

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

К. М. МУРАДЯН

**БАЗУМСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН
АРМЯНСКОЙ ССР**
(ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1971



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Կ. Մ. ՄՈՒՐԱԴՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ԲԱԶՈՒՄԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԸ

(ԵՐԿՐԱՔԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱՔԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ)

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ

1971

17040

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

К. М. МУРАДЯН

БАЗУМСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН
АРМЯНСКОЙ ССР

(ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1971

17948
84671

В работе освещается широкий круг вопросов по геологическому строению, петрографии, минералогии, геохимии, метасоматизму и металлогении магматических комплексов Базумского рудного района Армянской ССР. Особенно детально рассмотрены вопросы геологического положения, структурно-фациальных, петрографо-петрохимических, метасоматических, акцессорно-минералогических особенностей выделенного автором полифациального субвулканического комплекса пород, имеющих самостоятельное геохимическое и металлогеническое значение. Анализ взаимообусловленности фаций магматизма, метасоматизма и минерализации в сочетании с локальными (очаговыми) вулканическими структурами, а также особенностей тектоно-вулканических структур отдельных рудных полей дает основание по новому оценить перспективы рудоносности Базумского рудного района.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
профессор В.Н.КОТЛЯР

Some questions concerning to the geological structure, petrography, mineralogy, geochemistry, metasomatism and metallogeny of the magmatic complexes of Bazum ore region of the Armenian SSR are widely illustrated in this work. By the author the polyfacial subvolcanic complexes of rocks, which have independent geochemical and metallogenical importance are considered.

Especially questions on the geological position, structural facies, petrographo-petrochemical, metasomatic, accessory mineralogical features have been studied in detail.

The analysis of the mutual connection between the magmatism, metasomatism and mineralization facies, combined with the local (heart) volcanic structures as well as the features of the tectono-volcanic structures of the individual ore-fields gives the basis to appraise differently the ore-bearing perspective of Bazum ore region.

EDITOR in chief
Professor V.N.KOTLYAR,
Doctor of the Geological-Mineralogical Sciences

Базумский рудный район составляет центральную часть западного окончания Севано-Амасийской структурно-формационной и металлогенической зоны глубинных разломов Малого Кавказа, являясь классическим примером области бурного развития палеогенового вулканизма и плутонизма собственно геосинклинального этапа. Рудный район является одной из наиболее интересных территорий Северной Армении по геологическому строению и рудоносности. Здесь встречаются все разновидности фаций глубинности магматических комплексов — вулканогенные, субвулканические, интрузивные и многочисленные месторождения и рудопроявления, образовавшиеся в результате длительного геологического развития Севано-Ширакской зоны глубинных разломов.

Район исследования изучен большим коллективом геологов. Однако, несмотря на значительное количество работ, проведенных в этом районе, многие важные вопросы геологического строения, магматизма и металлогении оставались недостаточно освещенными и дискуссионными. В связи с этим и была поставлена специальная работа по изучению магматизма и взаимосвязи с ним оруденения.

В пределах вулканогенно-интрузивной ассоциации рудного района, в тесной связи с кислыми вулканогенными образованиями /палеовулканическими постройками/ распространены многочисленные колчеданные месторождения: Арцруни, Фролова-балка, Тандзут, Арчутское, Черная и Желтая речки и множество рудопоявлений: Маймехское, Казачье-бугорское, Тандзутское /Бари-джур, Андраники-джур и др./, ванадзорского, Дарбас, Пушкинское /Бзовдальское/, Заманлинское, Памбакское, Чибухлинское, Арманис и др., в связи с чем район издавна привлекал к себе внимание многих исследователей Малого Кавказа. В разных частях рудного района находки многих древних горных выработок и остатков плавов примитивных доменных печей говорят о древней истории разработок этих месторождений. Несмотря на древнюю историю их исследования, до настоящего времени вопрос генезиса указанных колчеданных месторождений и рудопоявлений является остро дискуссионным.

Проблема происхождения колчеданных месторождений вообще является одной из самых актуальных, интересных и в то же время

сложных в рудной геологии. В настоящее время для ее освещения требуются детальные комплексные и всесторонние исследования геологической позиции и геохимических особенностей магматических комплексов и ассоциирующих с ними руд. Только такие исследования могут дать необходимые критерии для целеустремленных поисков слепых рудных тел и установления перспектив колчеданосных районов.

В последние годы советскими учеными В.Н. Котляром (1955–1970), М.А.Фаворской (1957–1969), Д.С.Коржинским (1953–1969), С.Н.Ивановым (1957–1969), Н.И.Наковником (1954–1969), В.И.Смирновым (1960–1969), Г.А.Твалчрелидзе (1957–1969), И.Г.Магакьяном (1959–1969), М.А.Кашкаем (1956–1969), М.Б.Бородаевской (1963–1969) и многими другими на передний план выдвигается изучение вулканогенных формаций с точки зрения их рудоносности. Выдвинутые ими теоретические принципы оправдываются и дают свои первые плоды при изучении различных рудных районов Советского Союза: Алавердского, Шамшадинского, Кафанского, Базумского (Армения), Чирагидзор–Тоганалинского (Азербайджан), Маднеульского (Грузия), Блявинского (Урал), Лениногорского, Змейногорского (Рудный Алтай) и др.

Практическое значение этого направления, как отмечает В.Н. Котляр (1955–1970), выражается в выявлении закономерностей распределения поисковых критериев и открытии конкретных месторождений (цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов) в жерлах древних вулканов или возле них.

Актуальность этого вопроса засвидетельствована на многих всесоюзных и международных совещаниях по проблеме "Рудоносность вулканогенных формаций" (Ереван, 1959г., Москва, 1963г., 1965г., Петропавловск на Камчатке, 1964г., Индия, 1964, Свердловск, 1966, Львов 1969г. и т.д.).

В этом отношении Армянская ССР является классическим примером области широкого развития палеовулканизма и новейшего вулканизма, и выявление металлогенической роли этих образований имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. С этой целью с 1961 года автором проводятся исследования в Базумском рудном районе.

В связи с большим развитием в исследуемом районе вулканогенных, субвулканических и интрузивных плутонических комплек-

сов и тесной пространственной приуроченностью зон гидротермальных метасоматитов (фашия вторичных кварцитов и пропилитов) и колчеданного оруденения к кислым вулканогенным образованиям, перед нами были выдвинуты следующие основные задачи:

Изучение геолого-структурно-фашиальных, минералого-петрографических, петрохимических особенностей отдельных фаший пород субвулканического комплекса и его соотношений с другими магматическими образованиями палеогена.

Изучение проявлений рудной минерализации и гидротермального метаморфизма, связанных с данным комплексом и освещение вопроса формирования колчеданного оруденения.

Выяснение особенностей геохимической и металлогенической специализации субвулканического комплекса.

Детальные минералого-геохимические исследования пород субвулканического комплекса, а также вулканогенных и интрузивных, с взятием площадных искусственных проб.

В итоге составлена геолого-металлогеническая карта и колонка Базумского рудного района, на которых показаны положение отдельных типов оруденения в структурных ярусах и их приуроченность к определенным магматическим комплексам.

В процессе исследований было отобрано около 80 проб для искусственных шлихов, весом от 20 до 80 кг (более 5000 кг). Изучено обыкновенным и электронным микроскопом 1250 прозрачных и полированных шлифов, выполнено большое количество замеров оптических констант минералов на столике Федорова и в иммерсии. 22 химических анализа пород из общего количества 64 использованных в работе, приводятся впервые. В работе использовано более 600 приближенноколичественных спектральных анализов пород и 104 анализа отдельных минералов. Камеральная обработка собранного материала проводилась в основном в Ереване, в лаборатории минералогии и геохимии ИГН АН Арм.ССР и минералогической лаборатории НИГМИ. Дополнительная обработка материалов проводилась также в Москве в Институте стали, на кафедре рудных месторождений МГРИ, в лабораториях ИГЕМ АН СССР и ИМГРЭ, в лаборатории акцессорных минералов под руководством доктора геол.-мин. наук В.В.Ляховича.

При выполнении настоящего исследования автор пользовался постоянными ценными советами и консультациями академиков

АН Арм.ССР И.Г.Магакьяна, С.С.Мкртчяна, чл.-корр.АН Арм.ССР А.А.Габриеляна, А.Т.Асланяна, докторов геол.-мин.наук В.В.Ляховича, М.А.Фаворской, С.И.Баласаняна, Э.А.Хачатуряна, канд. геол.-мин.наук О.А.Саркисяна, Б.М.Меликсетяна и многих геологов-коллег. Всем им автор выражает свою признательность.

Работа в целом выполнялась под научным руководством доктора геолого-минералогических наук профессора В.Н.Котляра, которому автор приносит свою глубокую, искреннюю благодарность.

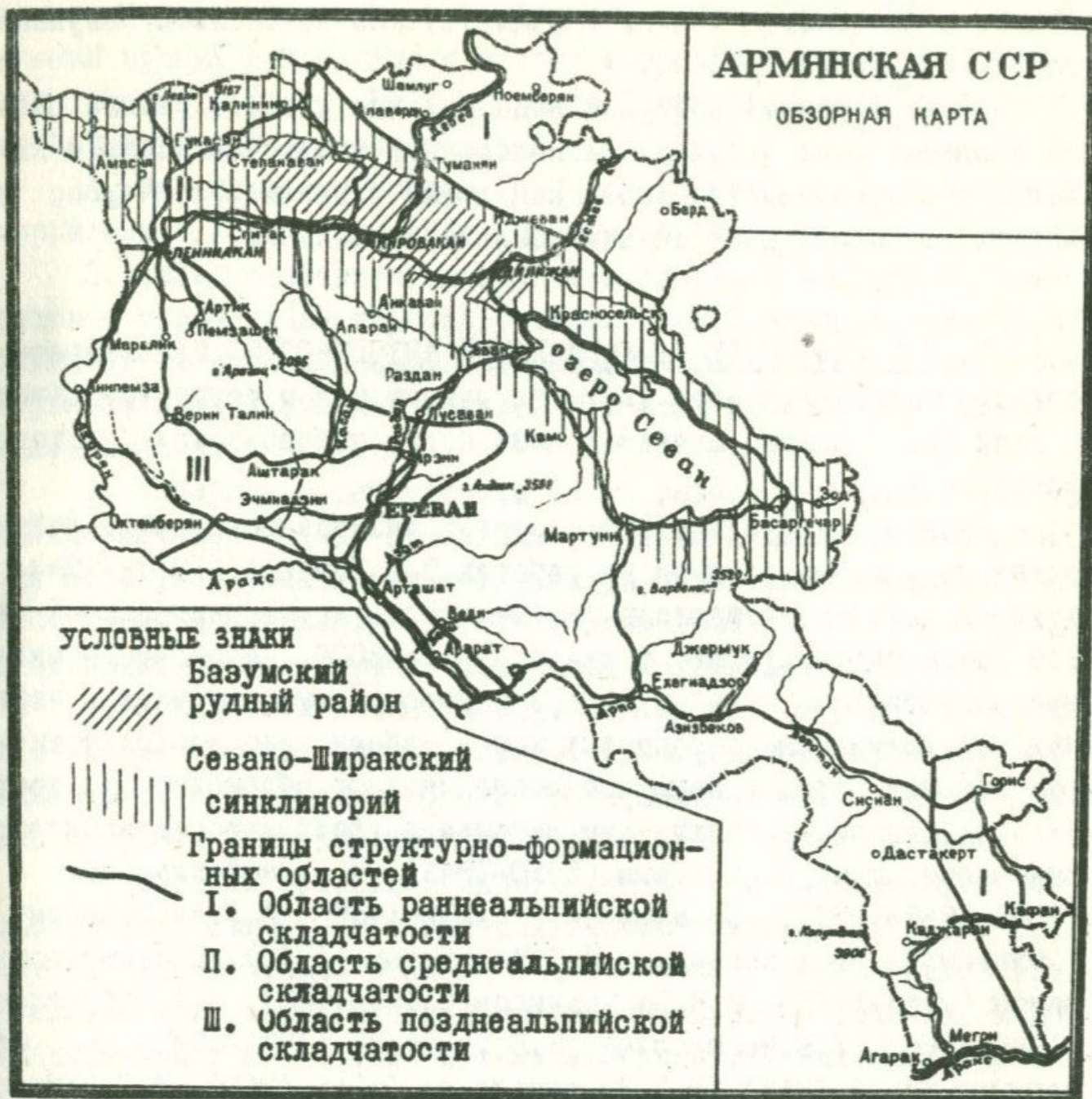
В заключение считаем своим долгом отметить, что настоящая работа представляется в несколько сокращенном виде, ввиду ограниченности объема печатных листов. Исходя из этого обстоятельства, в работе представлен обильный фотоиллюстрационный материал вместо детального описания фаций и тел по отдельным рудным полям. Более подробно ответы на определенные вопросы можно найти в рукописных работах автора (К.М.Мурадян 1962, 1963, 1966).

Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЗУМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

А. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. Исследованный район располагается в центральной части Северной Армении (фиг. I) и в геологическом отношении является одним из наиболее сложно построенных и интересных рудных районов Малого Кавказа. В административном отношении рудный район входит в Иджеванский, Кироваканский и Степанаванский районы Арм.ССР.

Рудный район в виде узкой зоны шириной в 15–30 км протягивается в северо-западном (общекавказском) направлении почти на 100 км. Район расположен в бассейне среднего и верхнего течений рек Агстев, Памбак и Чибукли, слагающей центральную часть Базумского и северный склон Памбакского хребтов, которые по геоморфологическому районированию входят в область внутренних хребтов и впадин Малого Кавказа (Н.В.Думитрашко, 1962).

Базумский (Чкнах-Халабский) хребет, вместе с параллельным Памбакским, составляет систему близширотных хребтов, являющихся основными орографическими элементами рельефа описываемого рудного района. С морфологической точки зрения Базумский хре-



Фиг. I.

бет подразделяется на три пояса: высокогорный (свыше 2700 м), среднегорный (1600–2700 м) и низкогорный (до 1600 м). В гидрогеологическом отношении район характеризуется густой речной сетью. Наиболее крупной водной артерией является р. Агстев, протекающая в восточном направлении и представленная в исследуемом районе верхним и средним ее течением. Она берет свое начало у сел. Лермонтово и впадает в р. Куру. В центральной части района протекает р. Памбак, образуя глубокое Гайласарское ущелье, имеющее меридиональное направление с притоками р. р. Тандзут, Ва-

надзор и множеством рек, берущих начало со склонов Базумского и Памбакского хребтов.

Главной речной артерией западной части исследуемого района является река Чибухли, расположенная между Чкнахским и Аглаганским хребтами, образованная двумя ветвями р.р. Черная и Желтая. В районе имеются минеральные источники.

Б. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ. Планомерное и детальное геологическое изучение района, как и территории Армянской ССР в целом, началось лишь после установления Советской власти.

Данные о геологическом строении Базумского рудного района основаны главным образом на работах В.Н.Котляра (1928-1958), которым впервые составлена геологическая карта центральной части Памбакского хребта в масштабе 1:42000, установлено наличие докембрийских метаморфических пород, открыты массивы нефелиновых сиенитов, лейцитовых пород, обосновано геологическое расчленение пород и дано металлогеническое обобщение для всего Малого Кавказа. В дальнейшем детальные геологические исследования проводились В.Грушевым (1930-1941), К.Н.Паффенгольцем (1938-1948-1959), С.С.Мкртчяном (1932-1938), И.Р.Баркановым (1934-1937), Ю.А.Араповым, Н.Я.Монаховым (1939), Г.П.Багдасаряном (1943-1963), С.И.Баласаняном (1953-1968), А.А.Габриеляном (1946-1966), В.В.Белоусовым, М.В.Гзовским (1944-1947), О.С.Степаняном (1946-1948), Б.С.Вартапетяном (1946-1960), И.Г.Маганьяном (1942-1969), Э.А.Хачатуряном (1956-1966), К.А.Мкртчяном (1954-1962), С.Ш.Саркисяном (1958-1960), В.Т.Акопяном (1959-1960), А.Р.Арутюняном (1961-1966), Р.Т.Джрбашяном (1959-1969), Б.М.Меликсетяном (1960-1969), Г.Е.Кочиняном (1964), Р.Г.Геворкяном (1965), К.М.Мурадяном (1961-1970) и мн.др.

В. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА В СИСТЕМЕ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ. Базумский рудный район является четко выраженной тектонической структурой Малого Кавказа, сформировавшейся на месте зоны глубинных разломов, возникшей в конце нижнеальпийского этапа складчатости и прошедшей полный цикл геосинклинального развития в среднеальпийском этапе. По новой тектонической карте, составленной по принципу возраста склад-

частости (А.А.Габриелян, О.А.Саркисян и др., 1965, 1968), исследуемый рудный район входит в состав среднеальпийской складчатой области (фиг. I). Район характеризуется следующими структурно-фаціальными особенностями:

1. Большими мощностями (6-7 км) вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных образований мела и палеогена..

2. Линейно вытянутыми крупными связными складками и разрывными нарушениями глубокого заложения (Севано-Акеринское и Анкавано-Сюникское), сопровождающимися многочисленными приповерхностными разрывными нарушениями (как продольными, так и поперечными):

3. Линейным расположением вдоль разломов палеогеновых вулканических аппаратов, сложенных средними и кислыми породами. Они образуют вулканические структуры с линейным и локально концентрическим развитием гидротермально измененных пород, представленных пропилитами и вторичными кварцитами.

4. Наличием линейно вытянутых гипабиссальных plutонических тел известково-щелочного состава: (Дилижанское, Каджерийское, Хндзорутское, Чибухлинское) и гипербазитовых и габбровых мелких интрузий (протрузий-офиолитовый пояс Малого Кавказа);

5. Широким развитием эндогенной минерализации: хромито-платиновой, связанной с гипербазитовым комплексом, медно-гематитово-магнетитовой в связи с известково-щелочным интрузивным комплексом и серноколчеданной, энаргитовой с золотом, медно-колчеданной, колчеданно-полиметаллической, связанной с кислым субвулканическим комплексом.

6. Проявлением очагов (эпицентров) землетрясений, густым расположением изолиний силы тяжести, многочисленными минеральными источниками, что указывает на неоднократное подновление разломов и их активную "жизнь" в современную геологическую эпоху.

Г. СТРАТИГРАФИЯ. Базумский рудный район сложен разнообразными по составу вулканогенными, вулканогенноосадочными образованиями поздней юры (?), раннего и позднего мела, палеоцена, эоцена, олигоцена, миоплиоцена и антропогена. В пределах района максимальным площадным распространением пользуются породы среднего эоцена. Так как некоторые вопросы стратиграфии не по-

лучили однозначного решения, то при обобщении существующих геологических представлений автор дополнил стратиграфическую схему новыми данными. В частности, выяснено и уточнено время формирования отдельных фаций пород субвулканического комплекса, что имеет существенное значение для правильной интерпретации металлогении района.

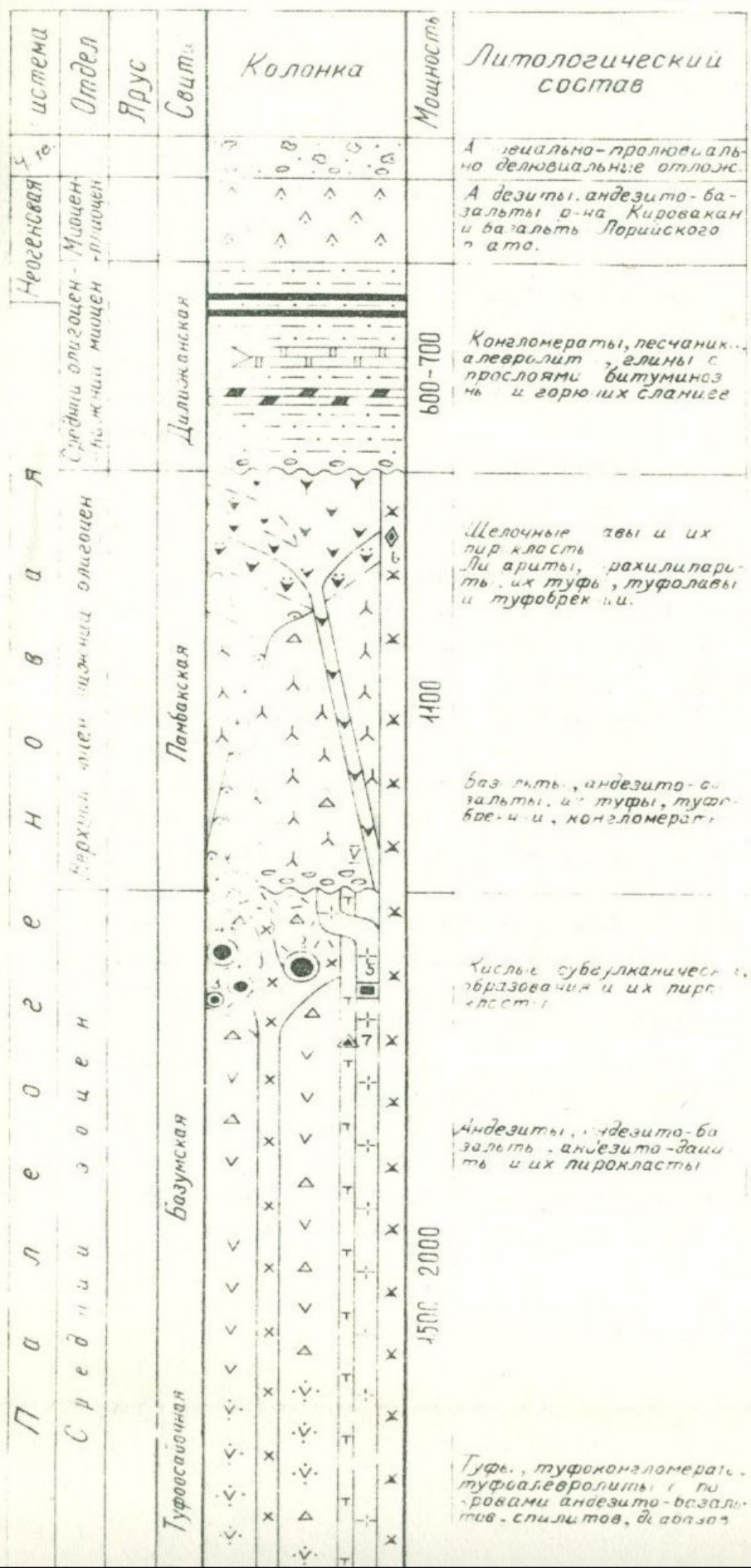
В качестве основы литолого-стратиграфического расчленения принята схема О.А.Саркисяна и В.Т.Акопяна, дополненная новыми данными (фиг.2, таблица I). К наиболее древним породам относятся верхнеюрские (?) – нижнемеловые отложения, обнажающиеся в пределах Чибухлинского рудного поля (в бассейне р.р.Чибухли, Гергер и Дзорагет), представленные карбонатной фацией с подчиненными ей терригенными и вулканогенными образованиями. Отложения нижнего мела В.Т.Акопяном (1962) расчленяются на пять свит (снизу вверх): катнахпюрскую, архидзорскую, свиту дацитовых порфиров, спитакскую и чах-чахскую. Общая мощность нижнемеловых отложений составляет 1,5–2 км.

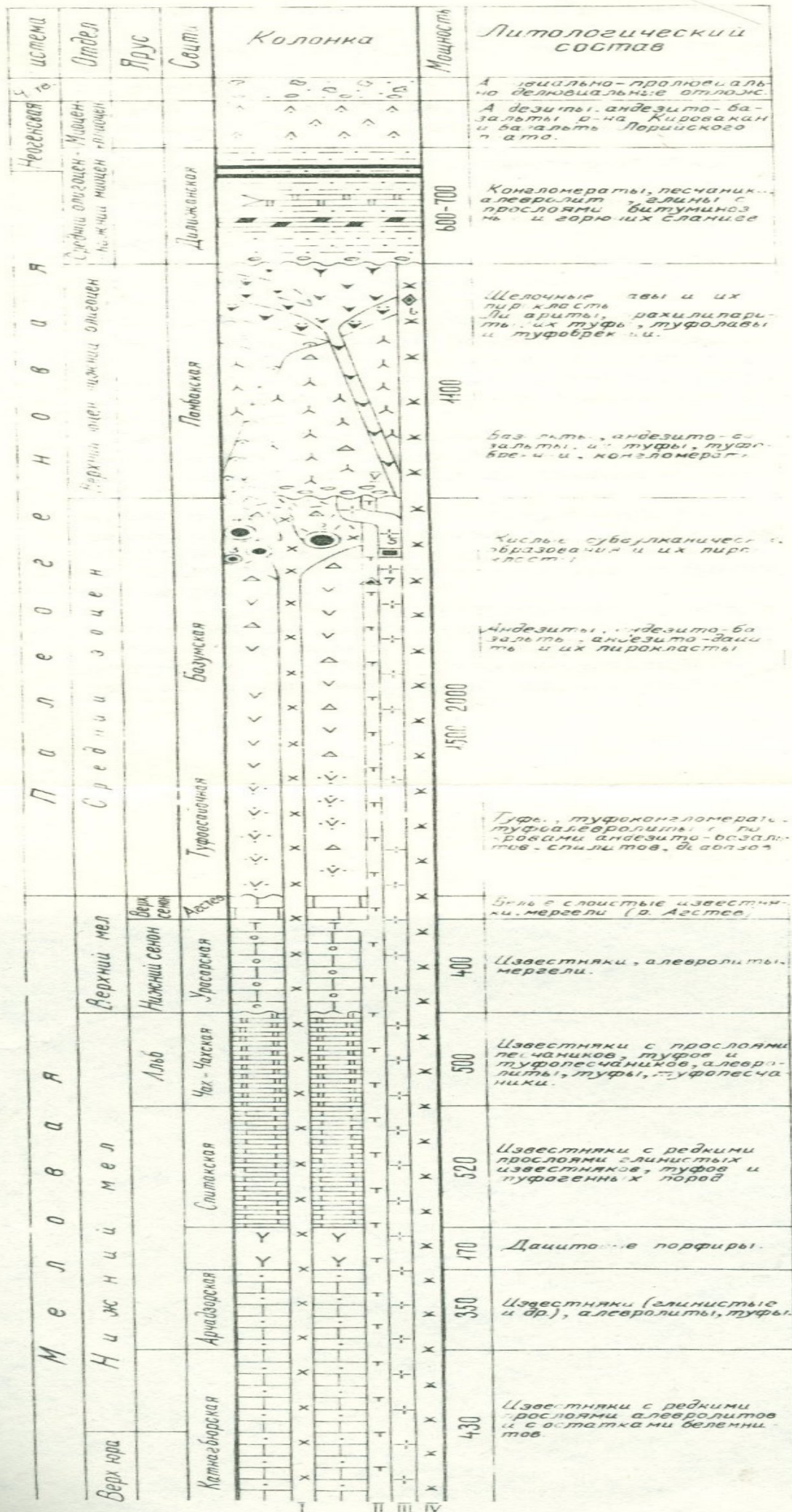
Стратиграфически выше залегают верхнемеловые отложения, относящиеся к нижнему сенону. Эти образования имеют сравнительно ограниченное распространение и прослеживаются в широтном направлении от г.Урасар до бассейна р.Желтая. Верхнемеловые образования, состоящие из алевроитовых и глинистых известняков, туфов и алевролитов, трансгрессивно перекрывают различные горизонты чах-чахской свиты. Мощность отложений достигает 400 м. Известняки и мергели, относящиеся к верхнему сенону, обнажаются в верховьях р.Агстев, около с.Фиолетово, слагая ядро одноименной антиклинали, и почти непрерывно прослеживаются на восток до бассейна р.Дзыкнагет (у с.Цовагих).

