения перспективными являются близмеридиональные структуры участков Ехегнут, Водосборный и Моз (западный фланг *Азатекского* рудного поля). С целью оценки оруденелых зон этих участков необходима проходка горных выработок тяжелого типа.

Перспективным является восточный фланг *Азатекского* рудного поля. Несмотря на положительные результаты поисковых, геолого-структурных и минералого-геохимических исследований, глубокие горизонты этих зон остаются совершенно неизученными. При перспективной оценке рудоносных зон участка Ариндж необходимо учесть, что на их южном продолжении расположены Чайкендское и Джульское проявления, которые, в особенности последнее, по минеральному составу руд и гидротермальным изменениям вмещающих пород напоминают верхние горизонты наиболее интенсивно оруденелых участков *Азатекского* месторождения, поэтому здесь необходимо проектировать геологоразведочные работы путем проходки горных выработок тяжелого типа.

В отличие от представления о зональном распределении оруденения вокруг Каялинской интрузии, проведенными исследованиями установлен более сложный характер распределения оруденения, что обусловлено особенностями формирования структуры рудного поля, его геологическим строением и в особенности сложной конфигурацией кровли необнаженных частей Каялинской интрузии. В ближайшие годы научно-исследовательские работы здесь должны быть направлены на детализа-

цию сложной структуры рудного поля, более полное выявление закономерностей размещения оруденения в нем, выявление характера распределения редких и благородных элементов в различных типах руд и минералах. Необходимо уточнить и детализировать геолого-структурные карты рудного поля. Имеющиеся геологические карты не охватывают все участки месторождения, часто не увязываются друг с другом и не отображают истинную картину геологического строения месторождения.

В *Газминском рудном поле* дальнейшие геологоразведочные работы должны быть направлены на изучение более глубоких горизонтов месторождения и в особенности северо-западного фланга Корекидзорского и Арчидзорского участков. Но прежде чем начать эти работы, необходимо решить вопрос золотоносности руд Газминского месторождения путем проведения специальных минералого-геохимических исследований с опробованием всех известных типов руд и ассоциаций минералов. Особое внимание следует уделить зонам окварцевания с убогосульфидной минерализацией.

Гюмушханское рудное поле по своему геолого-структурному положению (узел пересечения разломов трех направлений), интенсивности и масштабам проявления гидротермальных изменений, широте развития оруденения относится к числу перспективных территорий рудного района.

Анализ имеющегося фактического материала по распределению оруденения дает основание глубокие горизонты рудного поля рекомендовать для проведения дополнительных геологоразведочных работ. Для определения направления этих работ необходимо здесь провести комплексные геолого-геофизические и минералого-геохимические исследования с составлением специальных и комбинированных карт разрывной тектоники, относительного расположения эопалеозойского фундамента, типов гидротермальных изменений и оруденения.

Элпинское рудное поле относится к числу перспективных в отношении эндогенного оруденения. Это в особенности касается северо-западного фланга Советашенского проявления ртути, где под лавами андезито-базальтов выявлены сравнительно высокие концентрации ртути. Благоприятное сочетание здесь структурного и магматического факторов дает основание этот участок выдвинуть в качестве перспективного объекта в отношении ртутного оруденения. Геологоразведочные работы должны осуществляться путем прохождения скважин и других выработок тяжелого типа.

Практический интерес могут представлять глубокие горизонты Элпинского проявления медно-молибденовых руд. Особенности геологического строения, структуры наряду с результатами геологоразведочных работ, проведенных за последние годы, дают основание ставить вопрос о возобновлении и продолжении геологоразведочных работ путем проходки буровых скважин и штолен.

Выяснение перспектив других участков рудного района в отношении рудоносности требует проведения сравнительно детальных поисково-съёмочных работ в сопровождении геофизических и аэромагнитных съёмок. Эти работы должны прежде всего проводиться вдоль Советашен-Мартиросской, Караглух-Гюмушханской и Варденис-Джермукской зон, с детализацией в узловых частях, с выяснением металлогенической роли каждого из направлений тектонических нарушений.