Палеогеновые образования представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными и, отчасти, нормально осадочными породами, которые отличаются исключительным разнообразием состава, изменчивостью фаций и мощностей.

Анализ разреза палеогеновых и неогеновых образований исследуемого района позволяет представить их стратиграфический разрез в следующем виде (снизу вверх)^{х)}

^{х)} Детальное описание и обоснование возраста этих свит приведено в работах А.А.Габриеляна (1964), О.А.Саркисяна (1966).





Условные обозначения к Фиг.2

I. Субвулканический: липаритовые (кварцевые) порфиры и их производные с серноколчеданным, медноколчеданным и колчеданно-полиметаллическим, энаргитовым (с золотом) типами руд:

Дилижанское рудное поле: месторождения - Арцруни, Фролова-балка, рудопроявления - Армянская балка, Свинохов ключ, Маймехское, Казачий - бугор. (1).

Тандзутское рудное поле: месторождение Тандзут, рудопроявления - Желтая речка, Бари-джур, Андраники-джур, нижнее течение р. Тандзут, верхнее течение р. Ванадзор, Дарбас. (2).

Пушкинское рудное поле: рудопроявления - около Зимовки, Пушкинский перевал, верхнее течение р. Заманлу, Памбак. (3).

Чибухлинское рудное поле: месторождения - Черная речка, Желтая речка; рудопроявления - верхнее течение р. Черная, Рудокон, среднее и верхнее течение р. Желтая и Арманис. (4) Ширакское рудное поле: месторождение Арчут (4).

П. Гипербазитовый: серпентиниты, гарцбургиты, пироксениты; габброидный: с хромитовым, магнетитовым типами руд (и проявлениями платины). (7).

Ш. Известково-щелочной интрузивный: габбро-диориты, монцониты, гранодиориты и граниты с медно-гематитовым типом руд (5).

IU. Памбакский щелочной: с редкометалльным типом руд. (6).

Литолого-стратиграфическая колонка
отложений Базаумского рудного района с указанием приуроченности определенных типов руд (месторождений и рудопроявлений) к породам отдельных магматических комплексов.

Схема расчленения меловых и палеогеновых образований Базумского рудного района
(по данным разных исследователей)

Таблица I

Возраст	По О.А.Саркисяну (1959)	По К.А.Мкртчяну (1960)	По В.Т.Акопяну (1962)	По Р.Т.Джрощяну (1964)	По К.М.Мурадян (1966)
Средний олигоцен-нижний миоцен	Дилижанская свита	Дилижанская свита	-	Дилижанская свита	Дилижанская свита
Верхний эоцен-нижний олигоцен	Памбакская (верхняя, вулканогенная)	Памбакская свита	-	Памбакская свита	Памбакская свита
Средний эоцен	Шахназарская терригенная свита				Шахназарская терригенная свита
	Кироваканская свита (нижняя вулканогенная)	Кератофировая подсвита	-	Блданская свита липаритов и их пирокластов	Липаритовые (липарито-дацитовые) порфиры и их пирокласты
	Ширакская свита (слоистых туфогенов)	Подсвита авгитовых порфиров	-	Базумская свита	Ширакская туфогенноосадочная свита
	Свита кварцевых порфиров	Туфоосадочная подсвита	-	Туфогенноосадочная свита	Ширакская туфогенноосадочная свита
Нижний-средний эоцен	Севанская (шамутская и агарцинская свиты)		Желтореченская (и спитакская свиты)	Желтореченская (и спитакская свиты)	Севанская свита
Нижний эоцен	Лусахпурская (флишoidная)		-		Лусахпурская свита
Дат-палеоцен	Спитакская		-		Спитакская свита
Верхний мел					Агтевская и желтореченская
Нижний мел			Чах-Чахская, спитакская, дацитовых порфиров, арчидзорская, катнахпурская		Чах-Чахская, спитакская, дацитовых порфиров, арчидзорская, катнахпурская
Верхняя пра(?)					

1. Спитакская вулканогенная свита - (нижний эоцен?) является самым нижним членом палеогенового разреза. Распространена она в бассейне р.р.Желтая и Черная, и к северу от с.Привольное. Небольшие выходы ее отмечены на С и СЗ окраине гор.Степанавана и в ущелье р.Дзорагет. Мощность свиты достигает 600 м.

2. Лусахпурская свита (нижний эоцен) - известняковые и терригенные флишеидные угленосные фации (200м), обнажающиеся на СЗ окраине гор.Степанавана по правобережью р.Черной.

3. Севанская свита (нижний-средний эоцен) сложена известняками и песчано-глинистыми породами с ниже-среднеэоценовой нуммулитовой фауной. Обнажается на Ширакском хребте, в бассейнах рек Дзыкнагет и Агарцин, у с. Фиолетово и на северо-восточном побережье оз.Севан, мощностью более 200 м.

4. Кироваканская и Ширакская свиты (средний эоцен), в исследованном районе пользуются максимальным площадным распространением и сложены вулканогенными экструзивно-вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Они обнажаются в бассейнах р.р.Шамлуг,Агстев,Тандзут, Памбак,Ванадзор и р.р.Черная и Желтая, охватывая весь Базумский и Памбакский хребты. Общая мощность свит достигает 2000-2500 м. Вулканогенные образования рассматриваемой свиты характеризуются большой сложностью, которая обусловлена смещением множества центров извержения лавового и пирокластического материала основного- среднего и кислого состава. Реже в среднеэоценовом разрезе встречаются линзочки нуммулитовых известняков, известковистых туфопесчаников и туфо-осадочных пород, связанных между собой сложными фациальными взаимоотношениями. Этим обусловлена различная трактовка стратиграфического положения отдельных свит исследуемого района. В среднеэоценовой толще особенно спорным является вопрос о возрасте "подсвит липаритовых(кварцевых)порфиров и их туфов", к которым приурочены колчеданные проявления исследуемого района, и потому она и явилась основным предметом наших исследований.

5. Шахназарская свита -(оверзский ярус).Песчаноглинистые отложения оверзского яруса выявлены А.А.Габриеляном, 1964,О.А. Саркисяном и др.1969 на участках с.с.Шахназар и Арманис. Мощность свиты 500 м.

6. Памбакская свита (верхний эоцен- нижний олигоцен)представлена вулканогенными и вулканогенно-обломочными образованиями основного-субщелочного,кислого и щелочного состава,слага-

ющими водораздельные части (синклинальные структуры) Памбакского и Чкнах-Халабского хребтов. В ЮВ части района, верхах свиты обнажаются щелочные породы, которые образуют Тежсарский щелочной комплекс, детально изученный В.Н.Котляром (1930-1958), Г.П. Багдасаряном (1943, 1945), Б.М.Меликсетяном (1960-1964), Г.Е.Кочиняном (1964), Р.Г.Геворкяном (1965). В исследуемом районе верхнеэоценовые образования впервые были выделены О.А.Саркисяном (1959), а затем К.А.Мкртчяном (1959). Залегают несогласно на различных горизонтах вулканогенно-осадочной серии среднего эоцена и перекрывается терригеннокарбонатными породами олигоцена. Мощность свиты 1000-1200 м.

7. Гергерская свита (нижний(?) олигоцен) -терригенно-карбонатные флишoids, развитие в Степанаванском районе. Общая мощность свиты 255м.

8. Дилижанская свита (средний олигоцен - нижний миоцен)-песчано-глинистые сланценозные и угленосные отложения, обнажающиеся в окрестностях г.Дилижана и у с.Бандиван (до 600 м).

К неогену относятся имеющие весьма незначительное распространение андезито-базальтовые лавы района г.Кировакана. Четвертичные отложения представлены алювиальными, озерными, пролювиальными, вулканогенно-осадочными, вулканическими образованиями, имеющими значительное распространение в бассейнах верхнего течения р.р. Агстев, Тандзут, Памбак, Чибухли.

Д. ТЕКТОНИКА. В тектоническом отношении Базумский рудный район представляет собой крупную синклинорную зону, дугообразно вытянутую в северо-западном направлении и расположенную между Сомхето-Карабахской-Кафанской и Анкаван-Сюникской антиклинорными зонами. Он охватывает центральную часть Севано-Ширакской синклинорной зоны (А.А.Габриелян, 1964 и О.А.Саркисян, 1966), которая является одной из крупных структурных зон Малого Кавказа и представляет часть Тавро-Кавказской геосинклинали (В.В. Белоусов, 1944-1960). Для исследуемого района характерно наличие преимущественно линейно вытянутых, обычно с ундулирующими шарнирами антиклинальных и синклинальных складок, прослеживающихся на десятки километров, осложненных второстепенной складчатостью и разрывными нарушениями. Складчатые нарушения и сложная совокупность систем разрывных нарушений взбросо-сдвигового характера имеют в общем северо-западное направление и только

в западной части района принимают широтное, а затем и юго-западное простираение.

В пределах Базумского рудного района нами выделяются следующие структурные ярусы:^{х)} верхнеюрский (?) – нижнемеловой(?), верхнемеловой, ниже-среднеэоценовый, верхнеэоценовый – ниже-олигоценовый, среднеолигоцен – миоценовый и послемиоценовый (верхнемиоценовый, среднеплиоценовый, верхнеплиоцен – четвертичный). Формирование этих структурных ярусов фиксируется перерывами и трансгрессивными залеганиями свит соответственно возрасту складчатости. Наиболее важным в металлогеническом отношении является среднеэоценовый структурный ярус. Он характеризуется широким развитием пород покровной, экструзивной, жерловой, субвулканической фаций субвулканического комплекса с метасоматическими фациями вторичных кварцитов и пропилитов и с тесно ассоциированным с ними колчеданным оруденением.

В пределах района в направлении с юго-востока на северо-запад выделяются следующие складчатые (связные) нарушения: Памбак-Артагюхская синклиналь, Дзыкнагет-Чичханская антиклиналь, Красносельск – Дилижан – Амасийская синклиналь, Халабская антиклиналь, Борбог-Антарамутская синклиналь, Бабаджанская синклиналь и Базумский горст.

Важной особенностью исследуемого района является широкое развитие региональных разрывных нарушений сдвиго-взбросового, сдвиго-надвигового характера. Среди них наиболее крупными являются: Базумский, Анкаван-Сюникский, Маймехский, Дилижанский, Головинский, Фиолетовский, Казачье-бугорский, Тандзутский, Северо-Гамзачиманский, Лермонтовский, Пушкинский, Чибухлинский (Чернореченский, Желтореченский и др). Региональные разрывные нарушения и сопряженные с ними более мелкие разрывные нарушения в среднеэоценовом структурном ярусе имеют северо-западное простираение и являлись долгоживущими подводными каналами, контролирующими размещение пород вулканогенного, субвулканического и интрузивного комплексов.

^{х)} Описание и обоснование вышеприведенных ярусов, а также детальное описание связанных и разрывных нарушений имеется в рукописных работах автора.

Проведенными исследованиями выяснено наличие локальных вулканических структур на фоне региональных разрывных нарушений. Выявленные вулканические структуры —Тандзутская, Чернореченская, Арчутская и др. — до настоящего времени всеми исследователями принимаются за второстепенные антиклинали или брахиантиклинали. В целом рудный район представляет зону глубинных разломов с многочисленными ответвлениями, играющими важную роль при формировании структур и тесно связанных с ними магматизма и оруденения. Морфология района и общий план складчатых и разрывных нарушений почти совпадают во всех структурных ярусах. Унаследованный тип развития структур характерен для крупных, длительно развивающихся прогибов, наглядным примером которого является исследуемый рудный район.

Е. МАГМАТИЗМ . Детальное изучение и анализ всего фактического материала показывают, что в районе могут быть выделены две ассоциации магматических образований: среднеэоценовая и верхнеэоценовая. Формирование каждой из ассоциаций характеризуется собственной направленностью и перерывом, в течение которого происходил размыв и накопление базальных верхнеэоценовых конгломератов, с включениями магматических пород среднеэоценовой ассоциации. Среднеэоценовая магматическая ассоциация представлена 3-мя комплексами^{х)}: 1. Собственно вулканогенным. 2. Субвулканическим. 3. Интрузивным. Верхнеэоценовая магматическая ассоциация имеет в своих ранних проявлениях близкий состав; далее она развивалась существенно иначе, с образованием щелочного комплекса.

Ввиду того, что объектом наших исследований явилась по преимуществу среднеэоценовая вулканогенно-субвулканическо-интрузивная ассоциация, с которой связано колчеданное оруденение, то ниже приводится ее характеристика по отдельным комплексам, особенно подробно описан субвулканический комплекс.

х) Выделенные группы магматических образований среднего эоцена мы рассматриваем как отдельные комплексы, которые, возможно, представляют собой продукты единого крупного эволюционировавшего в среднем эоцене очага, но не исключаем возможности, что они представляют собой серию или комплекс в понимании В.Н.Котляра и Ю.А.Кузнецова.

I. В у л к а н о г е н н ы й к о м п л е к с

Вулканическая деятельность в течение формирования рассматриваемого комплекса носила, в основном, подводный эксплозивный характер, а ее продукты представлены туфоосадочными, покровными, жерловыми, субвулканическими фациями. Изучение В.Н.Котляром (1928-1958), С.И.Баласаняном (1955-1968), М.А.Фаворской, Е.А.Елисеевой, Р.Т.Джрбашяном (1960-1969) и автором вещественного состава пород рассматриваемого комплекса показывает, что они относятся к крайнему тихоокеанскому известково-щелочному типу и составляют единую гамму пород основного и среднего состава (таблица 2, фиг.79). При этом наиболее широким развитием пользуются породы среднего состава, представленные различными андезитами. Для них наблюдаются близкие содержания, но преобладание Na_2O над K_2O , характерное для геосинклинального режима развития. Геохимические особенности комплекса выражаются в повышенном содержании в породах ряда металлических элементов: Cu - 0,02%, Zn - 0,01%, Pb - 0,0007-0,0008% и элементов группы железа. В породах комплекса обнаружены следующие акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, лейкоксен, аурипигмент, реалгар, пирит, халькопирит, титаномagnetит-магнетит. Этот комплекс практически непродуктивен. Известны только проявления медно-цеолитовой (эпидот-хлоритовой) минерализации, приуроченные к корням потоков миндалекаменных андезито-базальтов (фиг.3, а, б).

2. С у б в у л к а н и ч е с к и й к о м п л е к с^{х)}

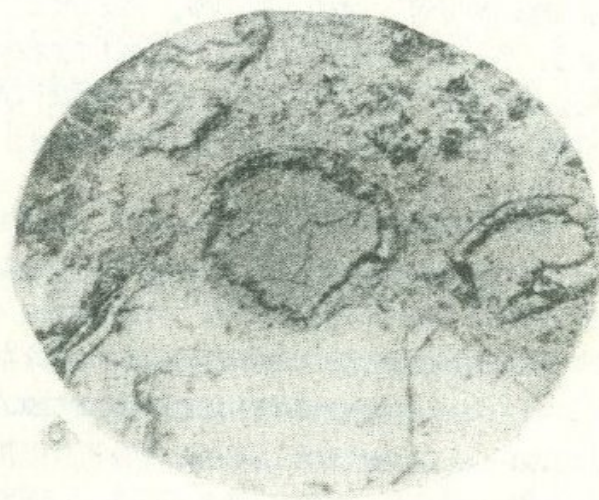
Геологический характер (разнообразных по составу и возрасту) субвулканических образований исследуемого района и Армении в целом является мало изученным, сложным и поэтому дискуссионным. До сего времени нет единого мнения относительно геологической природы Базумского субвулканического комплекса. Односторон-

^{х)} Понятие "Субвулканический комплекс" автор представляет так же, как и В.Н.Котляр, М.А.Фаворская и др., в книге "Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении", 1963.

Средние составы пород вулканогенного комплекса
среднего эоцена Базумского рудного района

Таблица 2

Состав пород Окислы	Базальт	Андези- тобазальт	Анде- зит	Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому			
SiO_2	48,92	55,56	60,48	a	6,3	II,2	8,2
TiO_2	0,86	0,99	0,53	c	8,6	6,1	5,2
Al_2O_3	17,87	16,80	17,50	b	23,7	15,7	20,3
Fe_2O_3	6,11	3,46	2,71	s	61,4	67,0	66,3
FeO	3,90	5,07	3,57	a'	-	-	19,4
MnO	0,20	0,22	0,21	f'	37,3	53,6	28,0
CaO	10,76	5,06	4,41	m'	45,1	44,6	52,6
MgO	6,49	3,96	2,54	c'	17,6	1,8	-
K_2O	1,39	1,62	1,41	n	34,0	39,2	38,0
Na_2O	2,01	3,86	2,97	t	1,2	1,4	0,7
П.п.п.	0,86	2,58	2,92	y	21,3	20,0	11,0
H_2O	0,13	0,31	-	q	1,6	5,5	11,0
P_2O_5	-	0,18	0,09	g	0,7	1,8	1,6
S	-	0,28	0,07	c			
Сумма	99,50	99,95	99,41				



Фиг.3 (а,б) миндалевидные - почковидные выделения эпидота-хлорита-халькопирита в андезите. Рудопроявление Ванадзор. Пол.шл., 397-в-а, ув.12х.

17948

ная трактовка, т.е. приписывание им только "эффузивного" (ранний этап исследований) или "субинтрузивного" характера не решает до конца все вопросы, связанные с этой проблемой, и вызывает серьезные возражения сторонников противоположных точек зрения. Этот вопрос в последнее время стал более актуальным в связи с выяснением роли рудоносности вулканогенных формаций (В.Н.Котляр, М.А.Фаворская, 1955-1970 и др.). Выяснение истинной картины геологической природы этого комплекса будет иметь большое практическое и теоретическое значение, потому что аналогичные образования на Малом Кавказе в пределах разновозрастных структурно-формационных зон пользуются значительным распространением; в Алавердском, Шамшадинском, Кафанском, Кедабек - Чиракидзорском, Маднеульском (среднеюрского-верхнемелового) и др. рудных районах. Всюду в пространственной связи с этими образованиями наблюдаются метасоматические фации вторичных кварцитов и пропилитов с проявлением колчеданной: серноколчеданной, медноколчеданной, медно-мышьяковой (энаргитовой с золотом), колчеданно-полиметаллической минерализацией.

От правильного решения этого сложного вопроса, в сущности, зависит и правильное построение стратиграфической схемы, магматизма, метаморфизма и, самое главное, интерпретации металлогении Базумского рудного района (и Севано-Ширакского синклинория в целом).

Отметим, что изучение условий залегания липаритовых и липарито-дацитовых порфиров местами сильно затрудняется в связи с интенсивными метасоматическими изменениями, затушевывшими первоначальное строение и залегание отдельных фаций, а также наличием поздних систем разрывных нарушений внутри и по контакту этих тел с вмещающими породами трассирующих направление ранних сквозных разломов. Приведенные обстоятельства, а также отсутствие специальных исследований, явились причиной того, что до настоящего времени возраст и условия залегания липаритовых (кварцевых) порфиров остались невыясненными и дискуссионными.

Например, при описании разреза у с. Лермонтово Б.С. Вартанян (1953, 1966) отмечает тесную связь и постепенный переход от туфогенных песчаников к липаритовым (кварцевым) порфирам и приходит к выводу о специфичном режиме подводного вулканизма, создавшем сложные фациальные переходы от наземных вулканических образований к вулканогенным породам. В существующих стратигра-



фических схемах этот вопрос рассматривается по-разному. В работах О.А.Саркисяна (1959-1966) указывается, что стратиграфически положение "кварцевых порфиров" этого района в настоящее время нельзя считать окончательно установленным, однако эти образования выделяются как самостоятельная свита "кварцевых порфиров" их туфов и туфолав (реже с субвулканическими телами), приуроченных в основном к низам среднеэоценового разреза. Такая же точка зрения принята С.Ш.Саркисяном (1958, 1964), изучавшим закономерности размещения колчеданной минерализации в пределах рассматриваемого района. К аналогичному решению этого вопроса для западной части исследуемого района (Чибухлинского рудного поля) приходит В.Т.Акопян (1962), Р.Т.Джрбашян (1964). Вопрос этот был затронут и К.А.Мкртчяном (1959, 1962), который первым отметил субинтрузивный характер этих образований и выделил их в отдельную формацию. Однако вопросы сложнофациальной морфологии, возраста, петрографо-минералогическая и геохимическая характеристика К.А.Мкртчяном истолкованы односторонне, вследствие чего истинную природу и главный вопрос о металлогенической роли данных образований им не был рассмотрен. К.А.Мкртчян (1959, 1962) отмечает субинтрузивный характер этих образований и считает, что выходы "кварцевых порфиритов" приурочены к трем горизонтам среднеэоценовых отложений - к самым низам, к переходным горизонтам - от нижней подсвиты к средней и от последней к верхней, кератофировой "подсвите". Эти горизонты, согласно представлениям К.А.Мкртчяна, являлись наиболее податливыми зонами для внедрения силл "кварцевых порфиритов". Они слагают пластовые залежи, сложные полилакколиты с дайкообразно удлиненными многочисленными каналами, образовавшимися смыканием множества мелких тел, так называемых "микролакколитов" типа траппового лакколита Ландрид-Уэльс. Р.Т.Джрбашян (1964, 1966) среди рассматриваемых образований подразделяет эффузивные и субвулканические. Он считает субвулканические липаритовые порфиры поздними дериватами, соответствующими свите липарито-дацитов и их пирокластов; нижнего (?) - среднего эоцена (желтореченская свита) и среднего эоцена (свита кислых эффузивов).

Различные суждения, высказанные исследователями о характере этих образований, по всей вероятности, вызваны, с одной стороны, сложностью морфологии и характера становления разных фаций

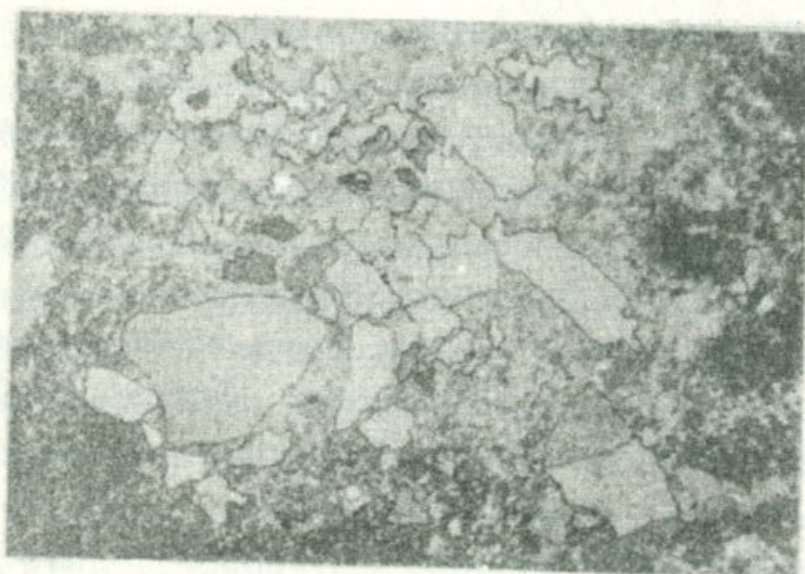
субвулканического комплекса, с другой стороны — тем, что эти образования специально не изучались.

В Базумском рудном районе на протяжении от Дилижанского до Чибухлинского рудного поля в тесной связи с вулканогенным комплексом среднего эоцена в виде отдельных тел ассоциируют многочисленные образования кислых пород. Главными из них являются: Дилижанские (1,2), Арцруни, Свинохов ключ, Самодуров ключ, Казачий-бугор, Сари-соп, Тандзутское, Бари-джур, Андраники-джур, Лермонтовское и новые тела на западном участке р.Тандзут; в бассейне р.Ванадзор, многочисленные тела на участке Кировакан-Бзовдал-Пушкинский перевал —Пушкино; Дарбас,Арчут, Памбак,Черная речка и Рудокоп, многочисленные новые тела бассейна р.Желтая-Желтореченское, новый Сукаришан,Арманис и др. В тесной пространственной связи с кислыми образованиями (в основном жерловой фацией-внутри и в контактовых частях которых развиваются метасоматические фации вторичных кварцитов и пропилитов) распространены многочисленные колчеданные месторождения, такие, как Арцруни, Фролова балка,Тандзутское, Чернореченское, Желтореченское и множество рудопроявлений-Дилижанское, Армянская балка, Русская балка, Казачий бугор, Желтая речка, Бари-джур,Андраники-джур, нижнее течение р.Тандзут, Ванадзорское, Дарбас,Арчутское,Памбакское, Пушкинское, Чернореченское, Рудокоп, Желтореченское, Арманис и многие др.

Проведенные нами исследования в связи с выяснением рудоносности среднеэоценовых вулканогенных формаций позволили по-новому рассмотреть условия их образования и внести коррективы в представления об их сложнофациальном геологическом характере, и установить, что они представлены разными фациями: покровными, экструзивными, жерловыми и субвулканическими. Форма их залегания различная: некки, штоки,силлы, дайки, эффузивно-пирокластические образования. В тесной пространственной связи с некками наблюдается развитие метасоматических фаций вторичных кварцитов и пропилитов с серноколчеданной, медно-мышьяковой (энаргитовой с золотом), медноколчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализацией, составляющих месторождения и рудопроявления отдельных рудных полей района.

Согласно классификациям А.Н.Заварицкого (1943,1950), Ю.А. Кузнецова (1949-1964), В.Н.Котляра (1955-1969), М.А.Фаворской

Фиг.4. Липаритовый
порфир-покровная
фа́ция, ув.20х,ник.:



Фиг.5. Липаритовый
порфир-жерловая фа́ция,
ув.20х,ник.Х.

Фиг.6. Липаритовый пор-
фир-субвулканическая фа-
ция, ув.24х,ник.Х.



(1957-1969), Г.В.Ищиксона (1959,1964), М.Г.Руб (1962-1969), Е.Б.Яковлевой, Г.Ф.Яковлева (1965-1969) и др., в составе пород Базумского субвулканического комплекса нами выделены следующие фации:

1. **П о к р о в н а я** представлена массивными лавобрекчиями и туфами лиловато-фиолетового и красновато-серого цветов с характерной стекловатой и четкой флюидалльной структурой палеогит-нимбритов или игниспумита (К.Г.Ширинян, 1961; Г.Панто, 1963; Г.М.Фремд, 1963). Вкрапленники, составляющие 10-15%, представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (олигоклаз-андезинового ряда), кварцем и редко отдельными зернами роговой обманки. Структура основной массы фельзитовая - флюидалльная-микрофельзитовая, криптокристаллическая (фиг.4). Покровная фация сохранилась от эрозии и широко распространена в восточной (и центральной) части Базумского хребта, в бассейне р.Блдан (Р.Т.Джр-башян, 1964).

2. **Ж е р л о в а я**. Многочисленные образования, выполняющие жерла среднеэоценовых вулканических аппаратов, развитых в пределах отдельных рудных полей района в виде neckов и тел центрального типа (фиг.8, 10, 18, 29, 31, 32, 58 и др.). Представлена кристаллическими (реже литокластическими), вулканическими лавобрекчиями и автобрекчиями, а также эллипсоидальными, шарообразными бомбами и лапиллями (фиг.32, 33, 34, 35).

Под микроскопом они состоят из псевдосферолитовой, фельзитовой, флюидалльной, полосчатой основной массы, включающей неправильные, угловатые, осколчатые, остроугловатые разбитые обломки кварца и плагиоклаза (напоминающие автомагматические кристаллокласты, фиг.5), со сглаженными, оплавленными контурами. Размер осколков варьирует от сотых долей мм до 1-2 см. Раздробленность, вероятно, происходила во время выжимания магмы и в процессе эксплозии.

Жерловая фация выявлена и детально изучена впервые нами фациальным анализом и палеовулканическим реконструкционным методом по отдельным рудным полям исследуемого рудного района. (фиг.8, 10, 18, 21, 31, 32 и др.). Хотелось бы подчеркнуть большое теоретическое и практическое значение этой фации, т.к. именно с ней ассоциируются почти все месторождения и рудопроявления района (фиг.8). Выделение и выяснение металлогенической особен-

ности жерловой фации в разновозрастных структурно-формационных и металлогенических зонах Армянской ССР и Малого Кавказа является неотложной задачей.^{х)}

3. С у б в у л к а н и ч е с к а я — образования, внедрившиеся в окружающие породы, реже в жерла среднеэоценовых кислых вулканических аппаратов в виде даек, штоков, силлов, куполов и др., застывшие на небольшой глубине и не имевшие непосредственной связи с земной поверхностью. Характерны мелкоплитчатые (горизонтальные, вертикальные), веерообразные, столбчатые (особенно четко выраженные в дайках, фиг.56,57) и глыбовые отдельности. Отдельность особенно ярко выражается в центральных частях тел и в более глубоко эродированных частях, будучи связана с характером становления выжимающей магмы. Характерна пальцеобразная иньекция с неправильными контурами, приподнимание и деформирование вмещающих пород, наличие слабо измененных ксенолитов пород из ранее извергавшихся порций, а также пород из более низких стратиграфических горизонтов. (фиг.16,59,76). Наблюдается раздробленность порфировых выделений (кварца и плагиоклаза) в контактовой зоне, а также быстрая изменчивость степени раскристаллизации основной массы от центра (микрогранитовая, фиг.60) к периферии (фельзитовая, фиг.61), слабая метаморфизация с образованием в контактовых частях вторичных минералов — амфибола-актинолита, эпидота, биотита (каплевидного), сфена, лейкоксена. Фенокристаллы кварца и плагиоклаза образуют гломеропорфировые выделения, обычно корродированы, даже катаклазированы (фиг.25,26) часто с глубокими заливами и включениями в кварце, тонкозернистой мелкокристаллической основной массе (фиг.6,12,13,60,61). Наряду с этим наблюдаются также округлые и эллипсоидальные оплавленные зерна кварца с оплавленными оторочками того же состава (и основной массы, фиг.24). Размеры отдельных выделений колеблются от 0,5 x 1 мм до 1,5 x 4,5 мм.

^{х)}Здесь можно было бы привести и более дробные критерии выделения фаций:экструзивных-околожерловых, удаленно-жерловых с грубообломочным неоднородным агломератовым и т.д., их характерные особенности приводятся в рукописных работах автора, при этом учтен опыт выделения подобных фаций для других районов Советского Союза (Северный Кавказ, Карпаты, Рудный Алтай, Урал, Приморье и др., в том числе и для Армении).

Вкрапленники плагиоклаза прозрачны, с пузырьками газово-жидких включений. Характерно, что по краям плагиоклаза развивается иногда полностью водяно-прозрачный альбит (№ 4-6-8), а в центральных частях — эпидот (цоизит-клиноцоизит), реже карбонат и хлорит. Кристаллы плагиоклазов часто полисинтетически сдвойникованы по альбитовому, реже карлсбадскому закону, однако часто встречаются и простые двойники или вовсе несдвойникованные кристаллы. По углу симметричного угасания и измерениям на Федоровском столике плагиоклаз относится к ряду олигоклаз-олигоклаз-андезина (№ 22-35), B_{Ng} 75° , B_{Nm} $29,5^{\circ}$, B_{Np} $65,0$, $2V_{88}^{\circ}$, $100I$ и др. Темноцветный минерал полностью опацифицирован (фиг. 27), представлен волокнистыми, палочковидными агрегатами актинолитовой роговой обманки ($Ng = 1,655 \pm 0,002$, $Nm = 1,653 \pm 0,002$, $Np = 1,639 \pm 0,002$, $Ng - Np = 0,021$, $2V \approx 80^{\circ}$), чешуйками биотита (округлыми листочками), хлорита (Nm $1,606$ — из групп грохауит-прохлорит), агрегатами лейкоксена и каплевидно-ксеноморфного магнетита. Основная масса по структуре микрогранитовая, сферолитовая, реже гранофировая (с веерообразным срастанием волокон кварца). Основная масса состоит из плохо индивидуализированного вещества, размером зерен в диаметре $0,09 - 0,1 - 0,5$ мм, представленного кварцем, микролитом плагиоклаза, калиевым полевым шпатом, который четко выделяется после окрашивания: описанный метод окрашивания разработан А. Габриэлем, Е. Коксом в 1929 г. (В.А. Кигаи, 1960). Ниже, в таблице 3, приводится количественно-минералогический состав пород покровной, жерловой, субвулканической фации, подсчитанной на интеграционном столике и выраженной в объемных процентах.

Таблица 3

Фации	Основная масса	Плагиоклаз	Кварц	Темноцветные + акцессорные минералы
Субвулканическая	60,0	24,8	13,0	2,1
Жерловая	58,5	25,0	12,0	4,4
	57,73	26,25	12,40	3,62
Покровная	84,5	11,6	2,2	1,7
	87,6	10,4	1,5	1,5
	85,8	10,5	2,2	1,5

Абсолютный возраст липаритовых порфиров субвулканической и жерловой фаций
Базумского рудного района

Таблица 4

№ об- разцов	Рудное поле и тело	Наименование породы и место взятия	K в %	K^{40} г/г $\times 10^{-6}$	% радио- генного аргона	A^{40} см ³ /г 10^{-6}	A^{40} г/г 10^{-9}	A^{40}/K^{40} 10^{-3}	Воз- раст в млн. лет $\pm$ (8- 10%)	Среднее значение абсолютного возраста в млн. лет
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
КМ-14 (76)	Лермонтовский некк	Свежий липаритовый порфир, 2 км к СЗ от с. Лермонтово	2,94 2,94 2,94	3,59 3,59 3,59	63,2 52,5 74,0	2,55 5,25 5,50	9,90 9,39 9,85	2,76 2,62 2,74	49 47 49	48 $\pm$ I
КМ-16 (206)		Окварцованный серицитизированный, пироксилитизированный липаритовый порфир, 2,5 км к СЗ от с. Лермонтово	3,15 3,15	3,83 3,83	54,3 56,0	4,95 4,81	8,85 8,60	2,31 2,24	42 40	41 $\pm$ I
КМ-3 (12)		— 3 км к СЗ от с. Лермонтово	3,06 3,06	3,72 3,72	54,0 21,0	4,54 4,56	8,11 8,16	2,18 2,21	39 40	39,5 $\pm$ 0,5
КМ-27 (258)		Окварцованный серицитизированный (пироксилитизированный) липаритовый порфир (с колчеданным оруденением) 2,5-3 км к ЮЗ от с. Лермонтово. Собственно Тандзутское месторождение (карьер)	4,59 4,59	5,60 5,60	74,0 77,8	7,0 7,21	12,56 12,90	2,24 3,30	40 42	41 $\pm$ I
	Тандзутский некк	Тандзутское рудное поле								

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
КМ-32 (1013)	Некк на г. Казачий-бугор	Окварцованный, серицитизированный, пироклитизированный липаритовый порфир (г. Казачий-бугор)							40	40
КМ-339 -Д	Некк Дилижанского рудного поля	Липаритовый порфир из Некка Арцруни (старая шт. I, 90 м)							42	42
КМ-35 (1030)	Некк Дилижанского рудного поля	Липаритовый порфир из тела-дайки (1 км к ССВ от шоссе на дороге) Пушкинский перевал	3,12	3,81	37,2	4,75	8,50	2,22	40	40
РД-4055	Пушкинские тела и субвулк. тела Пушкинского рудного поля	Липаритовый порфир из субвулканического тела Пушкинского перевала близ шоссе на дороге	2,60 2,60	3,17 3,17	45,7 49,0	4,00 4,70	7,16 8,41	2,26 2,20	41 40	40,5 ± 0,5
КМ-127-Ч	Черная речка	Липаритовый порфир из Чернореченского тела (2 км выше слияния рек Черная и Желтая, правый берег)							40 42	41 ± 1
КМ-140-Ж	Желтая речка	Липаритовый порфир из тела Желтая речка в 5 км от места слияния рек Желтая и Черная							42	42
КМ-181-а	Некк Арманис Чибуклинское рудное поле	Липаритовый порфир из тела с. Арманис (2,5 км от г. Степанова)							41	41

В таблице 7 приведены результаты физико-механических свойств отдельных фаций субвулканического комплекса.

Вышеприведенные фации тесно взаимосвязаны и характеризуются специфичными структурно-геологическими, возрастными, физико-механическими, минералого-геохимическими и металлогеническими особенностями, в силу чего они рассматриваются как единый субвулканический комплекс.

До сих пор не уделялось достаточного внимания изучению структурно-тектонических условий формирования рассматриваемых образований. С целью выяснения морфологии палеовулканических тел и их взаимоотношений с прорванными ими породами автором проведено сравнительное изучение элементов залегания так называемых "покрывающих" пород Базумской свиты с углами падения 25° – 50° и субвулканических, жерловых тел с углами падения 45° – 60° – 65° , 80° – 85° – 90° . Анализ структурного положения этих образований показал, что они контролируются региональными разрывными нарушениями, образуя эллипсоидально вытянутые локальные вулканические структуры.

В реконструкционных вертикальных профилях и разрезах формы вулканических структур (фиг. 10, 14, 18, 21, 31, 32) разнообразны: конические, грибообразные, столбообразные, крутонаклонные и др. На поверхности в плане они образуют вытянутые эллипсоидальные, округлые формы и обрамлены пирокластическим материалом экструживной, жерловой фации (см. приложенную геологическую карту, схемы и т.д.)

Среднеэоценовый возраст пород субвулканического комплекса определяется следующим: 1) из вмещающих вулканогенных образований В.Н.Котляром (1932–1958) и А.А.Габриеляном (1944–1964) собрана нуммулитовая фауна лютетского яруса; 2) покровные фации прорываются предверхнеэоценовыми гранитоидами; 3) гальки их совместно с гальками вмещающих пород и гранитоидных интрузий встречаются в базальных и регрессивных конгломератах верхнеэоценовых отложений. Кроме вышеприведенных данных, нами использован также калий-аргоновый метод определения возраста. Абсолютный возраст пород жерловых и субвулканических фаций, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории абсолютной геохронологии ИГиН АН Арм.ССР, составляет 42–49 млн. лет, что по I и II Советской шкале абсолютной геохронологии ОНЗ АН СССР соответствует концу среднего эоцена (табл. 4).

3. Интрузивный комплекс

В исследуемом районе в возрастном и петрохимическом отношениях в среднеэоценовой вулканогенно-интрузивной ассоциации выделяются следующие гипабиссальные натрикалиевые интрузивы: Дилижанский (Головинский), Каджерийский (Геджалинский, или Базумский), Хндзорутский, Чибухлинский (Желтореченский) и др., которые обнажаются в отдельных рудных полях. Учитывая новые данные Б.М.Меликсетяна (1964) и др., эти интрузивы рассматриваются как представители единого известково-щелочного комплекса с тремя фазами (от ранних к поздним): а. Габброиды (габбро, габбро-диориты); б. Кварцевые диориты, монцониты; в. Гранодиориты и граниты.

Характерными особенностями рассматриваемого комплекса является резко выраженная вытянутость массивов в северо-западном направлении, вдоль крупных связанных и разрывных нарушений, а также большое разнообразие петрографических фаций, в большинстве случаев связанных между собой постепенными переходами. Формы их залегания большей частью плитообразные и реже штокообразные. Они приурочены к участкам максимальной мощности среднеэоценовых вулканогенных, вулканогенно-осадочных образований, что говорит об их связи (В.Н.Котляр, 1958). Возраст всех интрузивов комплекса на основании детальных исследований В.Н.Котляра (1939, 1940, 1945, 1958), И.В.Барканова (1937), Ю.А.Арапова, Н.Я.Монахова (1939), С.И.Баласаяна (1953, 1960, 1963, 1968), Г.П.Багдасаряна (1945, 1951, 1963), Б.С.Вартапетяна (1954, 1960, 1965), Б.М.Меликсетяна (1964) и мн.др. устанавливается как доверхнеэоценовый. Это выражается в том, что на Халабском хребте, к северу и северо-востоку от с. Гамзачиман и в верховьях рр. Почты-джур и Блдан, обнажаются крупногалечные базальные конгломераты верхнеэоценовых отложений с гальками рассматриваемых интрузивных пород. Геологический возраст их подтверждается радиологическими данными в 40-42 млн. лет, (таблица 5, Г.П.Багдасарян, Р.Т.Джрбашян и др.). Детальная характеристика отдельных интрузивных массивов Базумского рудного района изложена в рукописных работах предыдущих исследователей и автора.

В породах рассматриваемого комплекса обнаружены следующие минералы: циркон (розовый), апатит, пирит, халькопирит, шеедит(?),

Абсолютный возраст пород интрузивных комплексов Базумского рудного района

(Лаборатория абсолютного возраста ИГН АН Арм.ССР - руководитель Г.П.Багдасарян)

Таблица 5

№ об-разцов	Рудное поле и массивы	Наименование породы и место взятия	K в %	K^{40} г/г $\times 10^{-6}$	% радио-генного аргона	A^{40} см ³ 10^{-6}	A^{40} г/г 10^{-9}	A^{40} г/г 10^{-3}	Воз-раст в млн. лет $\pm$ (8-10%)	Среднее значение абсолютного возраста в млн. лет
Г-ПН	Каджеринский массив Тандзутское рудное поле	Лермонтовское таббро	5,35	6,52	-	8,9	-	2,44	45	42,5
			6,06	7,4	-	9,32	-	2,25	40	
2152		Кварцевый диорит к СЗ от сел. Лермонтово	1,55	1,89	-	2,47	-	2,3	41	42
			1,51	1,84	-	2,52	-	2,4	43	
3707		Кварцевый диорит	1,67	2,04	40,0	2,48	4,43	2,18	40	
			1,67	2,04	43,5	2,52	4,50	1,20	41	41,5
			1,67	2,04	36,5	2,72	4,86	2,38	43	
ГПБ		Дилижанский массив (биотит из кварцевого диорита)	7,92	9,66	-	12,0	-	2,23	40	40
2447		Гранодиорит р.Заманлу	2,38	2,91	69,8	3,84	6,86	2,35	42	40+2
			2,38	2,91	48,5	3,45	6,18	2,13	38	
ГПБ	Чибухлинское рудное поле	Чернореченские, желто-реченские гранодиориты							42	42+2
3778			2,56	3,12	23,84	4,03	7,21	2,31	42	40+2
			2,56	3,12	25,5	3,57	6,38	2,05	38	
			1,61	1,96	26,0	2,61	4,67	2,38	43	43,5+0,5
РД-1518			1,61	1,96	15,0	2,68	4,78	2,44	44	

галенит, самородная медь, самородный цинк, флюорит(сиреневый), эпидот, ильменит, магнетит, биотит, роговая обманка, моноклинный пироксен, кварц, плагиоклаз. В породах комплекса содержатся $\text{Cu} - 0,01\%$, $\text{Pb} - 0,001\%$, $\text{Zn} - 0,001\%$.

Медно-гематитово-магнетитовая минерализация в пределах отдельных интрузивных массивов сопровождается контактово-метасоматической роговообманковой, роговообманко-биотитовой (и эпидот-хлоритовой) фациями изменений, являющихся хорошими поисковыми критериями для обнаружения слепых рудных тел, связанных с интрузивным комплексом (Якшатова, Блдрган и др.).

Ж. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. Начало зарождения Севано-Ширакского синклинория, в пределах которого находится Базумский район, в целом как самостоятельной геолого-структурной единицы в зоне глубинных разломов А.А.Габриелян и О.А.Саркисян (1964, 1966, 1969) относят к раннемеловому времени (неоком), поскольку наиболее древними отложениями, известными на исследуемой территории, является мощная глинисто-карбонатная метаморфизованная толща этого возраста. Начиная с этого времени район вовлекается в погружение и в палеогене становится областью бурного вулканизма, обусловившего формирование разнообразных по составу пород, образующих характерные вулканогенно-субвулканическо-интрузивные ассоциации.

Взаимосвязанные вулканизм и плутонизм достигают наибольшей активности в среднем эоцене. С этим периодом развития района связаны интенсивные процессы рудообразования, приводящие к образованию, с одной стороны, серноколчеданной, энаргитовой, золоторудной, медноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и, с другой-медно-гематитово-магнетитовой и медно-цеолитовой минерализаций.

Глава II. ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ СРЕДНЕЭОЦЕНОВОГО СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

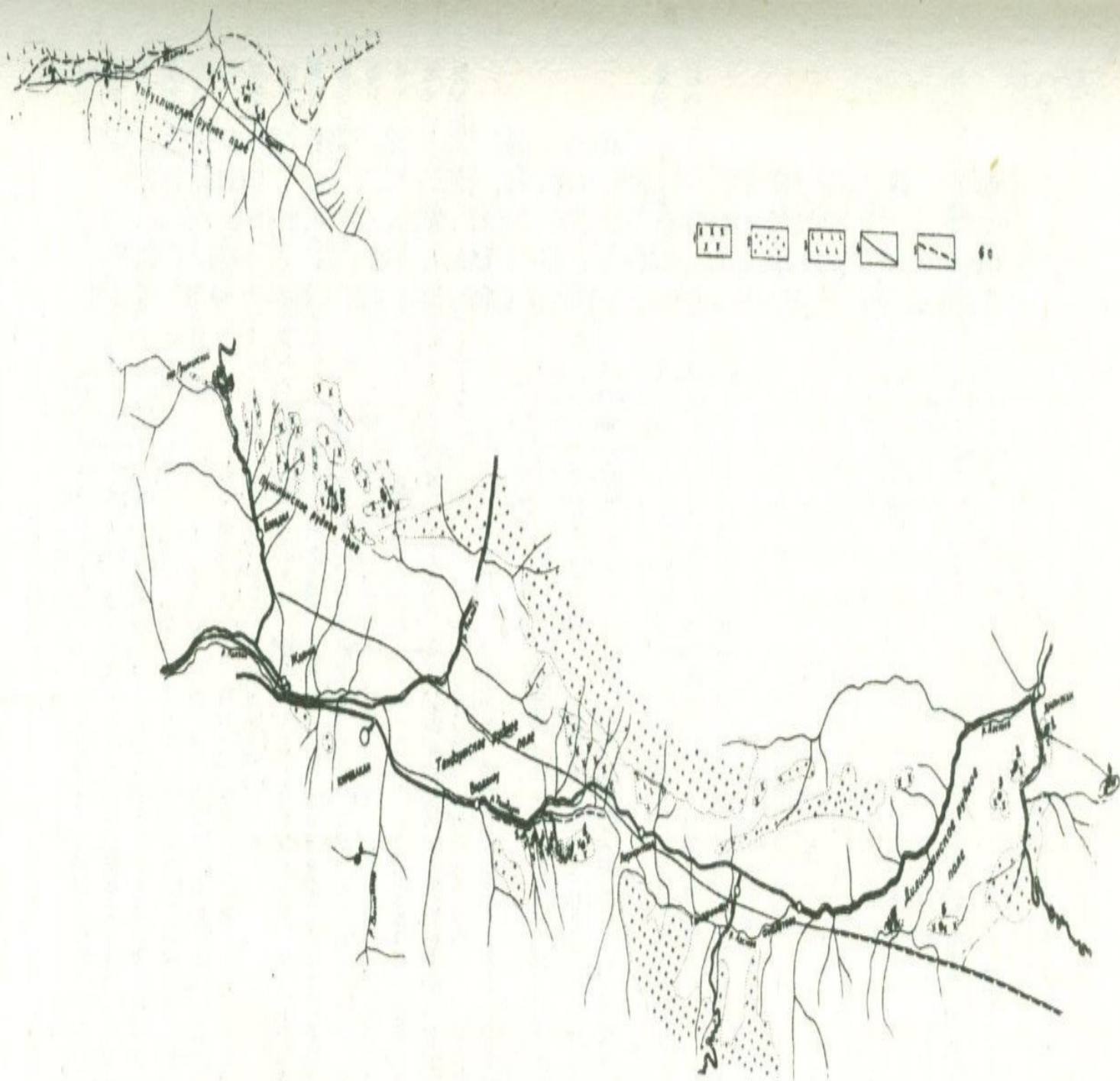
А. Распространение и общая характеристика субвулканических образований в пределах Базумского рудного района.

В исследуемом районе, на протяжении от Дилижанского до Чибуклинского рудного поля в связи со среднеэоценовым вулкано-

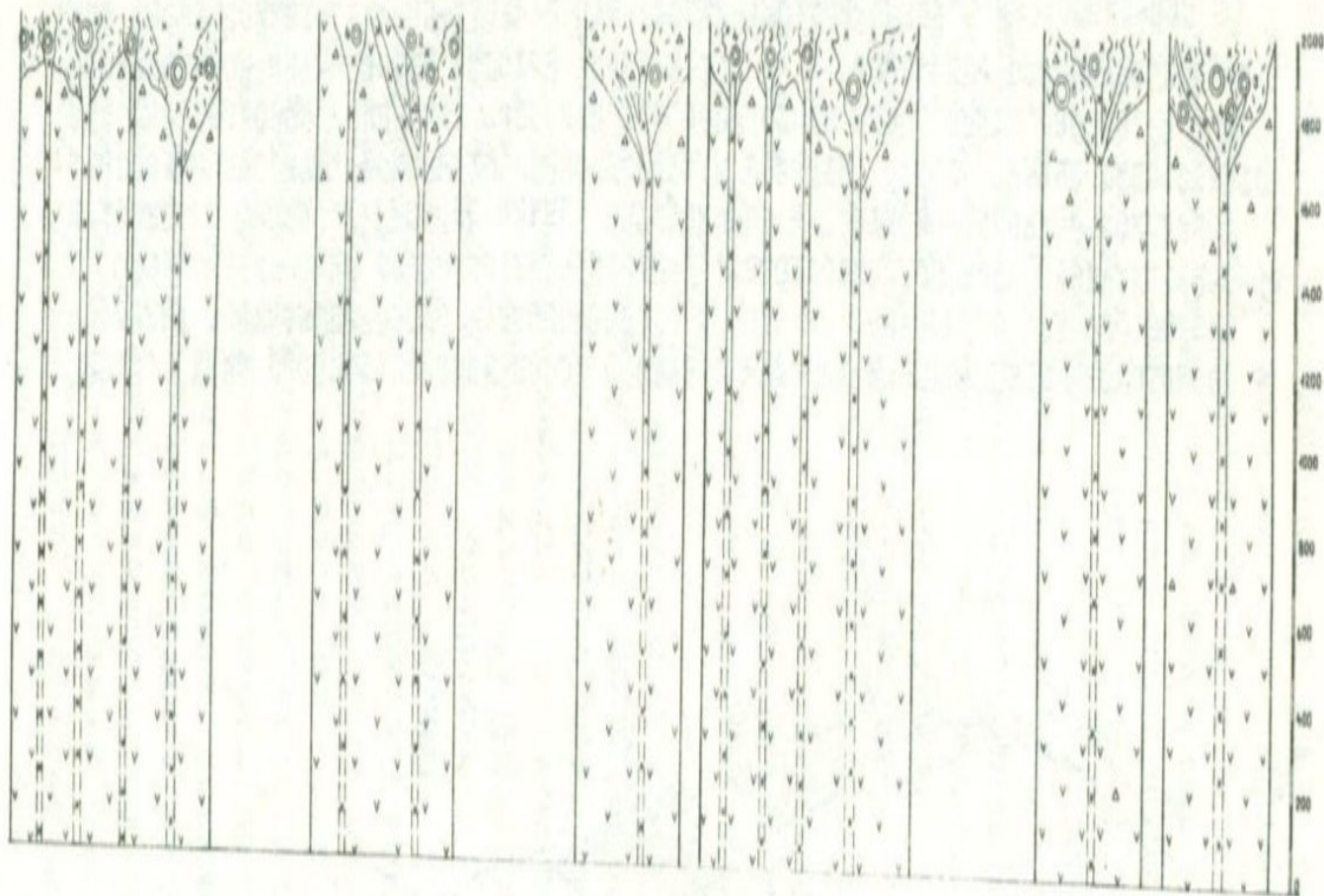
генным комплексом ассоциируются многочисленные разнофациальные субвулканические тела и их производные, которые располагаются в верхней части среднеэоценового структурного яруса (фиг. 7, 8). Они являются доинтрузивными образованиями и тесно связаны с завершающим этапом вулканической деятельности среднего эоцена, представляя последние порции дифференциации магмы единой известково-щелочной базальт-андезит-липаритовой ассоциации, и рассматриваются как единый субвулканический комплекс, характерный для раннего этапа развития данной зоны. Имея самое высокое положение в среднем структурном ярусе, исследуемые палеовулканы в структурно-тектоническом отношении образуют в плане линейно вытянутые цепочки, обнаруживая четкую приуроченность к региональным разрывным нарушениям. В современном срезе это две параллельные разрывные зоны, которые четко фиксируются в переходных структурах от Агстевской антиклинали к Базумской синклинали на севере и к Памбакской — на юге. Экспериментальное исследование в области моделирования рудных полей, проведенное В. В. Белоусовым и М. Г. Гзовским (1962–1965), дает основание предполагать, что в нашем случае мы имеем дело с антиклиналью поперечного изгиба.