- Агамалян В. А. Геология и петрография сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива (Армянская ССР). Автореф. канд. дис., 1970.
- Акопян А. Г. О характере и виде функций распределения кадмия в главных сульфидах некоторых полиметаллических месторождений Айоцзорского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, т. XX, 1—2, 1967.
- Акопян В. Т. Меловая система.—В кн.: Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, М., «Недра», 1970.
- Амарян В. А. Вулканические образования.—В кн.: Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, 1970.
- Амирян Ш. О., Акопян А. Г. О золоторудной минерализации на одном сурьмяно-полиметаллическом месторождении. Науч. техн. сб. № 3—4, 1963.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», 1958.
- Асланян А. Т. Тектоника. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, М., «Недра», 1970.
- Асланян П. М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1970.
- Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Ереван, 1968.
- Баласанян С. И. Особенности развития магматизма.—В кн.: Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, М., «Недра», 1970.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами.—В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
- Габриелян А. А. Кайнозой.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. II, Стратиграфия, Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1964.
- Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, 4, 3—21, 1974.
- Геология СССР. Т. XLIII, Армянская ССР, М., Недра, 1970.
- Григорян Г. О. Пример взаимоисключения галенита и антимонита в пределах одного этапа минерализации. Изв. АН Арм. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. 8, № 3, 1955.
- Депплес Э. К. Кремнезем как фактор диагенеза (и катагенеза).—В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
- Джрбашян Р. Т., Садоян А. А. Особенности верхнеэоценового вулканогенно-осадочного литогенеза Вайоцзора. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, 4, 1978.
- Егоян В. Л. Мел.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. II, Стратиграфия, Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1964.
- Елисеев О. П., Джрбашян Р. Т., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении, Изд-во АН Арм. ССР, 1964.
- Карпетян А. И., Амирян Ш. О. Парагенезисы золота в главнейших эндогенных рудных формациях Армянской ССР. Тезисы докладов, часть I. Владивосток, 1974.

- Карпетян С. Г.* Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1972.
- Качурия В. Ф., Меликсетян Б. М., Саркисян Г. А., Лисица А. А.* Особенности геологического строения и основные черты рудоносности Зовашен-Варденинской вулканско-тектонической депрессии (западный Вайк). Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, 4, 3—12, 1975.
- Коптев-Дворников В. С.* О геохимическом изучении вулканогенных пород и о значении аксессуарных минералов.—В сб.: Вулканические породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.
- Котляр В. Н.* О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа, ЗВМО, ч. 69, вып. 2—3, 1940.
- Котляр В. Н.* Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1958.
- Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Кржечковский А. В.* Газминское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Тр. ГГРУ, вып. 81, М., 1931.
- Магакьян И. Г.* Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 6, 1959.
- Магакьян И. Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969.
- Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фармазян А. С., Амирян Ш. О., Карпетян А. И., Пароникян В. О., Зарьян Р. Н., Меликсетян Б. М., Акопян А. Г.* Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1972.
- Малхасян Э. Г.* Петрография интрузивных пород Даралагеза. Ереван. Изд-во АН Арм. ССР, 1958.
- Малхасян Э. Г.* Интрузивные породы Айоцдзора.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. III, Петрография, интрузивные породы. Ереван. Изд-во АН Арм. ССР, 1966.
- Мартиросян Ю. А., Саркисян О. А.* Новые данные по стратиграфии палеоцено-нижнеэоценовых отложений Западного Айоцдзора. ДАН Арм. ССР, т. 34, № 4, 1962.
- Милановский Е. Е., Хайн В. Е.* Геологическое строение Кавказа. МГУ, 1963.
- Милановский Е. Е., Короновский И. В.* Роль туфолаво-ингимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры.—В кн.: Вулканические и вулcano-плутонические формации, т. II, М., Наука, 1966.
- Милановский Е. Е., Короновский И. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973.
- Остроумова А. С.* Третичный вулканизм западного Даралагеза (Армения). Автореф. канд. дис., Л., 1962.
- Пароникян В. О.* Минералы висмута из полиметаллических руд Айоцдорского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, т. XV, 3, 1962.
- Пароникян В. О.* Характер минерализации полиметаллической формации руд Айоцдорского рудного района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, т. XVII, № 3—4, 1964.

- Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Ереван. Изд-во АН Арм. ССР, 1947.
- Паффенгольц К. Н.* К стратиграфии третичных отложений восточной Анатолии и северо-западного Ирана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван. Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
- Пиджян Г. О.* Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1975.
- Пиджян Г. О., Карапетян А. И.* Характер распределения оруденения в рудном поле Азатекского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, 2, 1978.
- Ренгартен В. П.* Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. VI, 1959.
- Сагателян Э. А.* Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1961.
- Садоян А. А., Гаспарян И. Г.* О расчленении разреза палеогеновых отложений. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, 2, 19—27, 1975.
- Садоян А. А.* О распределении нуммулитов в отложениях флишевой формации эоцена Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, 5, 1979.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.
- Фарамазян А. С.* Закономерности распределения рения в рудах Каджаранского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, т. XV, 1, 1961.
- Фарамазян А. С., Акопян А. Г.* Рений в некоторых молибденовых рудопроявлениях* Айодзорского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, т. XVII, 3, 1963.
- Шипулин Ф. К.* Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. Геология рудных месторождений, 2, 1963.

Введение	5
I. Вайоцзорский рудный район в Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоне	7
II. Геологическое строение бассейна р. Арпа	18
1. Стратиграфия	18
Допалеогеновые отложения	18
Палеогеновые образования	19
Четвертичные образования	44
2. Интрузивные, субвулканические и жильные породы	47
3. Основные черты тектонического строения бассейна р. Арпа	52
4. Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных и осадочных образований	55
Нижний эоцен	55
Средний эоцен	60
Верхний эоцен	73
III. Рудоносность бассейна р. Арпа	90
1. Месторождения и рудопоявления Варденис—Джермукской зоны	90
Вардениское рудное поле	91
Соганлинское (Гедыкванское) полиметаллическое проявление	93
Мурадсарское проявление молибдена	96
Капутсарское проявление золото-кварцевых руд	96
Джермукское полиметаллическое проявление	97
2. Караглух-Гюмушханская зона	97
Ехегисское полиметаллическое проявление	98
Гостунское полиметаллическое проявление	98
Газминское полиметаллическое месторождение	98
Прошибердская группа медно-молибденово-полиметаллических проявлений	103
Вернашенское полиметаллическое проявление	106
Кабахлинское марганцевое проявление	106
Кармрашенское марганцевое проявление	109
Гюмушханское месторождение полиметаллических руд	110
3. Советашен-Мартиросская зона	113
Советашен-Элпинское рудное поле	115
Советашенское проявление ртути	117
Элпинское медно-молибденовое проявление	118
Енгиджинское свинцово-цинковое проявление	119
Горадисское марганцевое проявление	120
Мартиросское марганцевое проявление	120
Азатекское рудное поле	120
Чирахлинское полиметаллическое проявление	147
Артаванское (Джультское) проявление сульфидных руд	147

IV. Рудные формации и характер размещения оруденения	150
1. <i>Рудные формации Вайка</i>	151
Полиметаллическая формация	151
Золото-сурьмяно-полиметаллическая формация	155
Медно-молибденовая формация	157
Кварц-золоторудная (убогосульфидная) формация	158
Кремнисто-марганцевая формация	160
Ртутная формация	160
2. <i>Основные факторы, определяющие размещение оруденения в пределах Вайкского рудного района</i>	160
Связь оруденения с магматизмом	161
Структурный контроль оруденения	164
Возраст оруденения	166
V. Основные выводы и рекомендации по направлению дальнейших поисково-разведочных и научно-исследовательских работ	168
Литература	175

1р. 85 к.

878

3697