Вероятные условия формирования пород субвулканического комплекса представляются так: кислая магма ранней порции извергалась на поверхность (это носило пульсационный, многократный характер), давая типичные эффузивно-пирокластические фации, сравнительно хорошо сохранившиеся в бассейне р. р. Блдан, Штоганаджур; последняя порция магмы закупоривалась в жерлах и в опирающих разрывных нарушениях, застывая на глубине в виде приповерхностных образований, что четко выявляется в современном эрозионном срезе в бассейне р. р. Головино, Агстев, Тандзут, Ванадзор, Памбак, Караберт, Заман, Арчут, Черная и Желтая.

Пространственное размещение и морфология фаций субвулканического комплекса, а также локализация колчеданного (серноколчеданного, медно-мышьякового (энаргитового), медно-колчеданного, колчеданно-полиметаллического) оруденения везде пространственно тесно приурочена к отдельным палеовулканам, которым в пределах отдельных рудных полей соответствуют одноименные месторождения или рудопроявления (фиг. 8). Все они являются результатом развития единого длительно и сложно развивающегося магматического очага. Длительность, весьма сложный и многоэтапный характер



Фиг.7. Схема распространения пород субвулканических и интрузивных комплексов в пределах среднеэоценового вулканогенного комплекса Базумского рудного района. 1. Субвулканический комплекс: липаритовые, фельзитовые порфиры (субвулканическая и жерловая фации). 2. Гипабиссальный интрузивный известково-щелочной комплекс: кварцевые диориты, монзониты, гранодиориты и граниты. 3. Интрузивный гипербазито-габброидовый комплекс: серпентиниты, перидотиты, пироксениты, габбро. 4. Ось региональной антиклинали (Агстев-Чкнахской). 5. Региональные разрывные нарушения (зона Маймех-Дилижан-Тандзут-Пушкинский-Чибухлинский). 6. Месторождения и рудопоявления.



Условные обозначения



субвулканический комплекс



эффузивный комплекс

Чибуклинское рудное поле

- 1 Месторождение Черная речка
- 2 Проявления верхнего течения р. Черная
- 3 Проявления Рудного
- 4 Месторождение Желтая речка
- 5, 6 Рудопроявления среднего и верхнего течения р. Желтая

Пушкинское рудное поле

- 1, 2 Рудопроявления близ заповедника Желтый и с. Воевода
- 3 Рудопроявление Пушкинского перевала
- 4 Рудопроявление верхнего течения р. Заманга

Тандзутское рудное поле

- 1 Месторождение Тандзут
- 2 Рудопроявление Желтая речка
- 3 Рудопроявление Бара-джур
- 4 Рудопроявление Андришчи-джур
- 5 Рудопроявление нижнего течения р. Тандзут
- 6 Рудопроявление среднего и верхнего течения р. Вани-джур

Дилижанское рудное поле

- 1 Месторождение Арцрун
- 2 Рудопроявление Армянская балка
- 3 Рудопроявление Святого Иосифа
- 4 Рудопроявление Машинское
- 5 Рудопроявление Калачи-бузур
- 6 Месторождение Фроловская балка

Фиг. 8. Схема расположения субвулканических (близповерхностных) месторождений и рудопроявлений по отдельным рудным полям в пределах Базумского рудного района. Субвулканический комплекс: липаритовые порфиры, фельзит-порфиры: а, субвулканическая фация. б, жерловая фация. Вулканогенный (эффузивный) комплекс - андезиты, андезиты-базальты, их туфы, туфобрекчии.

формирования таких комплексов и структур палеовулканических (жерловых) месторождений были рассмотрены на многих примерах В.Н.Котляром и П.Д.Яковлевым (1960-1970).

Ниже приводится детальное геологическое описание пород кислого субвулканического комплекса по отдельным рудным полям.

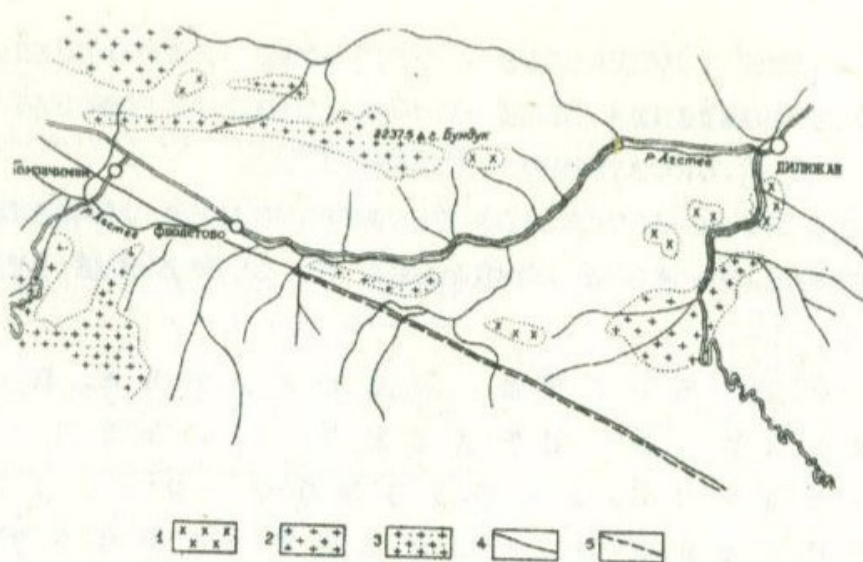
Б. Особенности геологии, петрографии и рудоносности экструсивной, жерловой и субвулканической фаций субвулканического комплекса.

Описание целесообразнее проводить по отдельным рудным полям с юго-востока на северо-запад по всему Базумскому рудному району (см. геолого-металлогеническую карту).

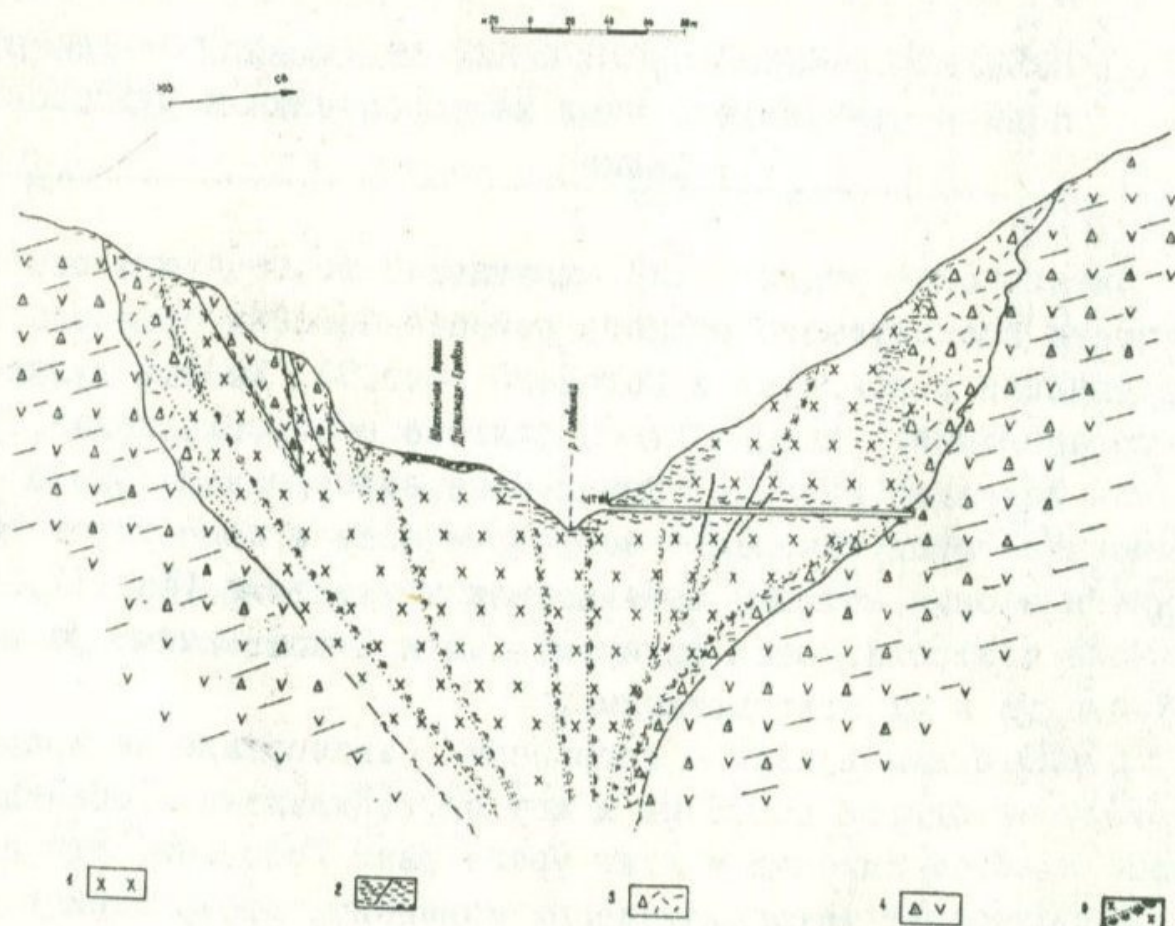
1. СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДИЛИЖАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ и связанные с ними месторождения и рудопроявления

Дилижанское рудное поле охватывает восточную и юго-восточную части исследуемого рудного района — бассейн среднего и нижнего течения р.р. Агстев и Головино (фиг. 9). Кислые вулканические образования, имеющие здесь большое распространение, ранее не были детально изучены. Выявленные автором жерловые и субвулканические фации комплекса морфологически в поле хорошо прослеживаются своими четкими извилистыми контактами (фиг. II, I4, I5). Эти тела контролируются Дилижанскими и Головинскими разрывными нарушениями и их ответвлениями.

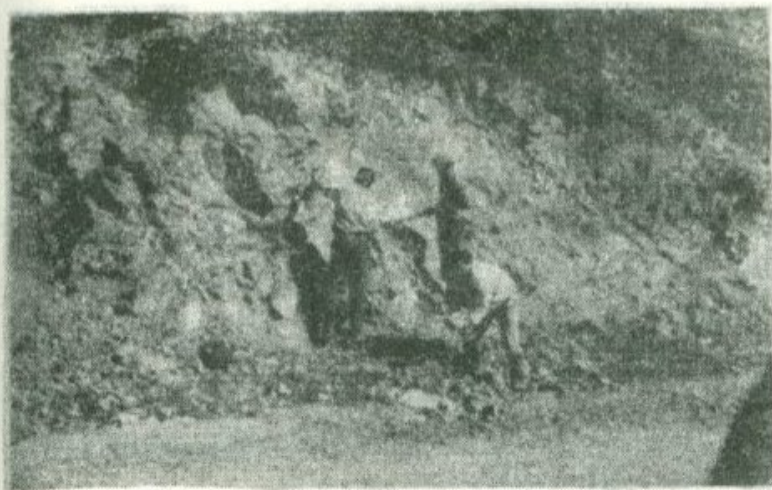
Самый большой нект — Арцрунский (месторождение Арцруни, фиг. I0), находится в 0,8 км к югу от г. Дилижана и обнажается на правом и левом склонах и ниже уреза реки Головино, где первичные породы полностью метасоматически изменены, превращены в фации вторичных кварцитов с медноколчеданной, серноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и золоторудной минерализацией. Форма те-



Фиг.9. Схема распространения субвулканических тел в пределах Джиригатского рудного поля. 1. Липаритовые порфиры (субвулканическая и жерловая фации). 2. Кварцевые диориты, монзониты, гранодиориты, граниты. 3. Порфировидные граносиениты. 4. Ось антиклинали. 5. Разрывные нарушения.

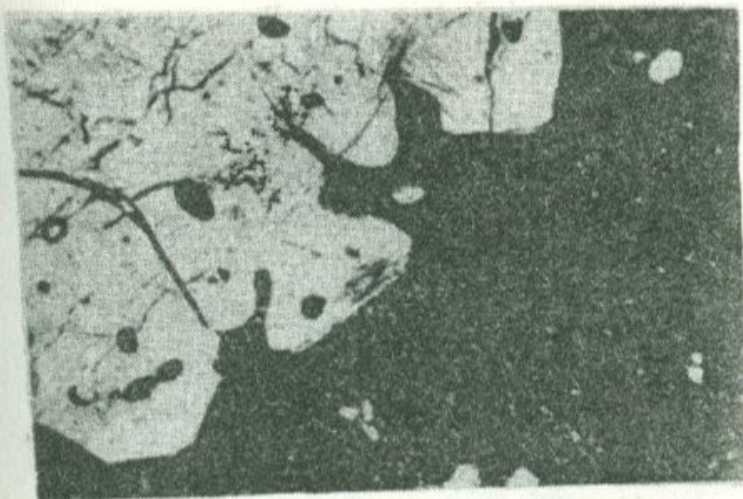
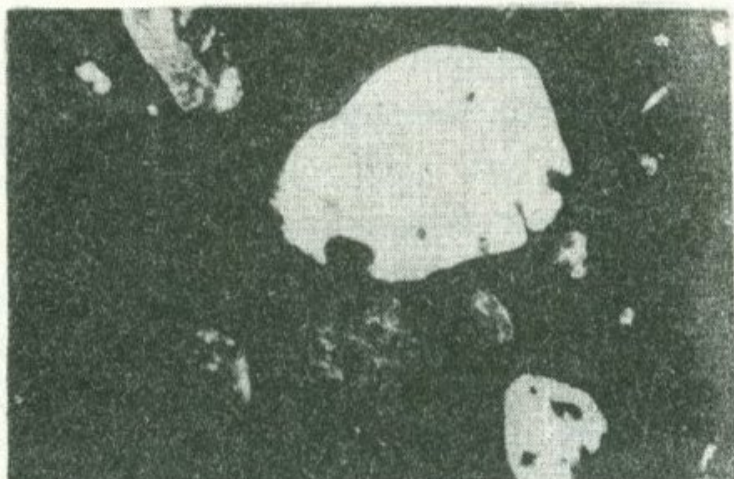


Фиг.10. Схематический геологический разрез шейки Арцруни: 1. Липаритовые порфиры (субвулканическая фация). 2. Гидротермально измененные липаритовые порфиры (вторичные кварциты). 3. Липаритовые порфиры жерловой фации с ксенолитами вмещающих пород. 4. Андезиты, андезитобазальты, их лавобреккии, туфы, туфобреккии (покровная фация вулканогенного комплекса). 5. Зоны мелкой трещиноватости.



Фиг. II. Обнажение липаритовых порфиров. Первый Дилижанский некк.

Фиг. I2. Корродированный кварц и альбитизированный плагиоклаз среди фельзитовой основной массы. Первый Дилижанский некк, ув. 24х, ник. X.

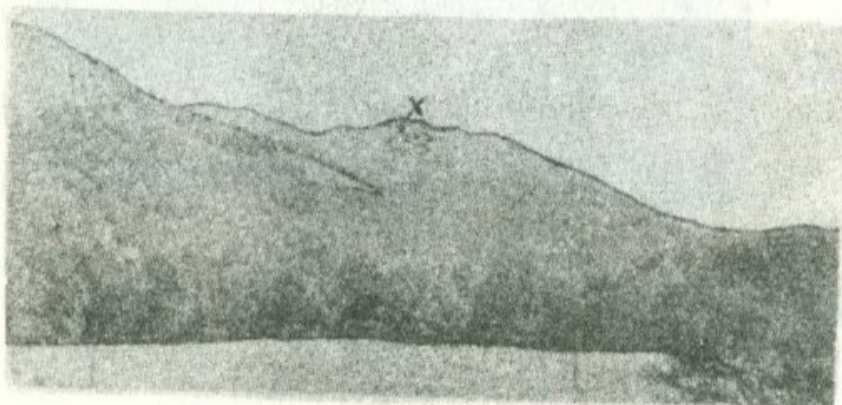
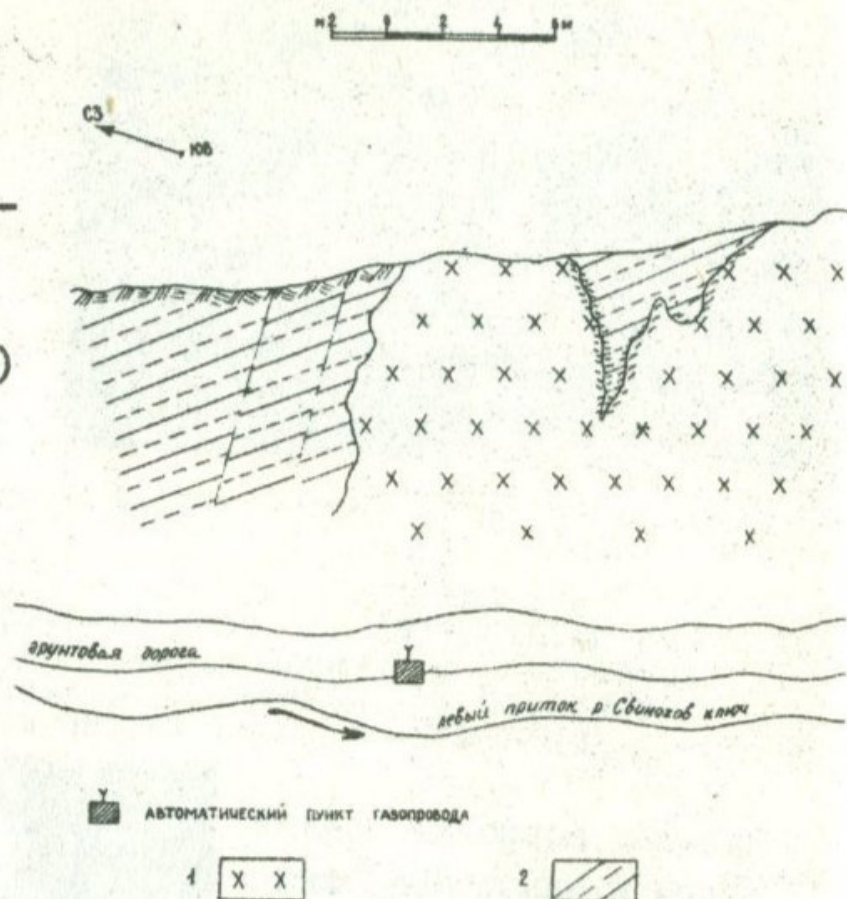


Фиг. I3. Корродированный кварц в фельзитовой основной массе. Второй Дилижанский некк, ув. 24х, ник. X.

Фиг. I4. Зарисовка обна-
жения субвулканического
тела Свинохов ключ, на
левом склоне левого при-
тока р. Свинохов ключ.

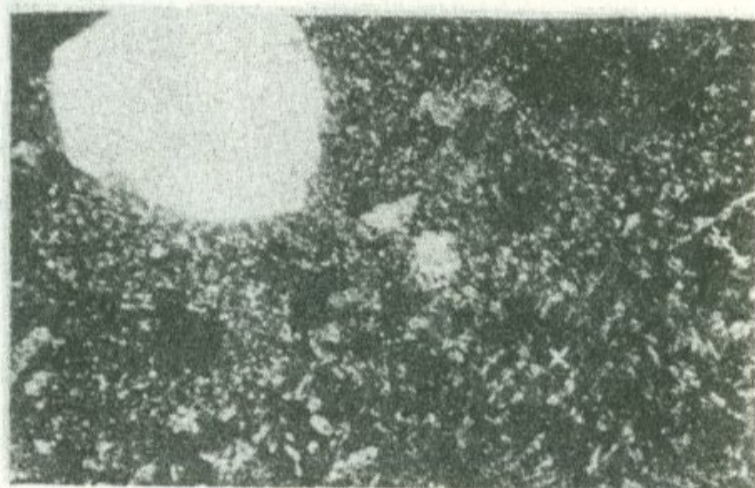
1. Липаритовые порфиры
(субвулканическая фация)

2. Вмещающие породы
(туфоалевролиты).



Фиг. I5. Выход липари-
товых порфиров на г.
Сари-соп.

Фиг. I6. Ксенолит андезита
(x) в липаритовом порфире
(xx) Сари-сопский некк,
ув. 24x, ник. X.



да после реконструкции похожа на эродированный вулкан (фиг.10). Размер нека приблизительно $1 \times 0,5$ км. Кроме этого, в рудном поле выявлен (но здесь не приводятся детальные описания) ряд тел жерловой и субвулканической фации: I Дилижанского (фиг.11), II Дилижанского (фиг.13), Самодурова ключа ($1,1 \times 0,5$ км), Свиногова ключа ($1,3 \times 0,8$ км, фиг.14), Маймехского ($0,1 \times 0,25$ км), Сари-Соп ($0,5 \times 0,6$ км, фиг.15,16), на г.Казачий-бугор ($1 \times 0,15$, фиг.17,18,19) и мн.др., которые являются вмещающим одноименных рудопроявлений (фиг.10,18).

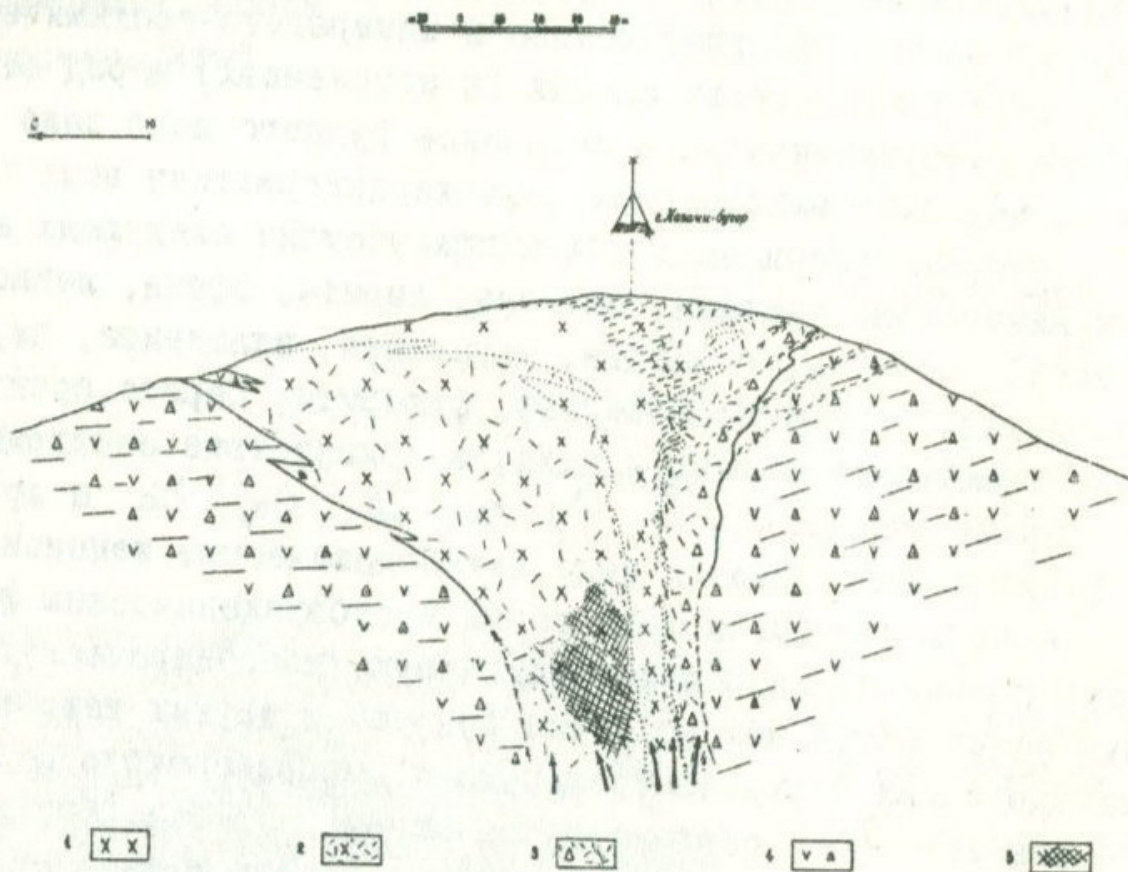
Комплексное петрографическое и минералого-геохимическое исследование сравнительно свежих (и измененных) пород отдельных фаций субвулканического комплекса рудного поля дало возможность выяснить минералогическую характеристику этих образований и впервые установить в них присутствие следующих акцессорных минералов: апатита, циркона, пирита, сфена, лейкоксена, шеелита(?), эпидота, гематита, магнетита, ильменита, пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, флюорита, барита, ортита(?), иоцита, самородных железа и меди; и присутствие следующих элементов примесей: Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Ni, Co, Ba и др.

В Дилижанском рудном поле метасоматические изменения развиваются по жерловым, околожерловым и субвулканическим фациям, образуя приблизительно эллипсоидальную, концентрическую и линейную зональность вокруг нека Арцруни и других тел; вдоль магмоподводящих – рудоконтролирующих Головинского и Дилижанского зон разломов, сопровождаясь минерализацией. При этом фации вторичных кварцитов развиваются в основном за счет пород жерловой фации (центральное положение: нека Арцруни, Казачий-бугор и др. фиг.10,18), переходя к пропилитовым фациям вмещающих околожерловых пород. Рудные тела располагаются в основном внутри (реже в контактах) жерл и околожерловых вмещающих пород, образуя жилы и вкрапленно-прожилковые зоны.

Установлены следующие парагенетические ассоциации минеральных фаций измененных пород: монокварцевая: кварц; кварц-диаспоровая: кварц + диаспор + (пирит); кварц-алунитовая: кварц + алунит + (пирофиллит + пирит); кварц-диккитовая: кварц + диккит + (пирит); кварц-пирофиллитовая: кварц + пирофиллит + пирит + (алунит) + рутил; кварц-серицитовая: кварц + серицит + (пирофиллит + пирит + халькопирит) + сфалерит + галенит; кварц-хлорит-мусковитовая: кварц + хлорит + мусковит + халькопирит + пирит; кварц-хлорит-карбона-



Фиг.17. Обнажение липаритовых порфиров. Западный участок некка г.Казачий-бугор.



Фиг.18. Схематический геологический разрез некка г.Казачий-бугор. 1. Липаритовые порфиры (субвулканическая фация). 2. Гидротермально измененные липаритовые порфиры и фельзитовые порфиры (жерловая фация). 3. Липаритовые, фельзитовые порфиры с ксенолитами вмещающих пород. 4. Андезиты, андезитобазальты, их туфы и туфобрекчии. 5. Серноколчеданное слепое рудное тело. 6. Мелкие зоны трещиноватости и "вероятные" пути поднятия газогидротерм.

Фиг.19. Окварцованный и серицитизированный липаритовый порфир. Некк г.Казачий-бугор, ув.24х, ник.Х.



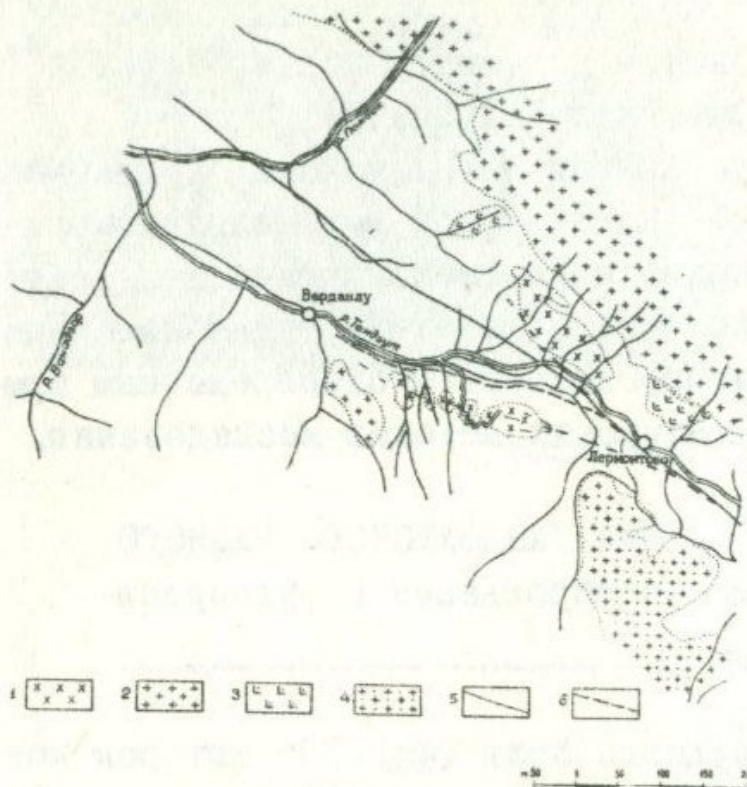
товая: кварц + хлорит+(актинолит) + карбонат+ пирит; амфибол-эпидотовая: амфибол(актинолит) +эпидот+альбит.

Для обнаружения слепых рудных тел в Дилижанском рудном поле на участках: Маймех-Арцруни-Казачий-бугор и г.Дилижан-Сари-Соп в дальнейшем желателен проведение геологопоисковых работ с детальным изучением зон разломов с локальными вулканическими структурами месторождений и рудопроявлений с одновременным привлечением геофизических и геохимических методов исследования.

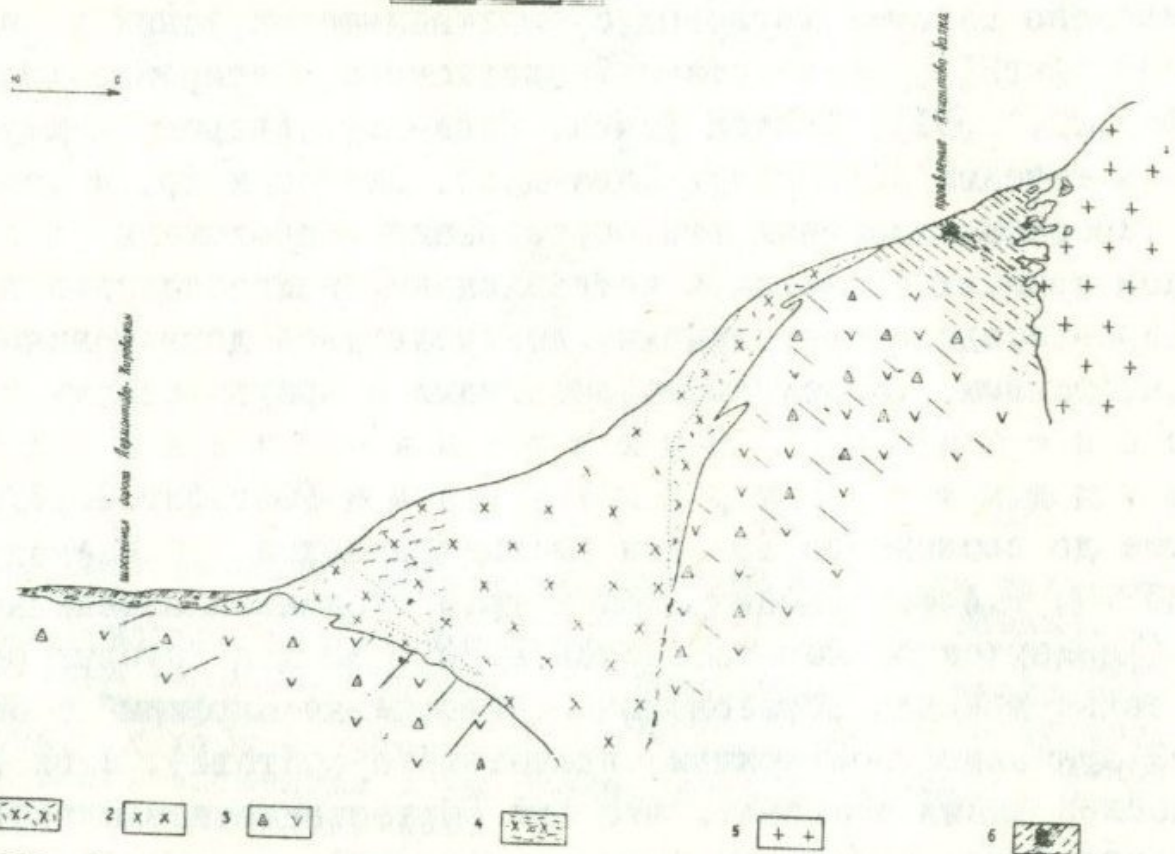
2. СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТАНДЗУТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ и связанные с ними месторождения и рудопроявления

В пределах Тандзутского рудного поля (фиг.20) автором констатировано наличие жерловых, субвулканических фаций у села Лермонтово (фиг.21), на участках Тандзутского месторождения (карьер, фиг.фиг.29,30,31), Желтой речки, Бари-джур, Андраники-джур, в среднем течении р.Тандзут, Вана-дзор, Дарбас и др. В структурно-геологическом отношении эти образования расположены на северном и южном крыльях Агстевской антиклиналии, эллипсоидально вытянуты в северо-западном простирании, контролируются довулканическими Лермонтовскими, Тандзутскими разломами и приуроченными к ним рудоносными вулканическими куполовидными структурами (фиг.фиг.20,29,31,32), которые до последнего времени рассматриваются (Г.М.Акопян, 1962,1967, Р.А.Мартиросян 1963 и др.) как антиклинальные структуры (Тандзутский, Лермонтовский и др., по оси которых обнажаются самые древние образования - "кварцевые порфиры" с перекрывающей вулканогенной толщей андезитового состава). Наши детальные исследования показали, что эти образования везде прорывают Базумскую свиту (андезиты и их пирокласты), с ксенолитами в контактовых частях, а их гальки обнаруживаются в основании верхнего эоцена, в базальных конгломератах севернее с.Гамзачиман. Возраст их - конец среднего эоцена, что подтверждается и радиологическими определениями (47-49 млн.лет - таблица 4).

Ниже приводятся детальные геолого-морфологическая и петрографо-минералого-геохимическая характеристики отдельных неков, рассматриваются фации гидротермального изменения, сопровождающиеся минерализацией.

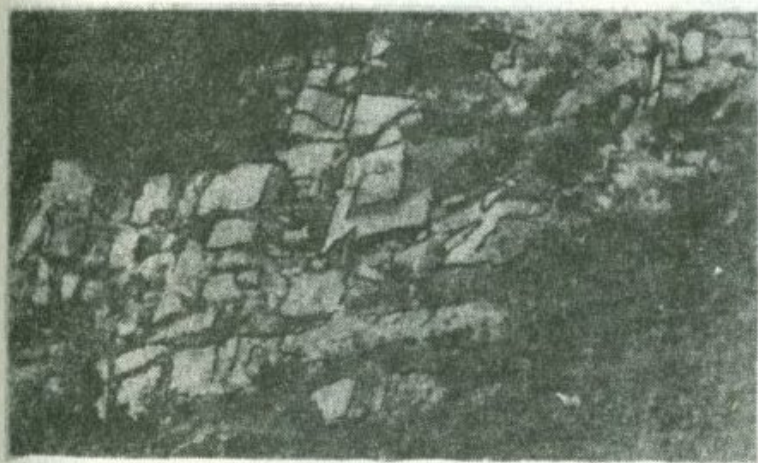


Фиг.20.Схема распространения субвулканических образований в пределах Тандзутского рудного поля.
 1. Липаритовые порфиры(субвулканическая,жерловая Фации).
 2. Кварцевые диориты,монзониты,гранодиориты,граниты. 3.Габбро (шаровые,полосчатые),габбро-пироксениты, габбро-диориты.
 4. Порфировидные граносиениты.
 5.Ось антиклинали. 6. Разрывные нарушения.



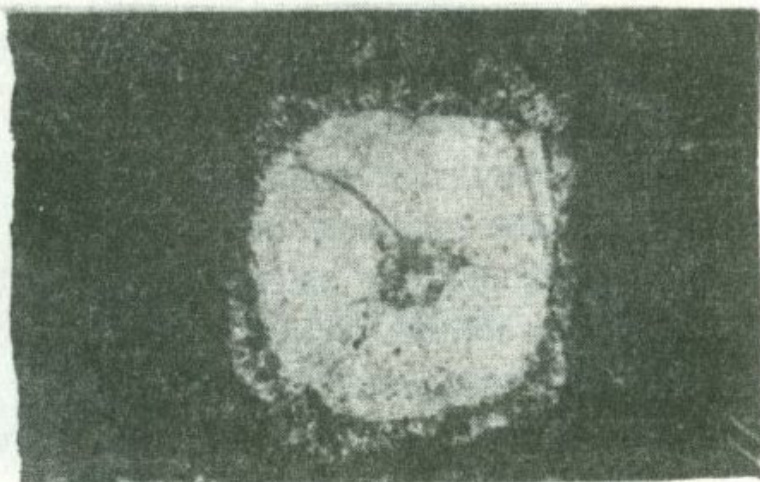
Фиг.2I. Схематический геологический разрез Лермонтовского тела (по южному склону Базумского хребта, западнее с. Лермонтово). 1. Липаритовые порфиры (жерловая Фация). 2. Липаритовые порфиры (субвулканическая Фация). 3. Андезиты, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники. 4. Гидротермально измененные липаритовые порфиры (вторичные кварциты; субвулканическая, жерловая Фации). 5. Кварцевые диориты, инъецированная зона кварцевых диоритов Каджерийского интрузива. 6. Кварцево-биотит-кордиеритовые роговики (рудопроявление Якшатава балка).

Фиг.22. Инъекция липаритовых порфиров в вмещающие породы. Южный контакт Лермонтовского некка, ум.1,5х (М=1см).

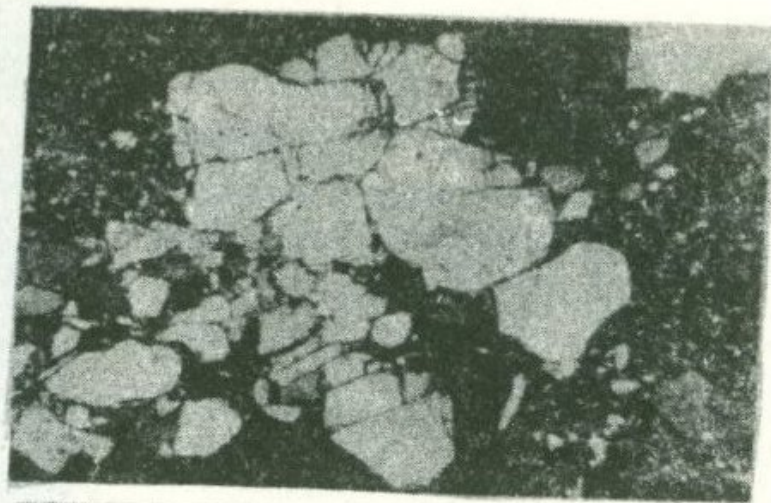


Фиг.23. Плитчатая отдельность в Лермонтовском теле. (центральный участок).

Фиг.24. Кварц с оплавленной оторочкой. Лермонтовский некк, ув.160х, ник.Х.

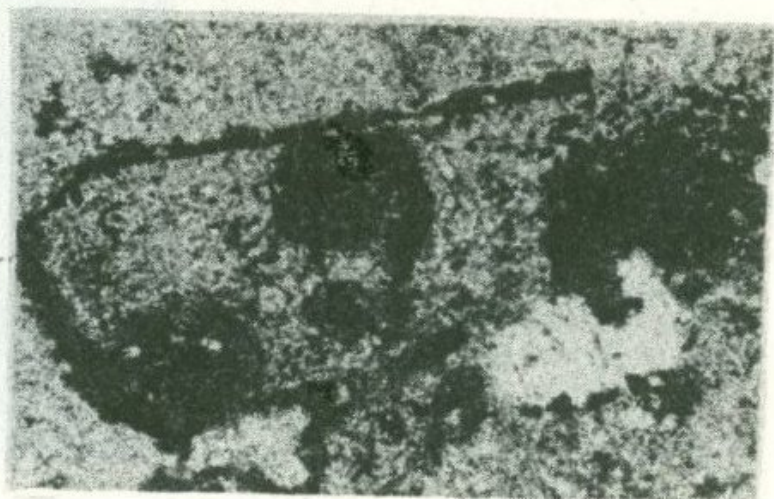


Фиг.25 Раздробленные фенокристаллы кварца. Лермонтовский некк, западный участок, ув.24х, ник.л.



Фиг.26. Раздробленные альбитизированные фенокристаллы плагиоклаза (олигоклаз-андезина). Лермонтовский некк, ув.24х, ник.Х.

Фиг.27. На опациitized фоне темноцветного минерала развиты волокнистая актинолитовая роговая обманка, хлорит, вокруг титаномагнетита - лейкоксен. Лермонтовский некк, ув.160х, ник.Х



Э	Л	Е	М	Е	Н	Т	И										
проб	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Ti	V	Ce	Zr	Ga	Yt	La	Sc	Ba	Li	Be
n-29																	
n-14																	
n-11																	
n-9																	
n-10																	
n-1																	
n-2																	
n-7																	
n-8																	
n-16																	
n-17																	
n-3																	
n-18																	
n-19																	
n-20																	
Класс 6 Кислотные поро- ды земной коры по А. В. Шенникову (1962 г.)	0,002	0,002	0,006	0,0005	0,0008	0,0005	0,23	0,004	0,0025	0,02	0,002	0,0005	0,004	0,03	0,003	0,004	0,00055
0,3 - 1																	
0,03 - 0,1																	
0,01 - 0,03																	
0,003 - 0,01																	
0,001 - 0,003																	
0,0003 - 0,001																	
0,0001 - 0,0003																	
менее 0,0001																	

Таблица 6. Распределение элементов-примесей в породах Лермонтовского тела.

а. Лермонтовский нект расположен на южном склоне Халабского хребта (фиг.21) у с.Лермонтово. Размер некта $1 \times 3,6$ км. На примере рассматриваемого тела прослеживается непосредственная связь интрузивной (субвулканической) и жерловой фации. Липаритовые порфиры образуют инъекционный контакт и фациально переходят в однородные породы жерловой фации (фиг.22), что говорит о пульсационном характере становления Лермонтовского тела. В контактовых частях липаритовых порфиров наблюдаются слабо измененные ксенолиты подстилающих пород. Характерны мелкоплитчатые (фиг.23), столбчатые (слабо проявлены) и глыбовые отдельности. Отдельность особенно ярко выражена в центральной части некта и в более глубоко эродированных его частях. Жерловая фация представлена кристаллокластическими туфами и лавобрекчиями липарит-порфирового состава (фиг.5,6, таблица 8). Порода состоит из неправильных, угловатых, остроугловатых разбитых обломков кварца (фиг.5,25) и плагиоклаза (фиг.26) со сглаженными, оплавленными контурами (фиг.24). Раздробление, вероятно, происходило во время выжимания магмы и в процессе эксплозии. Породы субвулканической фации имеют порфировую структуру с полнокристаллической микрогранитовой, сферолитовой основной массой. Порфировые выделения представлены кварцем, плагиоклазом и цветным минералом (фиг.6,26,27). По остаточным контурам опацизированных темно-цветных минералов (вероятно моноклинного пироксена) развивается волокнистый амфибол-актинолит (фиг.27). В Лермонтовском теле в искусственных пробах были определены нижеследующие акцессорные минералы: пирит, апатит, циркон, халькопирит, галенит, сфалерит, реальгер, флюорит, малахит, шелит (?), рутил, самородный свинец, цинк, медь, эпидот (цоизит, клиноцоизит), сфен, лейкоксен, ортит, титаномagnetит-магнетит, мартит, ильменит, гематит, иоцит, самородное железо. Результаты анализов на содержание элементов примесей Лермонтовского тела приведены в таблице 28.

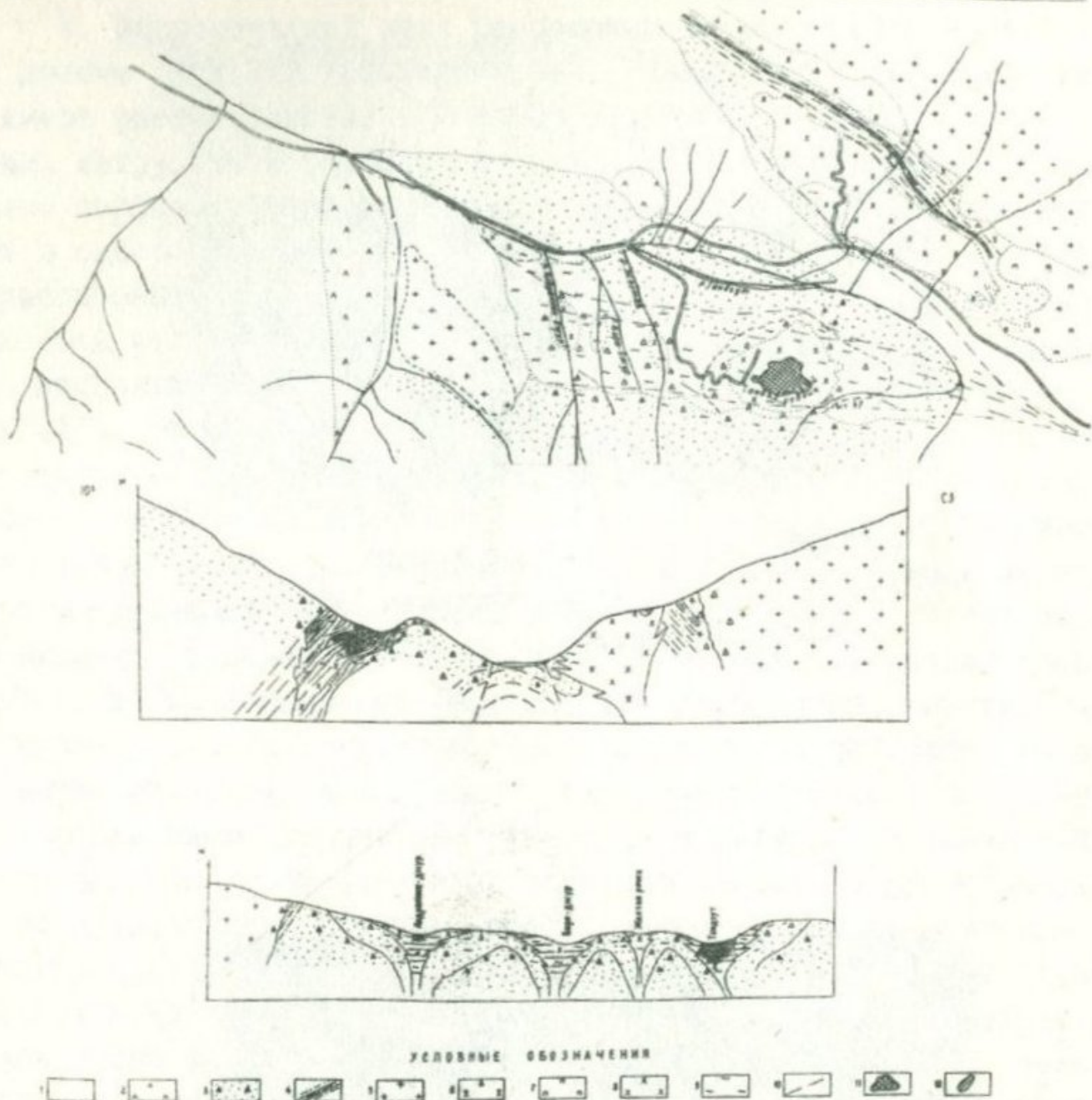
б. Тандзутские некта: Тандзут ($0,4 \times 0,7$ км), Желтая речка ($0,1 \times 0,2$ км), Бари-джур ($0,1 \times 0,15$ км), Андраники-джур ($0,2 \times 0,3$ км) и др. (фиг.фиг.20,29,30,31,32) расположены в левобережной части р.Тандзут. Детальные исследования (с палеовулканическими реконструкциями) показали, что в пределах



Фиг.29. Общий вид восточного фланга вулканической структуры-купола (x) месторождения Тандзут. Северный склон Памбакского хребта.



Фиг.30. Общий вид Тандзутского нека (жерла), собственно месторождение Тандзут-карьер.



Фиг. 3I. Схематическая геологическая карта восточной части Андзутского рудного поля.

I. Аллювиально-делювиальные отложения. 2. Андезиты и андезитобазальты. 3. Андезиты, их лавобрекчии, туфы, туфобрекчии, туфопесчаники (базумская и туфоосадочная свита - средний эоцен). 4. Контактные роговики, участки рудопроявления Якшато-балка. 5. Кварцевые диориты, монциты, гранодиориты и граниты. 6. Кварцевые диориты, инъецированные во вмещающие породы. 7. Габбро, габбро-пироксениты. 8. Липаритовые порфиры (жерловая, субвулканическая фации). 9. Гидротермально измененные липаритовые и фельзитовые порфиры (вторичные кварциты - жерловая, субвулканическая фации). 10. Разрывные нарушения. II. Серноколчеданное оруденение. 12. Колчеданно-полиметаллическая минерализация.

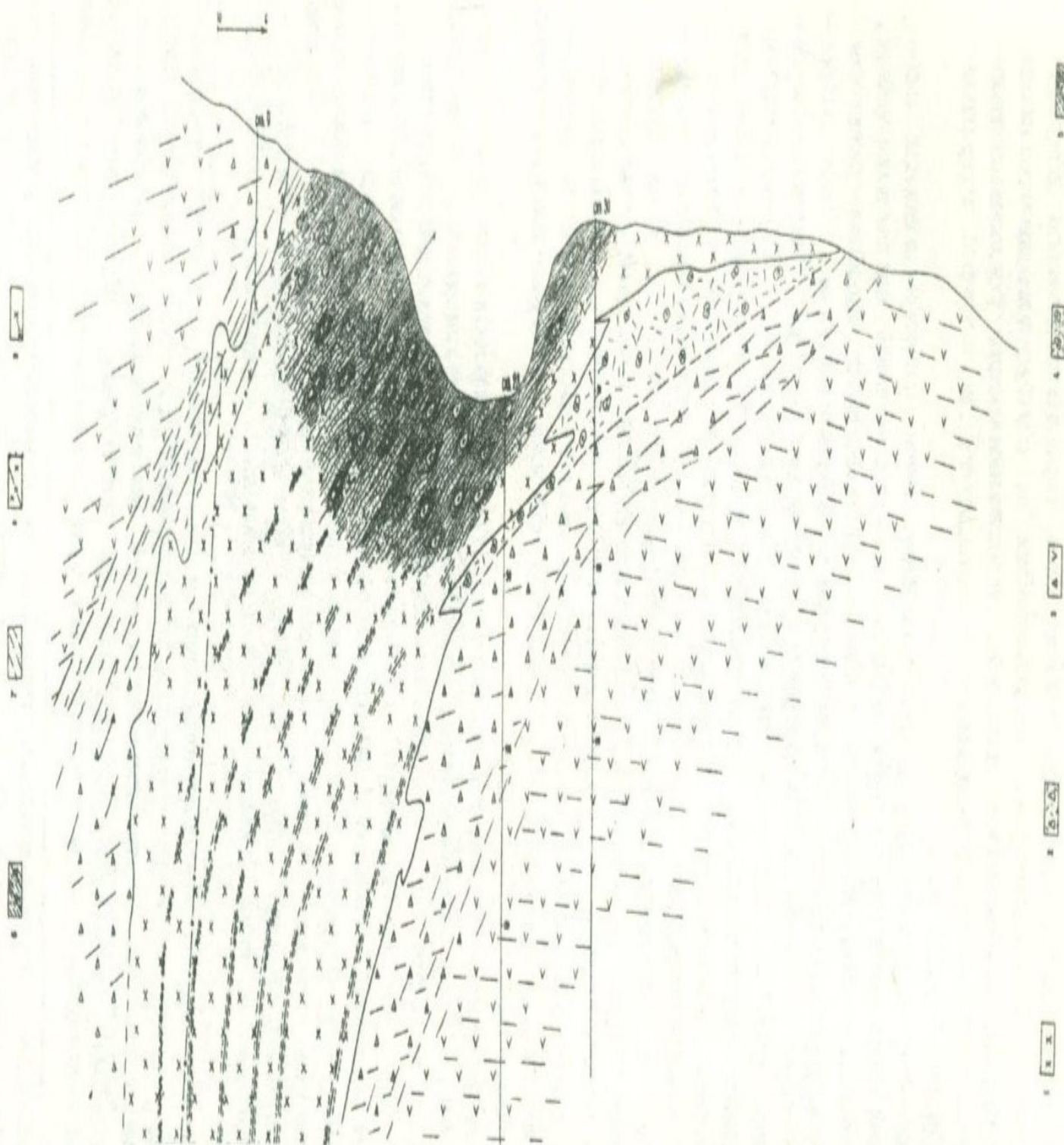
Тандзутского рудного поля породы этих тел представлены двумя тесно взаимосвязанными фациями: жерловыми и субвулканическими (штокообразные и грибообразные тела), являющимися рудовмещающими для одноименного месторождения (Тандзут) и целой группы рудопроявлений (фиг.31,32).

В структурно-геологическом отношении эти образования обнажаются на южном моноклиналильном крыле Агстевской антиклинали, будучи эллипсоидально вытянуты в северо-западном близширотном направлении и контролируются Тандзутским нарушением. Они образуют Тандзутскую вулканическую структуру или общую "вулканическую брахиантиклиналь", которая характеризуется значительными секущими, полуэллипсоидальными (полукольцевыми) нарушениями локального характера. Последние ориентированы главным образом в СЗ близширотном направлении. Вокруг и внутри палеовулканических построек-некков исследуемого рудного поля вдоль дорудных вулкано-контролирующих разломов развиваются метасоматические гидротермальные изменения с колчеданной (с золотом) минерализацией, которые и представляют собственно месторождения и рудопроявления (Тандзут, Лермонтово, Желтая речка, Бари-джур, Андраники-джур и др. фиг.фиг. 31,32).

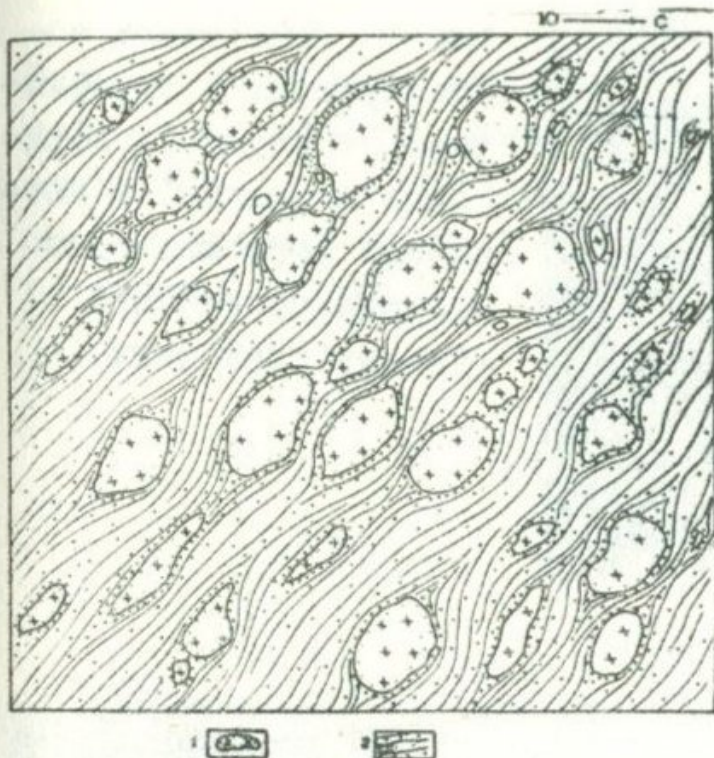
Породы Тандзутских некков представлены жерловыми лавобрекчиями (фиг. 33,34,32), псамитами, лапиллами, пелитами, кристаллокластическими и порфирокластовыми туфами (по классификации Е.Ф.Малеева, 1963). Встречаются и смешанные образования. Мелкозернистость и пепловый цемент вулканокластических пород благоприятны для развития метасоматических процессов. Часто наблюдается тонкослоистость этих пород, ориентированная вдоль обломков жерловых лавобрекчий (фиг.33,34), по которым проникали рудоносные растворы и отлагали свой полезный груз (фиг.35,36, 37,38,41,42,43).

Изучение автором гидротермально измененных пород^{х)} позволяет заключить, что за счет пород жерловой (и околожерловой) фации развиваются почти все характерные минеральные ассоциации вторичных кварцитов и пропицитов, фации которых образуют четко выраженную горизонтальную и вертикальную концентрическую зональ-

^{х)} Гидротермально измененные породы в Тандзутском рудном поле специально исследовались С.Ш.Саркисяном (1958,1962) и С.О. Ачикгезяном (1963,1969).

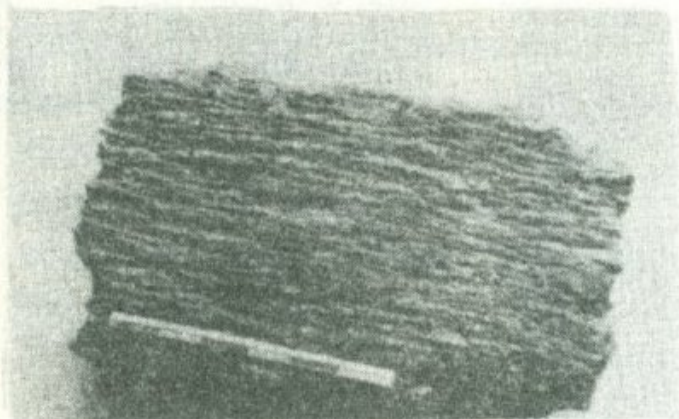
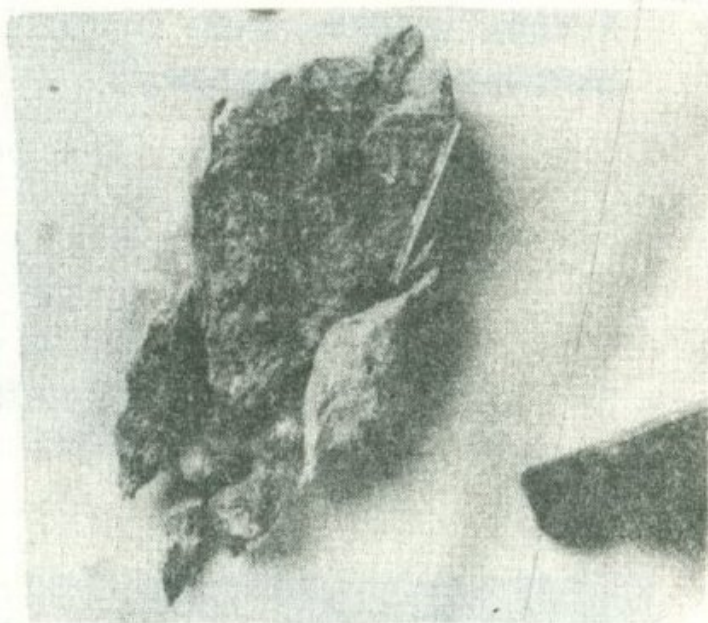


Фиг.32. Схематический геологический разрез Тандзутского нека /месторождение Тандзут-разрез по карьеру/. 1. Липаритовые порфиры (жерловая, субвулканическая фация). 2 и 4. Туфы и эруптивные брекчи липаритовых порфиров, фельзитовых порфиров (жерловая фация). 3. Андезиты, их туфы, туфобрекчи (покровная фация). 5. Рассланцованные липаритовые порфиры, фельзитовые порфиры с эруптивными брекчиями аналогичного состава с серноколчеданной минерализацией, сопровождающейся кварц-пирофиллитовой фацией изменения. 6-7. Зона разрывных нарушений. 8. Полиметаллическая минерализация с кварц-серпичитовой фацией изменения. 9. Участок для детали к фиг.33.

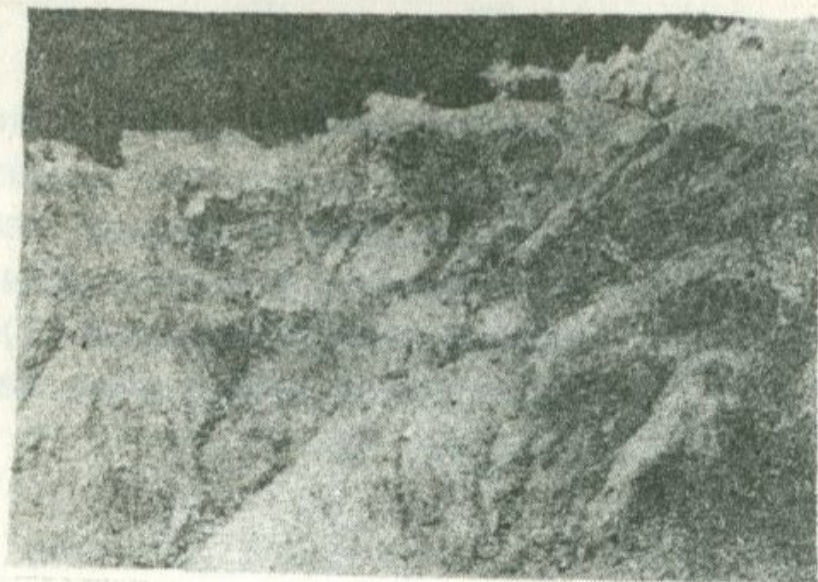


Фиг.33. Деталь к фиг.32.
 Рассланцованные брекчии липа-
 ритовых порфиров (1) жерловой
 фации, сцементированные кварц-
 пиррофиллитом и колломорфным-
 мелкозернистым пиритом (2).
 Тандзутский нект (м-ние Танд-
 зут), ум. 5х.

Фиг.34. Вулканические
 (жерловые) брекчии липари-
 товых порфиров, ум. 2х.
 (деталь к фиг.33).

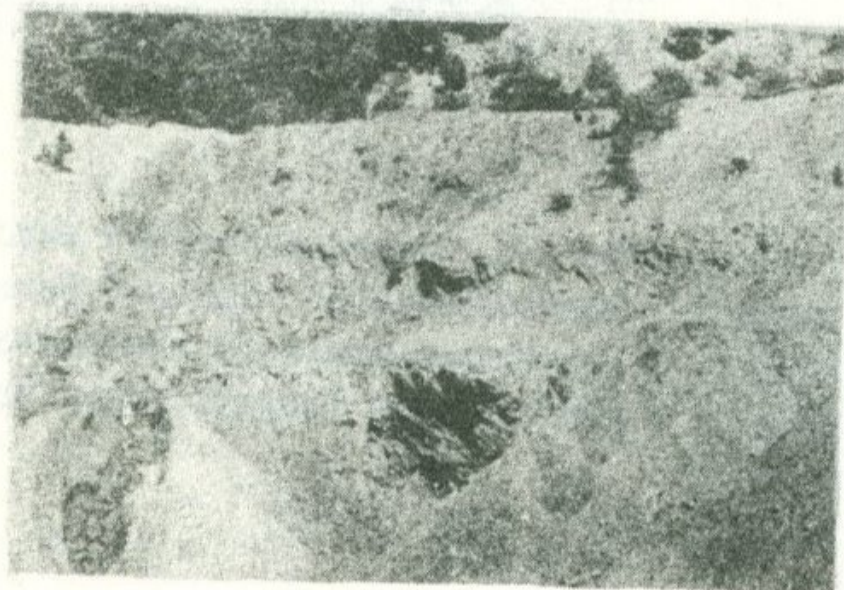
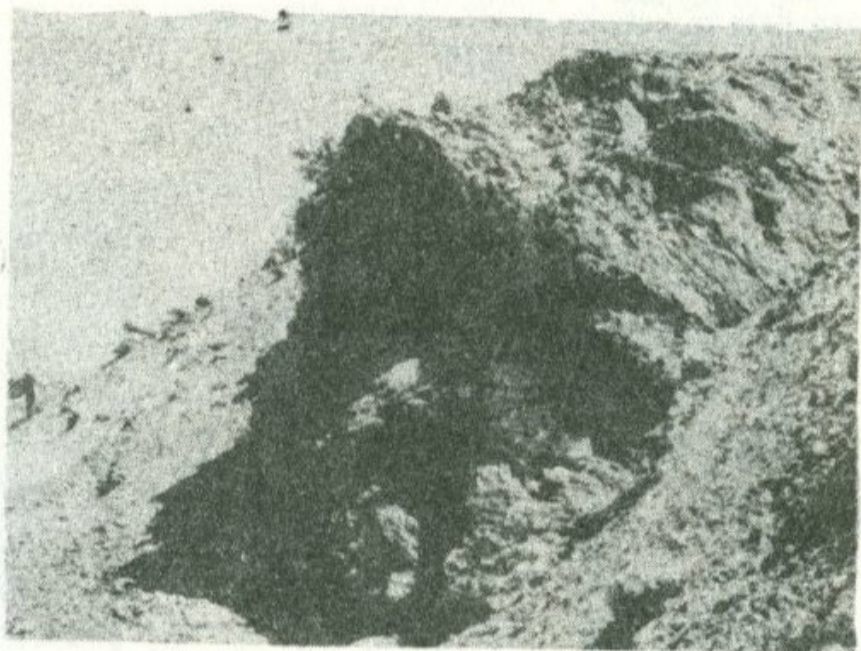


Фиг.35. Рассланцованный липа-
 ритовый порфир жерловой фации
 с серноколчеданной минерализа-
 цией (м-ние Тандзут), ум.1,4х.



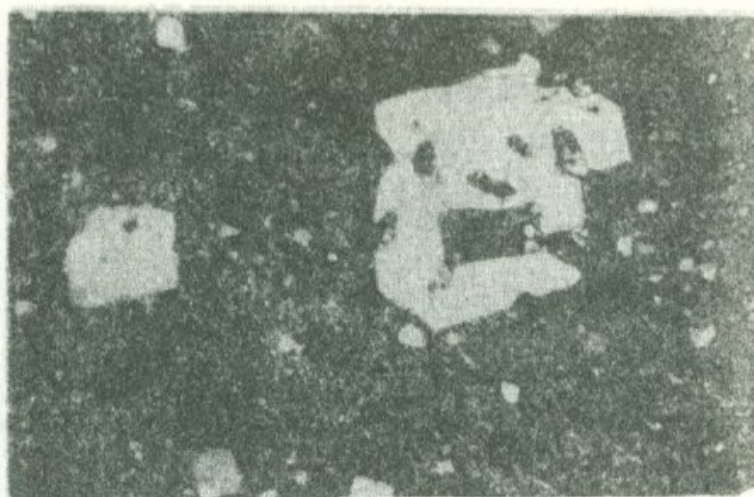
Фиг.36. Обнажение монокварцевых и пироксилитовых пород (липаритовых порфиров) с массивной серноколчеданной минерализацией (Тандзутский нект).

Фиг.37. Обнажение пород жерловой фации (монокварцевая сердцевина).
М-ние Тандзут
(карьер- южный склон)

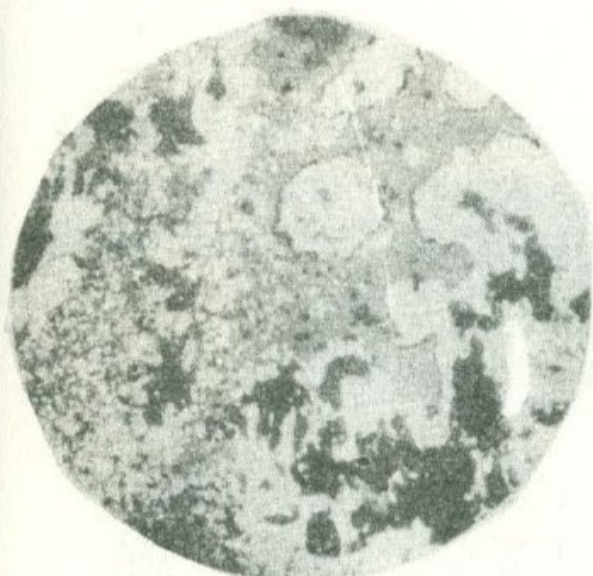


Фиг.38. Обнажение в карьере рассланцованных липаритовых порфиров жерловой фации с серноколчеданной минерализацией (I стадия).

Фиг.39. Серицитизированный, окварцованный липаритовый порфир (собственно Тандзутский нект), шт.47, ув.24х, ник.Х.



Фиг.40. Включение чешуек пиррофиллита в колломорфный пирит (м-ние Тандзут), ув.45х, ник.Х.



Фиг.40а. Взаимоотношение пиррофиллита и пирита. Пластинчатые выделения (чешуйки) пиррофиллита врезаются (включены) в пирит. М-ние Тандзут, ув.45х, ник.Х.

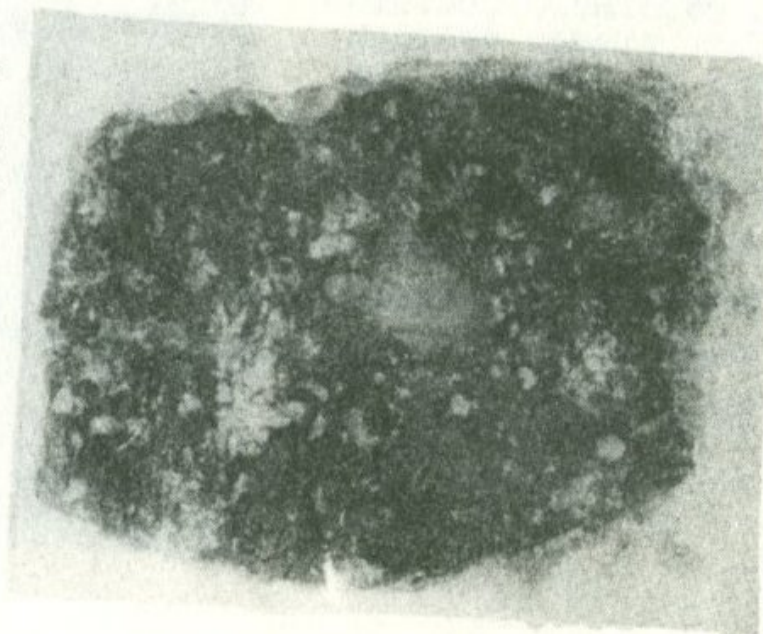


Фиг.41. Массивная текстура серноколчеданной руды со сферолитовыми недоразвитыми почками (м-ние Тандзут, карьер).
Натуральная величина.



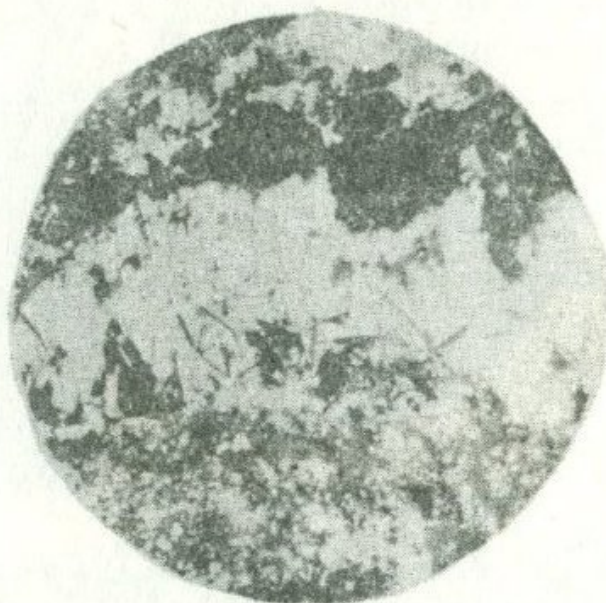
Фиг.42. Тонкополосчатая текстура серноколчеданной руды. М-ние Тандзут, карьер, ум.2х.

Фиг.43. Брекчиевидная текстура серноколчеданной руды. Обломки брекчии представлены липаритовыми порфирами. М-ние Тандзут, карьер.
Натуральная величина.



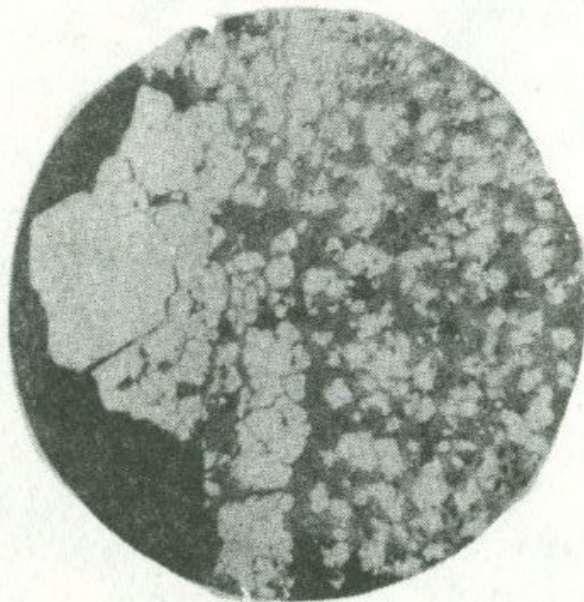


а.

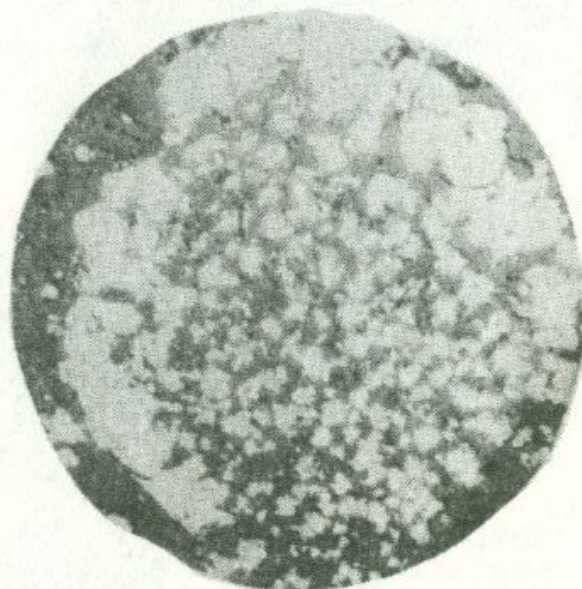


б.

Фиг.44. а,б, Мелкозернистые выделения пирита.
Проникновение чешуек пирофиллита (черные) в пирит.
М-ние Тандзут, ув. 35х.

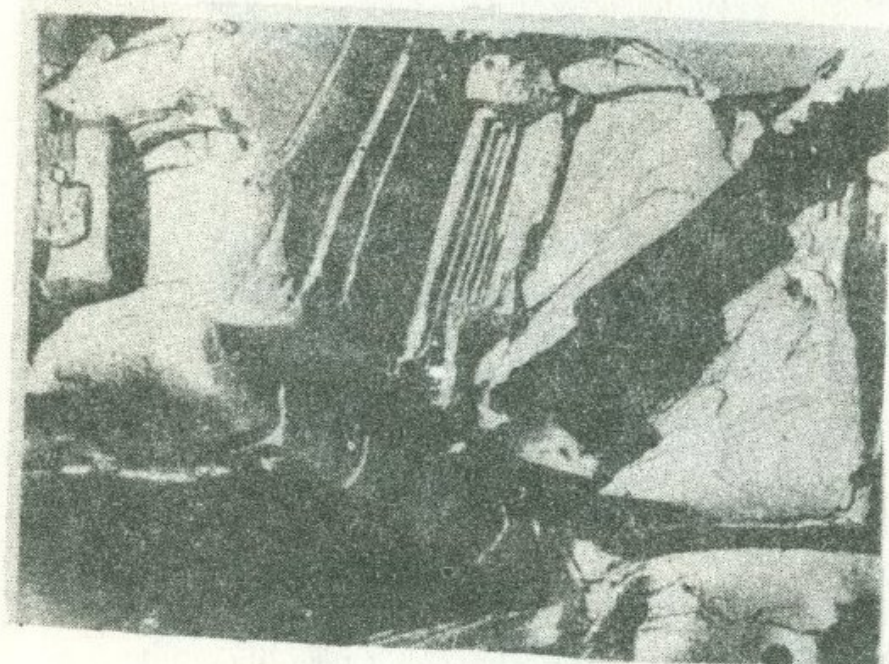


Фиг.45^а. Недоразвитая
почка мелкозернистого
пирита, ув.35х.



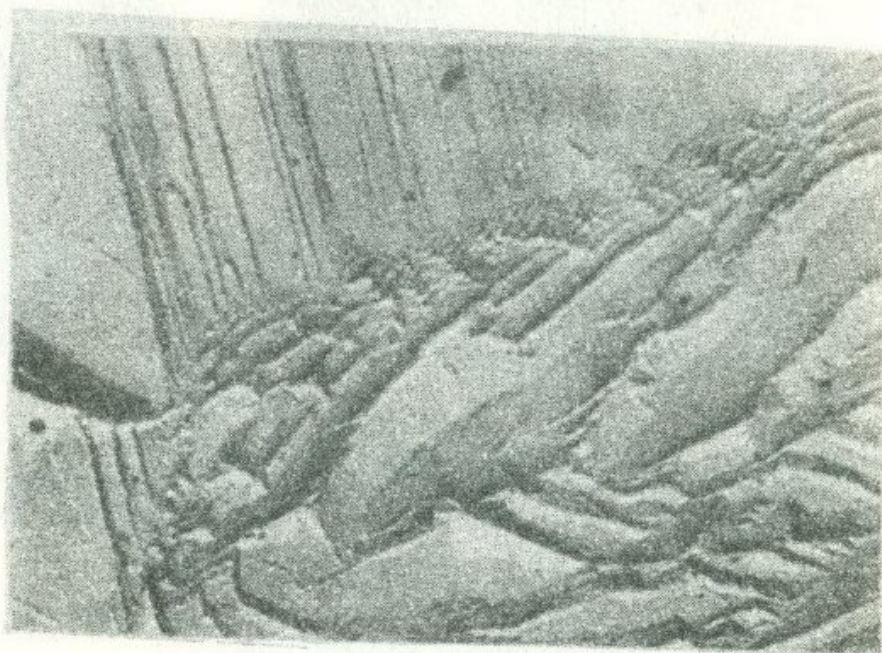
Фиг.45^б. почковидные выделе-
ния мелкозернистого пирита.
М-ние Тандзут, ув.35х.

Фиг.46.Полосчатая текстура колчеданно-полиметаллической руды (II стадия). Жила в липаритовом порфире.Месторождение Тандзут, шт № 47, IIIм. Натуральная величина.



Фиг.47.Микрорельеф скола галенита.Месторождение Тандзут. Электрон.микроск. (обр.А-25-978), ув. 4000х.

Фиг.48. Микрорельеф скола сфалерита.Месторождение Тандзут. Электрон.микроск. (обр.А-25-976), ув. 5000х.

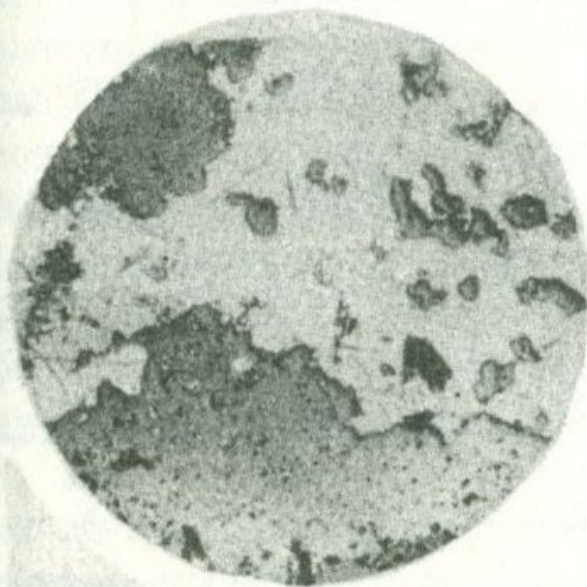




Фиг. 49^а. Взаимоотношения
сфалерита с галенитом: заме-
щение сфалерита (Sl) гале-
нитом (Ga), черное-кварц
(q). М-ние Тандзут, шт. 47,
ув. 35х.



Фиг. 49^б. Взаимоотношения пирита
с галенитом: включение пирита
(Py) в галените (Ga), серое -
кварц (q). М-ние Тандзут,
ув. 35х.



Фиг. 49^с. Взаимоотношение
блеклой руды с галенитом:
замещение блеклой руды
(B) галенитом (Ga), се-
рое-кварц (q). М-ние
Тандзут, ув. 35 х.



Фиг. 49^д. Взаимоотношения халь-
копирита с галенитом: выделения
халькопирита (Cp) цементируются
галенитом (Ga), серое-кварц
(q). М-ние Тандзут, ув. 35х.

Физико-механические свойства пород Базумского рудного района

Таблица 7

Место взятия и наименова- ние пород		Удель- ный вес г /см ³	Объемный вес г /см ³	Эффективная пористость в %
Тандзутское рудное поле	Вулканогенный комплекс			
	Андезит	2,62	2,57	0,84
	Туфобрекчии андезитов	2,66	2,50	0,96
	Диабазовая дайка	2,59	2,51	0,75
Дилижанское рудное поле	Субвулканический комплекс			
	Липаритовый порфир (субвулканич.фация)	2,88	2,80	0,98
	Липаритовый порфир (жерловая фация)	2,72	2,55	0,86
Тандзутское рудное поле	Липаритовый порфир (жерловая фация)	2,60	2,43	1,27
	Липаритовый порфир (уч-к м-й Тандзут, Андраники-джур)	2,50	2,50	1,00
	Липаритовый порфир (уч-к м-й Тандзут, Андраники-джур)	2,70	2,66	1,33
	Липаритовый порфир (жерловая фация- Лермонтовский некк)	2,69	2,52	1,01
	Липаритовый порфир (жерловая фация- Лермонтовский некк)	-	2,59	1,03
	Субвулканическая фация -"-	2,71	2,54	0,60
	(уч-к Ванадзор)	2,85	2,50	0,90
Пушкин- ское рудное поле	Липаритовый порфир, жерловая фация (с.Бзовдал)	2,55	2,34	0,89
	Липаритовый порфир, жерловая фация (с.Бзовдал)	2,63	2,60	1,04
Чибухлинское рудное поле	Липаритовый порфир субвулк.фация (Чернореченский уч-к)	2,61	2,43	0,64
	Жерловая фация (Желтореченский некк)	2,50	2,30	1,05
	Липаритовый порфир (уч-к Арманис, субвулка- ническая фация)	2,62	2,58	0,94
	-"-	2,68	2,60	0,88
	Жерловая фация (уч-к Арманис)	2,67	2,60	1,04

ность (фиг.32,36,37,38,39). В составе формации пропицитов выделяются следующие фации: амфиболо-эпидотовая: альбит+актинолит+эпидот+(хлорит); хлорито-карбонатная: альбит + хлорит + карбонат + кварц; хлорито-серицитовая: хлорит + серицит + кварц+пирит+халькопирит; кварц-серицитовая: кварц+серицит+пирит+галенит+сфалерит+халькопирит и др. В составе вторичных кварцитов выделяются следующие фации: монокварцевая; кварц-диаспоровая: кварц+диаспор; кварц-алунитовая: кварц+алунит; кварц-баритовая: кварц+барит; кварц -пирофиллитовая: кварц+пирофиллит+пирит. Вышеотмеченные фации метасоматитов образовались в основном за счет пород жерловой фации (которые имеют самую большую эффективную пористость: 1,00-1,01-1,33, таблица 7) в результате воздействия газогидротерм, выделившихся из остывающего вулканического очага в течение единого (прерывисто-непрерывного) гидротермального этапа, длительность которого, по данным определения абсолютного возраста, составляет около 7 млн. лет (К.М. Мурадян, 1965). Наблюдается синхронность рудоотложения с метасоматическими гидротермально измененными фациями; при этом серноколчеданное оруденение пространственно тесно связано с породами кварц-пирофиллитовой фации, медноколчеданное (слабо проявлено) - хлорит-серицитовой, а колчеданно-полиметаллическое оруденение с кварц-серицитовой. Следовательно, эти фации как в Дилижанском рудном поле, так и здесь, нужно рассматривать как поисковые критерии соответственно серноколчеданного, медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения (фиг.39,40,40^I, а,б, 44,46). Эти метасоматические фации с определенным составом минерализации представляют собой последовательные проявления единого непрерывно-прерывистого процесса рудоотложения. Серноколчеданная минерализация тесно ассоциирует с пирофиллитом (фиг.40,40^I, а,б, 44, а,б,с) и является наиболее ранней, развиваясь метасоматически по центрам рудоносных вулканических структур. Колчеданно-полиметаллическая стадия тесно связана с кварц-серицитовой фацией, наложена на серноколчеданную и развивается вдоль оперяющих секущих (ССЗ простирания) трещин, приуроченных к внешним зонам жерл (шт.47, фиг.44,39).

Рудные тела морфологически целиком соответствуют жерловым телам (фиг.фиг.31,32) как на собственно Тандзутском месторождении, так и в участках Желтая речка, Бари-джур, Андраники-джур и

в среднем течении р.Тандзут, образуя разрозненные линзообразные формы с пальцеобразными отрезками, конически сужающимися книзу и представляющими, по существу, одну рудную линзу, части которой отделены друг от друга блоками слабо пиритизированных пород. Рудные тела (т.н.линзы: Северная, Основная и Южная) четко обнажаются на собственно Тандзутском месторождении (карьер), имеют широтное простирание с падением на юг под углом $45-50^{\circ}$, приурочены к зоне широтных (полуэллипсоидальных) нарушений, контролирующих рудные тела и проходящих внутри жерловой фации. Минерализация приурочена главным образом к цементу жерловой (рассланцованной, фиг.35,41,42,43) фации, а в вулканических лавобрекчиях наблюдается убогая пиритизация (фиг.32,33, 34,35,42,43). Рудные тела во всех участках Тандзутского месторождения сложены мелкозернистым пиритом (фиг.44,45,а,б,). Преобладающая масса руды характеризуется тонкослоистой(тонкополосчатой) текстурой, унаследованной от вмещающих пород, вследствие дорудного ее рассланцевания (фиг.35,38,42). Богатые руды приобретают массивное сложение, образуют массивные, колломорфные текстуры с реликтами слоистости и сферолитовыми недоразвитыми почками (фиг.41,44 а,б,с,45 а,б). Наряду с тонкополосчатым слоистым массивным текстурным типом широко распространен брекчиевидный текстурный тип руд (фиг.43). Кроме того, наблюдаются прожилковая и вкрапленная текстуры (фиг.46).

В составе руд колчеданно-полиметаллической стадии (наблюдается в шт.-47) определены следующие минералы: пирит,сфалерит, халькопирит,блеклая руда, галенит. Среди них сфалерит и галенит (фиг.46) являются главными по распространенности минералами. В фиг.47,48 приведены электронные микрофотографии характерных особенностей реплик со сколов сфалерита и галенита (месторождение Тандзут). Для руд Тандзутского месторождения характерно широкое развитие колломорфной, мелкозернистой структуры, местами наблюдаются текстуры дробления, а также явления коррозии и замещения одного минерала (пирита,сфалерита,галенита; фиг. 49 а,б,с, d, e) другим. Процесс формирования оруденения на месторождении и рудопроявлениях Тандзутского рудного поля завершился отложением позднего кварца,барита,карбонатов и гипса. Взаимообусловленность фаций магматизма и вулканических структур, характер метасоматических околорудных измененных пород,

минералогический состав руд и явления телескопирования, значительное развитие в них колломорфных и метакolloидных текстур.

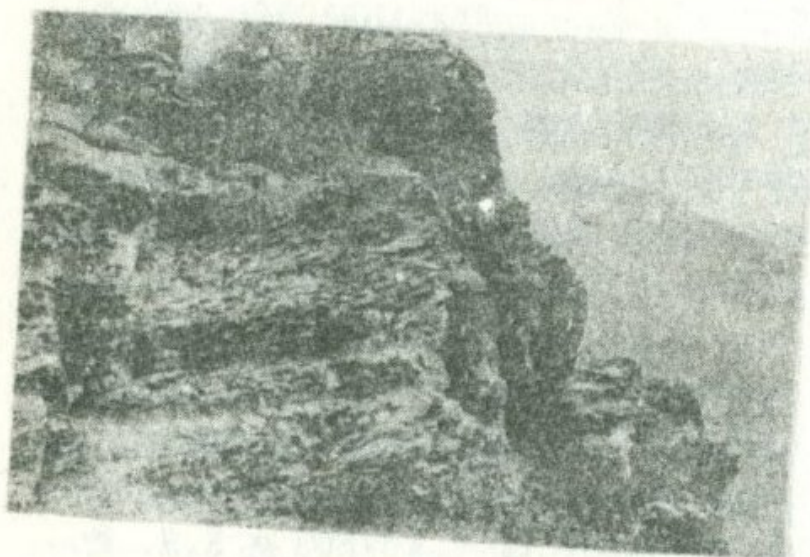
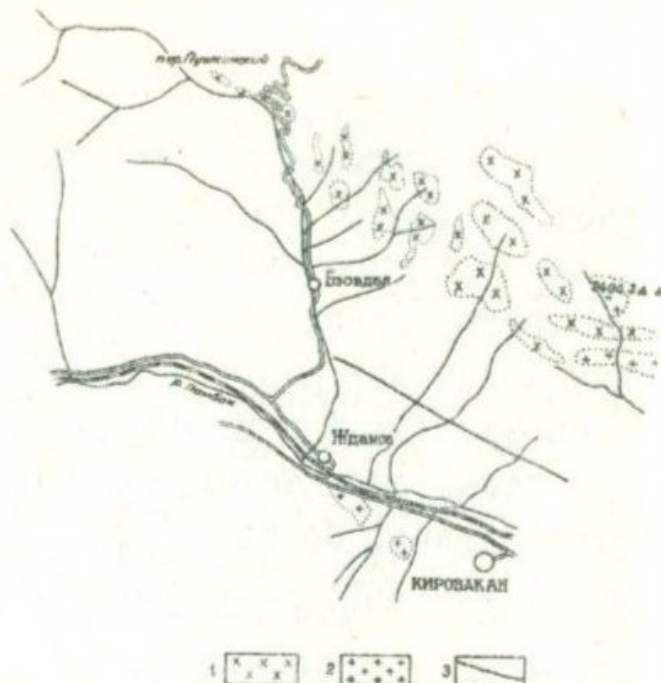
дают основание полагать, что оруденение на Тандзутском рудном поле формировалось в субвулканических условиях и относится к жерловому (вулканогенному гидротермальному типу). Для проведения поисковых работ с целью обнаружения колчеданного оруденения определенный интерес представляет южный контакт Лермонтовского тела, околожерловые полукольцевые участки Тандзутского месторождения, Желтая речка, Бари, Андраники-джур, среднее течение р.р.Тандзут-Ванадзор-Дарбас и др.

3. СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПУШКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ и связанные с ними рудопроявления

Пушкинское рудное поле (фиг.50,51,52), охватывающее район Пушкинского перевала до с.Пушкино, интересно в том отношении, что здесь можно проследить все разнотипные фации кислого субвулканического комплекса. Рассматриваемое рудное поле изучено сравнительно слабо. Геолого-поисковые работы проведены здесь Ю.А.Араповым и Н.Я.Монаховым (1938-1939), в дальнейшем П.Л.Епремяном и К.А.Мкртчяном (1959) и в последнее время в связи с изучением палеогенового вулканизма - М.А.Фаворской, А.П. Елисейевой (1962) и Р.Т.Джрбашяном (1964). Указанными исследователями разнотипные фации кислых пород на геологических картах показаны как единая свита дацитовых порфиров (Ю.А.Арапов и Н.Я. Монахов, 1938). К.А.Мкртчян (1959,1962) выделил "субинтрузивные кварцевые порфиры", слагающие пластовые залежи.

Детальные исследования позволили внести коррективы в представление о геологическом характере исследуемых образований и по-новому рассмотреть закономерности условий их образования. Исследования показывают, что крупных субинтрузивных тел здесь нет. На участках г.Кировакан - с.Бзовдал -с.Караберд-Пушкинский перевал-с.Пушкино мы имеем дело с разнотипными фациями субвулканического комплекса, представленными дайками,некками,некками с экструзивными -штокообразными телами, закономерно тяготеющими к разрывным нарушениям. Наличие разнотипных фаций, а также эффузивный облик указывает, что эти образования кристаллизовались в близповерхностных условиях на незначительной глубине и ран-

Фиг.50. Схема распространения субвулканических образований в пределах Пушкинского рудного поля. 1. Липаритовые порфиры (субвулканическая, жерловая, экструзивная фации). 2. Кварцевые диориты, граниты, гранодиориты. 3. Ось антиклина-ли.



Фиг.51. Обнажение по-роды Ширакской вулка-ногенно-осадочной сви-ты. Около с.Бзовдал.

Фиг.52. Шаровая отдель-ность в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свите. Пушкинский перевал.



ние порции их имели связь с поверхностью. Это все отражает сложный процесс формирования среднеэоценовых вулканов. Различные суждения, высказанные исследователями о характере этих образований, вероятно вызваны сложностью морфологии и пульсационного характера становления разных фаций субвулканического комплекса. Это выражено в том, что в одних и тех же телах отмечаются случаи прорыва или согласного залегания во вмещающих породах вулканогенного комплекса аналогичного состава (пирокласты жерловой фации), а также и в том, что до сих пор эти образования не были специально изучены.

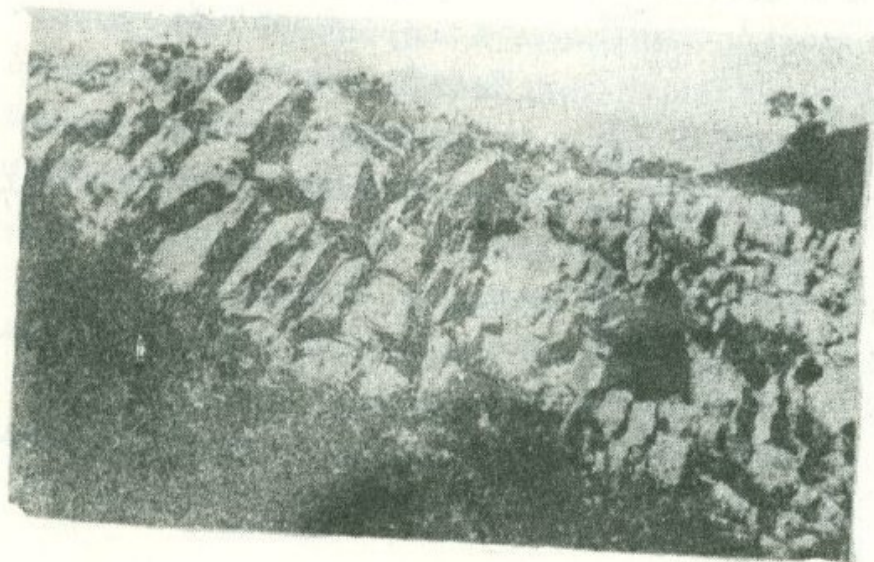
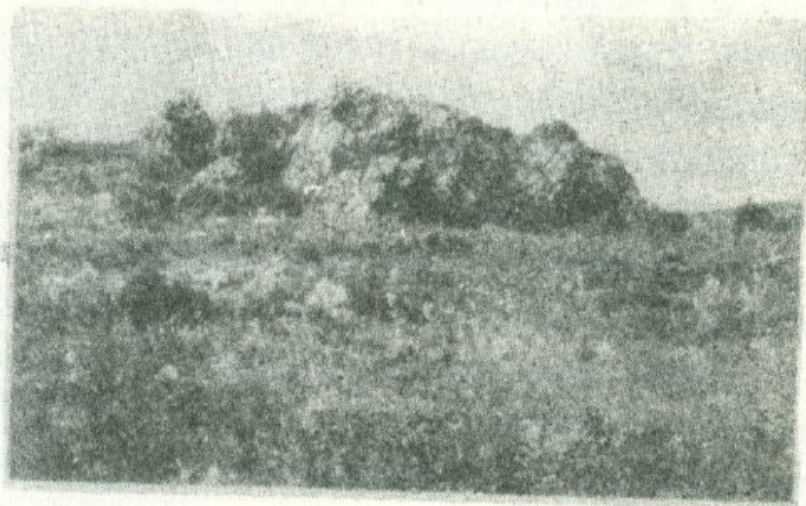
В Пушкинском рудном поле кислые субвулканические образования нами детально изучены на участках между г.Кировакан-с.Памбак-с.Караберд - к СЗ 350° , г.Кировакан-с.Жданов-зимовка, г.Кировакан - с.Бзовдал - к ССВ 20° - водораздел, с.Бзовдал. Всюду эти образования прорывают базумскую вулканогенную и ширакскую вулканогенно-осадочную свиты (фиг.51,52,53,54) среднеэоценового возраста. Результаты определения абсолютного возраста субвулканических и жерловых образований показали 40-41-42 млн. лет (см.таблицу 4).

На участке с.Караберд тела субвулканических кислых пород обнажаются в 200-250 м и 1,5-1,8 км, к северу от села. Они четко и хорошо выделяются, морфологически имеют плитчатую отдельность и прослеживаются в СЗ направлении (фиг.53). Кислые субвулканические образования морфологически хорошо прослеживаются и на участке с.Жданов-зимовка, в 5 км к северу от с.Жданов. Около зимовки нами констатированы несколько мелких некков с ксенолитами (фиг.59) подстилающих вулканогенных пород. Ксенолиты слабо ассимилированы и изменены, что свидетельствует об экструзивном механизме и быстро остывающем характере внедрившейся вязкой магмы. На этом участке констатированы также породы жерловой фации: туфы, туфобрекчии и вулканические лавобрекчии липаритовых порфиров, которые сильно рассланцованы (фиг.62), метасоматически изменены и несут колчеданную минерализацию (похожи на Тандзутский некк). На участке между с.Жданов и с.Бзовдал, близко к водоразделу Базумского хребта, прослежено несколько вулканических аппаратов (фиг.54,55,58), вокруг которых местами наблюдаются пирокластические, агломератовые, литокристаллические туфы экструзивной фации.



Фиг.53. Дайкообраз-
ный выход липаритовых
порфиров с плитчатой
отдельностью, обнажаю-
щийся 1,5–1,8 км к
северу с.Караберд.

Фиг.54. Некк липарито-
вых порфиров среди
среднеэоценовой вулка-
ногенной свиты. Около
зимовки с.Бзовдал (4,8 км
к С от с.Жданов).



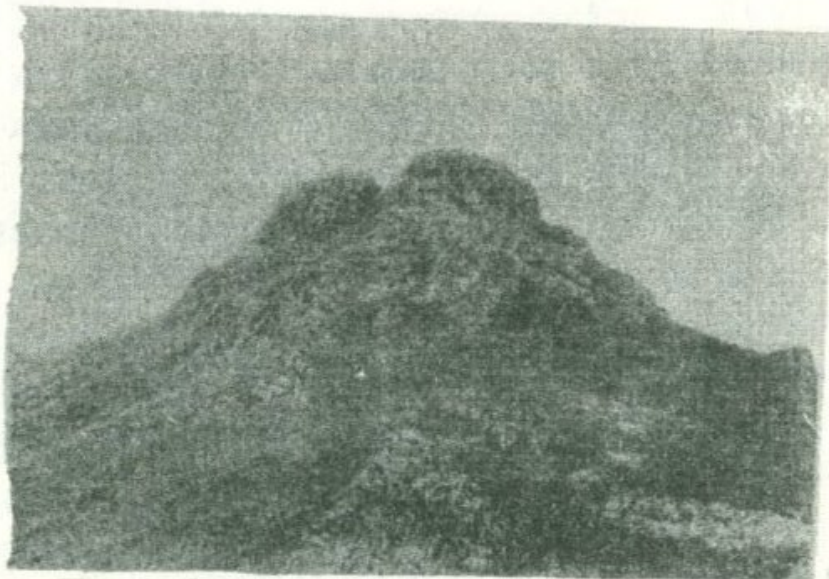
Фиг.55. Некк липари-
товых порфиров со
столбчатой отдельно-
стью, обнажающий в
2,5 км к с СВ 20° от
с.Бзовдал.

Фиг.56. Дайка (субвулканическая фация) липаритовых порфиров у газопровода Пушкинского перевала.



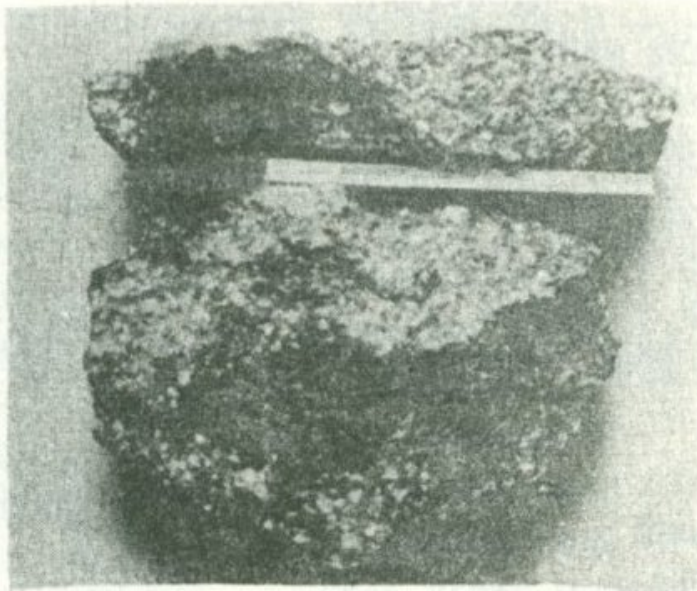
Фиг.57. Дайка (субвулканическая фация) липаритовых порфиров с горизонтальной, четырехгранной призматической отдельностью. Водораздельный участок Пушкинского перевала.

Фиг.58. Некк (жерловая фация) липаритовых порфиров, обнажающийся на водоразделе Базумского хребта, с столбчатой, пятигранной, шестигранной, призматической отдельностью, с веерообразно отходящими телами. Водораздельный участок Пушкинского перевала.



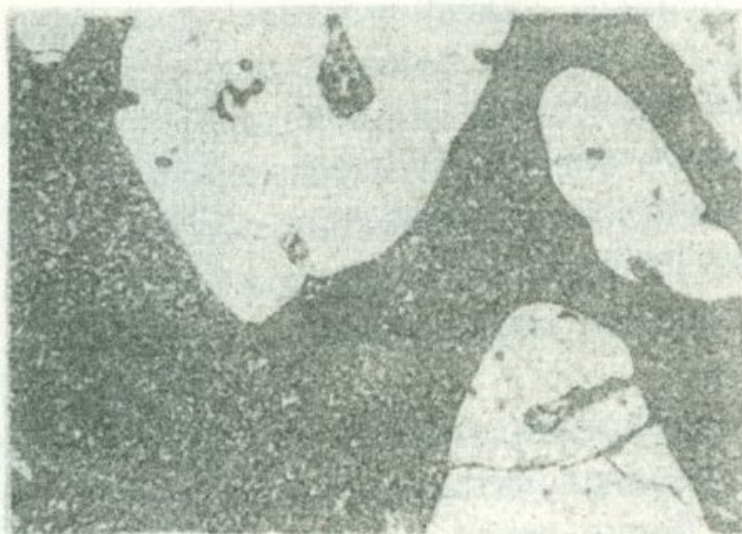
К ССЗ от с.Бзовдал, включая Пушкинский перевал до с.Пушкино, нами были обнаружены многочисленные некки, дайки (фиг.56, 57, 58). Морфологически такая сложность вероятно обусловлена главным образом тектоническим фактором пересекающихся между собой различно ориентированных нарушений (в основном СЗ 300° и реже, СВ 20°). Эти фации являются промежуточным звеном между излившими и относительно глубинными породами, генетически тесно связанными с магматическим очагом и, вероятно, являющимися свидетельством последней порции затухающего вулканизма (А.А.Меняйлов, 1955; В.И.Влодавец, Г.М.Фремд, М.П.Русаков, 1958, 1962, 1964). В этих фациальных разновидностях четко и хорошо наблюдаются отдельности в зависимости от становления и морфологии тел: горизонтальная (подушечная), вертикальная, столбчатая, а также веерообразно столбчатая в соответствии с распределением флюидальности выжимающих магм (фиг.53, 55, 56, 58). Характер столбчатой отдельности дает основание предположить, что она образована путем выжимания вязкой лавы из каналов по разломам. Особенно четко выражена столбчатая отдельность в дайках. Характерна четырехгранная призматическая, реже пятигранная и шестигранная, горизонтальная отдельность, перпендикулярная к боковым контактам (фиг.56, 57). Это обусловлено внедрением магмы по разломам; столбы располагаются как шашки торцевой мостовой, перпендикулярные к зальбанду тел в виде полениц, описанных А.Н.Заварицким (1955) для даек "чертовой стены" в Ошице, Чехия. Мощность даек колеблется от 40-45 м до 15-20 м - 4-5-м углом падения $80-85^{\circ}$. Имеют четкие рвущие контакты, содержат ксенолиты (фиг.59). Дайки, переходящие в купол, морфологически четко прослеживаются в водораздельном участке Базумского хребта, местами переходят в район бассейна верхнего течения р.Заман. Встречаются некки; купола разных размеров в плане: 80×100 м, 250×300 м, $500 \times 750 \times 1200$ м. Наблюдаются также местами шлирообразные сильно обожженные останцы вулканогенной свиты. Одновременно с этим наличие обильных слабо измененных ксенолитов (фиг.59) из подстилающих пород говорит о более позднем образовании кислых субвулканов по сравнению с базумской свитой. Породы тел разных фаций в районе Пушкинского рудного поля характеризуются быстрой изменчивостью степени раскристаллизации основной массы, что четко фиксируется в дайках (от центров к периферии), а также в породах жерловой фации (фиг.60, 61).

Фиг.59. Ксенолит подстилающих пород(х) в липаритовом порфире (хх).Некк около зимовки с. Бзовдал.



Фиг.60. Корродированный фенокристалл кварца, на фоне микрогранитовой основной массы (субвулканическая фация липаритовых порфиров с.Бзовдал), ув.24, ник.Х.

Фиг.61.Корродированные фенокристаллы кварца среди фельзитовой основной массы.Верхнее течение р. Шлоркут (Жерловая фация липаритовых порфиров), ув.24, ник.Х.



В результате минералого-геохимических исследований в разных фациях субвулканического комплекса Пушкинского рудного поля определены следующие акцессорные минералы: апатит, циркон, пирит, (скрученный пирит), реальгар, рутил, галенит, сфалерит, висмутовый блеск, лейкоксен, халькопирит (ковеллин, борнит), флюорит, самородная медь, самородный цинк, самородный свинец, барит, сфен, ильменит, амфибол (актинолит), хлорит, эпидот, ортит, гематит, магнетит, иоцит.

Интересно отметить, что везде в пределах Пушкинского рудного поля метасоматические изменения с колчеданной минерализацией развиваются по жерловым и околожерловым фациям, которые и образуют здесь основные рудопроявления. Эти рудопроявления отмечены в бассейне верхнего течения р. Заман, в бассейнах р. Гергер, Холодного ключа и Лоринского ключа, а также в среднем течении р. р. Памбак, Дарбас, Арчут. Постмагматическими процессами обусловлено образование мощных зон метасоматически измененных пород, представленных окварцеванием, серицитизацией, пиррофиллитизацией, хлоритизацией с серноколчеданной, медно-колчеданной и колчеданно-полиметаллической и марганцевой (слабо проявлено) минерализацией (мелкие жилы и вкрапленность).

В 200–250 м, к СЗ от зимовки (с. Жданов) вдоль ущелья безымянной речки, в пределах старой штольни обнажаются сильно гидротермально измененные, рассланцованные (фиг. 62), раздробленные липаритовые порфиры жерловой фации с колчеданной минерализацией. Эти породы прослеживаются почти на протяжении 200 м и тесно связаны с субвулканическими фациями аналогичного состава, вокруг которых хорошо и четко наблюдается интрузивный контакт. Аналогичное рудопроявление нами было выявлено прямо на водораздельном участке Пушкинского перевала вдоль дороги Ереван–Степанаван (фиг. 63, 64) и в верхнем течении р. Заман (вблизи водораздельного участка Пушкинского перевала). Здесь тоже развиты метасоматически измененные породы с серноколчеданной минерализацией. На Пушкинском рудном поле выявлены следующие устойчивые минеральные метасоматические фации пропилитов и вторичных кварцитов:

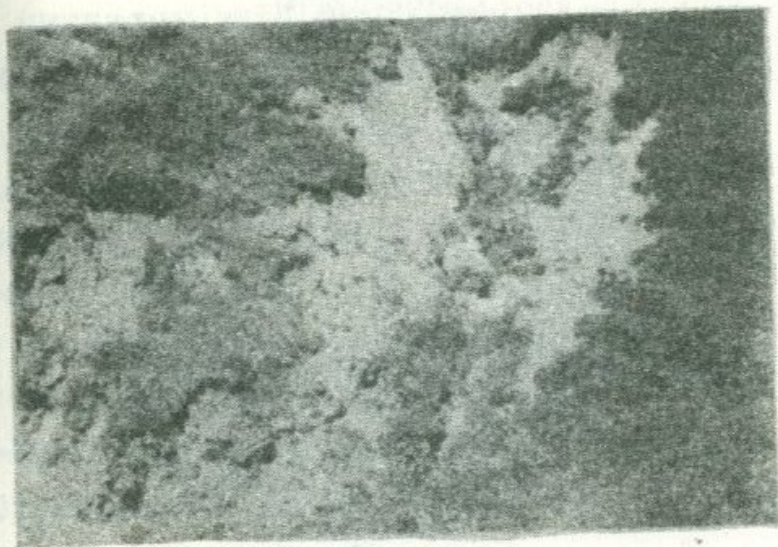
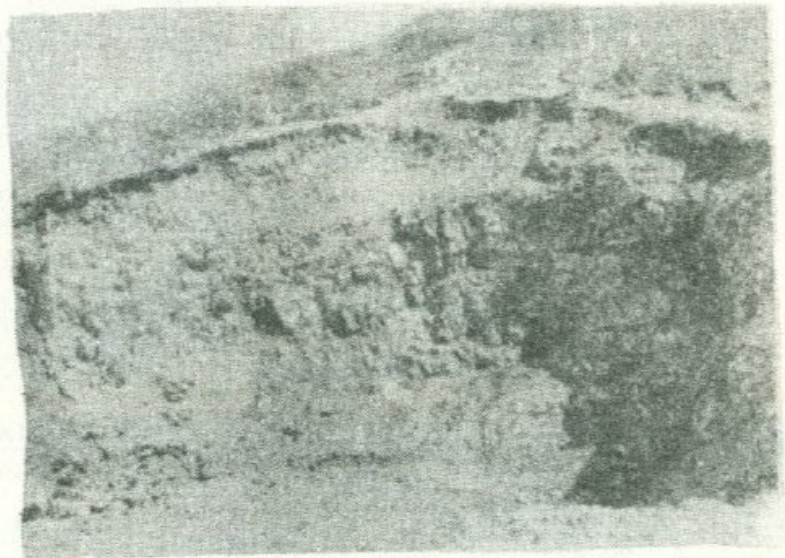
Амфибол–эпидотовая: альбит+актинолит+эпидот+ хлорит.

Пренит–хлоритовая: альбит+пренит+пумпеллиит+хлорит+карбонат +(эта фация имеет локальное развитие).



Фиг.62.Обнажение гидротермально измененных рассланцованных липаритовых порфиров (рудопроявление Бзовдал, 4,5-5 км к северу от с.Жданов,около зимовки).

Фиг.63.Гидротермально-метасоматически измененные липаритовые порфиры с серноколчеданной минерализацией. Рудопоявление Пушкинского перевала (карьер),на шоссейной дороге Ереван-Степанаван.



Фиг.64. Гидротермально-метасоматически измененные липаритовые порфиры в верхнем течении реки Заман.

Хлорит-карбонатная: альбит + карбонат + хлорит + серицит +
+ рутил + магнетит.

Хлорит-серицитовая: альбит + хлорит + серицит + рутил + пирит + халькопирит + кварц.

Кварц - серицитовая: кварц серицит + галенит + сфалерит +
+ (пирит + рутил).

Кварц - пиррофиллитовая: кварц + пиррофиллит + пирит + (серицит).

Монокварцевая: кварц + пирит + халькопирит + (серицит + пиррофиллит).

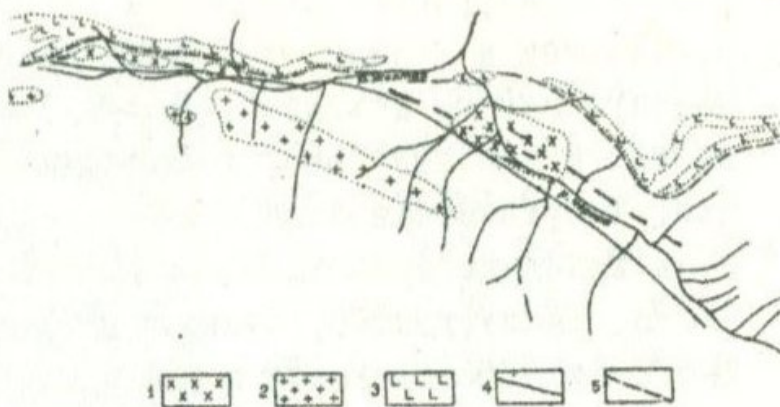
Проведенные исследования показали, что колчеданная минерализация тесно связана с кварц-серицитовой, кварц-пиррофиллитовой и монокварцевой фациями. Учитывая это, необходимо провести детальные поисково-съёмочные и разведочные работы в пределах метасоматически изменённых пород - на участках верхнего течения бассейна р.Заман, Пушкинского перевала - севернее с.Караберд, около зимовки с.Жданово - с.Бзовдал-Арчут, уч-ке Дарбас и по среднему течению р.Памбак.

4. СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЧИБУХЛИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ и связанные с ними одноимённые месторождения и рудопроявления

Чибухлинское рудное поле охватывает весь западный участок Базумского рудного района, бассейны р.р.Чёрная и Жёлтая (фиг. 65). В Чибухлинском рудном поле кислые субвулканические тела обнажаются в долинах р.р.Чёрная и Жёлтая и около с.Арманиц. Пространственно они тяготеют к среднеэоценовым вулканогенным образованиям, прорывая совместно с ксенолитами подстилающих пород ширакскую туфоосадочную и базумскую вулканогенную свиты. Геологический возраст липаритовых порфиров подтверждается радиологическим определением свежих и изменённых их разностей в 41-42 млн. лет. (таблица 4). Мы уже отмечали выше, что на эти кислые образования не было обращено соответствующего внимания, и до сего времени разнотипные фации исследуемого комплекса рассматривались только как эффузивы. Изучение кислых субвулканических образований Чибухлинского рудного поля показало, что они цепочно-образно вытянуты вдоль зоны Чибухлинского регионального близши-

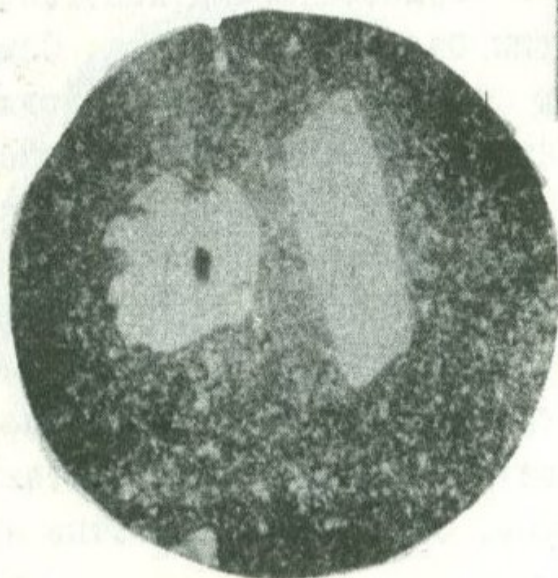
Фиг.65. Схема распространения субвулканических образований в пределах Чибуклинского рудного поля.

1. Липаритовые порфиры (жерловая, субвулканическая фации). 2. Кварцевые диориты. 3. Серпентиниты. 4. Ось антиклинали. 5. Разрывные нарушения.



Фиг.66. Общий вид Чернореченского серноколчеданного месторождения, (среднее течение р.Черная).

Фиг.67. Обнажение липаритовых порфиров жерловой фации. Чернореченский некк (правый берег р.Черная).



Фиг.68. Корродированный фенокристалл кварца и плагиоклаза в фельзитовой основной массе (жерловая фация). Чернореченский некк, ув.24х, ник.Х.

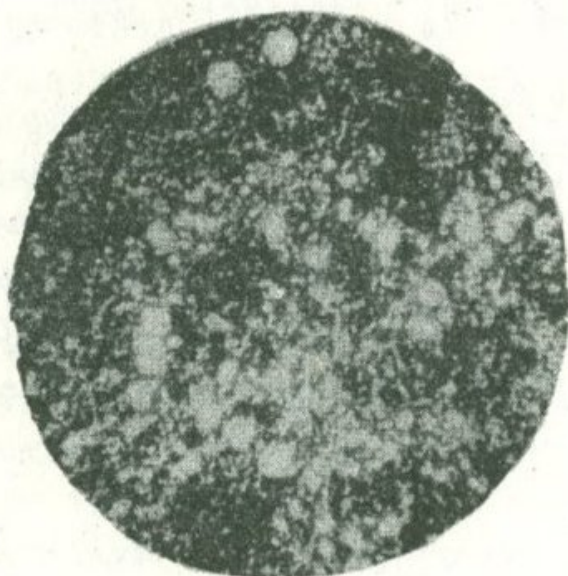
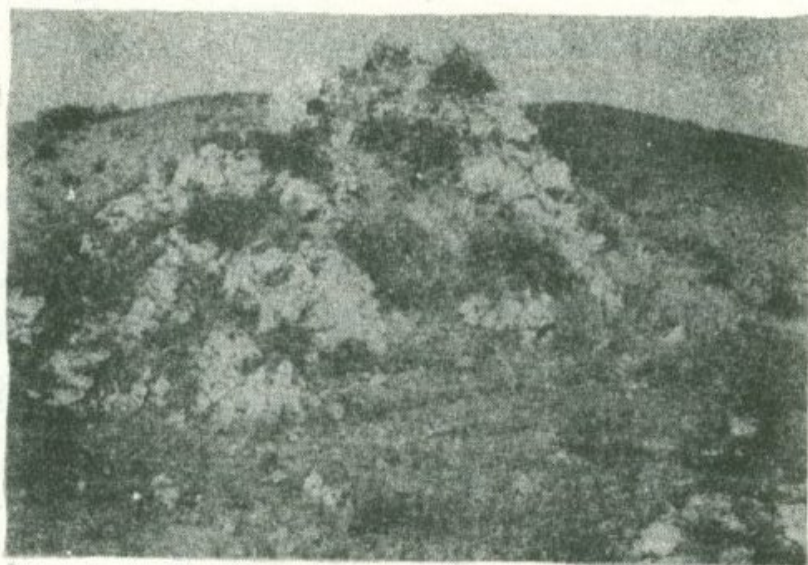
ротного разрывного нарушения (контролируясь им) по бассейнам р.р.Черная и Желтая. Эта зона является ответвлением "Главного надвига Малого Кавказа" (К.Н.Паффенгольц, 1946), образуя совместно с ним зону многочисленных оперяющих разрывных нарушений. Чибухлинская зона региональных разрывных нарушений является западным продолжением зоны глубинных разломов: Дилижанского, Тандзутского, Пушкинского рудных полей, всюду контролируя субвулканические и жерловые фации в среднеэоценовом структурном ярусе и образуя вулканические (жерловые) структуры. Субвулканическими телами здесь являются: Чернореченское, Рудокон (фиг.66,69,70,72,73), Новый Сукаришан, Желтореченское (фиг.75,77) и многочисленные мелкие безымянные выходы, прослеживающиеся до верхнего течения р.Желтая, которые приурочены соответственно к одноименным Чернореченскому серноколчеданному месторождению с рудопроявлением Рудокон и Желтореченскому медноколчеданному месторождению с многочисленными серноколчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудопроявлениями. Все эти месторождения и рудопроявления пространственно приурочиваются и локализуются внутри и вокруг этих тел (эродированных палеовулканов) в пределах полосы длиной 20-25 км и шириной 50-500 м (фиг.66,77). Они образуют метасоматически измененные зоны с фациями вторичных кварцитов и пропилитов, развивающихся локально в основном за счет пород жерловых и околожерловых фаций и сопровождающихся серноколчеданной, медноколчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализацией.

а. Чернореченские неки. На Чернореченском участке кислые образования субвулканической и жерловой фаций констатированы в основном в среднем течении бассейна р.Черная. Самый крупный некк липаритовых порфиров фиксируется в виде эродированного жерла в пойме средне-нижнего течения русла р.Черная (фиг.66,67,69,70) и является вместилищем одноименного серноколчеданного месторождения - Черная речка. Размеры некка 1,5 x 1 км. Субвулканические тела более мелких размеров обнаружены в верхнем течении р.Черная, которые вмещают соответственно Чернореченское колчеданно-полиметаллическое проявление, проявления Тодор, Арманис и др. Чернореченский некк и все остальные мелкие тела фациально тесно связаны, образуют извилистые кон-



Фиг.69. Обнажение метасоматически измененных липаритовых порфиров жерловой фации, на левом склоне р.Черная. Некк-месторождение Черная речка.

Фиг.70.Метасоматически измененные (монокварцевая, кварц-алунитовая, пиррофиллитовая) породы жерловой фации на левом берегу р.Черная.



Фиг.71. Мелкие шарообразные выделения пирита. Серноколчеданное месторождение Черная речка, ув.24х,ник.Х.

туры контакта с вмещающими породами, вытянуты и контролируются зонами Чибухлинского регионального разрывного нарушения, образуя локальные вулканические структуры.

Кроме основного Чернореченского нека и нека Рудокоп, составляющих, вероятно, одно единое жерло на правом и левом склонах реки Черная, нами обнаружены и прослежены несколько мелких некообразных тел (фиг. 67, 69, 70). Вокруг этих тел за счет материнских пород жерловой, околожерловой и субвулканической фаций развивается интенсивный ореол метасоматических фаций вторичных кварцитов, сопровождающихся серноколчеданной минерализацией. Контуры фаций вторичных кварцитов соответствуют морфологическим контурам Чернореченского участка, выделяются нижеследующие устойчивые минеральные фации вторичных кварцитов и пропилитов:

Монокварцевая : кварц

Кварц-диаспоровая : кварц + диаспор

Кварц-алунитовая : кварц + алунит

Кварц - баритовая: кварц + барит

Кварц-пирофиллитовая: кварц+пирофиллит+пирит

Кварц-диккитовая: кварц+диккит+(пирофиллит+пирит+алунит)

Кварц-серицитовая: кварц+серицит+пирит+рутил+(галенит + сфалерит)

Кварц-хлорит-серицитовая: кварц+альбит+хлорит+серицит+пирит+халькопирит

Кварц-эпидот-хлоритовая: кварц+альбит+эпидот+карбонат+ хлорит.

Амфибол(актинолит)-эпидотовая: кварц+альбит+актинолит+эпидот+вторичный магнетит.

Наблюдается определенная закономерность пространственного распределения вышеотмеченных минеральных фаций . В центральном участке нека развита монокварцевая фация. К западу она фациально переходит в кварц-диаспоровую и кварц-пирофиллитовую фацию с колломорфной серноколчеданной минерализацией, а к востоку около устья старой штольни-в кварц-пирофиллитовую и кварц-сери-

цитовую фации с мелкозернистой серноколчеданной минерализацией. К северо-востоку кварц-серицитовая фация переходит в кварц-баритовую и кварц-алунитовую (алунит образует длиннопризматические лейсты и развивается вместе с рутилом, создавая скопления и прожилки), последняя замещается кварц-диккитовой фацией. Затем снова появляется кварц-серицитовая фация, которая переходит в окружающие породы через промежуточную кварц-хлорит-серицитовую фацию в кварц-хлорит-эпидотовые метасоматиты.

Таким образом, в пределах Чернореченского нека (месторождения) наблюдается более или менее четкая горизонтальная зональность метасоматического изменения, развивающаяся по зонам нарушений в полуконцентрически-площадном виде. При этом вторичные кварциты тяготеют к центральным частям тела, развиваясь по породам жерловой фации. Пропилитовые фации развиваются частично по субвулканическим фациям и в основном по окружающим породам.

Вертикальная фациальная зональность не так ясна. Во время наших исследований геолого-разведочные работы здесь не проводились и мы были ограничены возможностью просмотра и изучения только поверхностных выходов. Но, судя по имеющимся материалам (С.С.Мкртчян, 1938 и др.), вторичные кварциты прослеживаются на глубине 225-230 м. и переходят к пропилитовым фациям. Тесная приуроченность вторичных кварцитов к центральным частям палеовулканических построек дает основание считать, что эти метасоматические породы представляют собой продукт изменения жерловых и околожерловых фаций и тесно связаны с деятельностью очагов указанных вулканических аппаратов. Подобная закономерность взаимоотношения вторичных кварцитов, пропилитов с минерализацией наблюдается в областях проявления современного и недавно потухшего вулканизма (С.И.Набоко, Г.М.Власов, М.М.Василевский, 1959-1969 и др.).

Установлено, что в областях современной разгрузки гидротерм, в пределах Камчатско-Курильской вулканической дуги, вторичные кварциты образуются в вулканических аппаратах, приуроченных к региональным разломам, и в основном локализируются в глубокоэродированных вулканах, а пропилитизация развивается вокруг них во вмещающих породах, сопровождая серноколчеданную, полиметаллическую, золоторудную минерализацию.

В Чернореченском участке основная масса сплошной метасоматической колломорфно-мелкозернистой минерализации тесно взаимосвязана и сопровождается монокварцевой, кварц-пирофиллитовой и кварц-серицитовой фациями. Серноколчеданная минерализация контролируется Чернореченской магмоподводящей (рудоподводящей) разрывной зоной и одноименными вулканическими структурами. Морфологически рудные тела соответствуют и находятся внутри и развиваются метасоматически по раздробленным и рассланцованным породам околожерлового, жерлового тела. Они представлены двумя — тремя крутопадающими (угол падения $60-65^{\circ}$ на юг) линзообразными залежами мощностью 20–30 м, которые прослежены по простиранию на расстоянии 150–200 м. и по падению (250–260 м.). постепенно уменьшаются и пальцеобразно выклиниваются.

В Чернореченском участке наблюдается зональность рудостолжения по времени и в пространстве в пределах рудоносной вулканической структуры, выраженная тремя последовательными стадиями (типами): серноколчеданная (ранняя, основная и четко выраженная), медноколчеданная и колчеданно-полиметаллическая (слабо выраженная). При этом основная серноколчеданная стадия приурочена к внутрижерловым структурам в Чернореченском неке, медно-колчеданная наблюдается в проявлении Рудокон, колчеданно-полиметаллическая — в 2 км. к юго-востоку от собственно Чернореченского серноколчеданного месторождения, образуя верхнечернореченское рудопроявление.

Рудные тела Чернореченского месторождения сложены колломорфно-мелкозернистым (фиг. 7I) и кристаллическим пиритом. Серноколчеданная минерализация метасоматически развивается по туфам жерловой фации липаритовых порфиров и характеризуется массивными брекчиевыми, вкрапленными, тонкослоистыми текстурами, унаследованными от вмещающих пород вследствие дорудного синвулканического их рассланцевания. Минералогический состав руд (Э.А. Хачатрян, 1957, 1959, 1964; С.Ш. Саркисян, 1958–1960) представлен в основном пиритом, постоянно, но в небольшом количестве халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом. В виде примесей присутствуют линнеит и крукесит (?). Нерудные и вторичные минералы представлены кварцем, рутилом, лимонитом, малахитом, азуритом, кальцитом и гипсом.



Фиг.72. Обнажение метасоматически измененных пород околожерловой фации с серно-медноколчеданной минерализацией(а). Рудопроявление Рудокоп.

а.

б.

Фиг.72. Обнажение метасоматически измененных пород околожерловой фации с серно-медноколчеданной минерализацией(б) Рудопроявление Рудокоп.



Фиг.74. Выход метасоматически измененных липаритовых порфиров около с.Арманис (рудопроявление).

В Чибухлинском рудном поле около с. Арманис автором выявлен и прослежен выход липаритовых порфиров жерловой фации (фиг. 74), метасоматически нацело измененных и превращенных во вторичные кварциты, со слабой серноколчеданной, колчеданнополиметаллической (с золотом) минерализацией. Этот участок является перспективным и его следовало бы в дальнейшем изучить более детально.

Обобщая вышеизложенное, приходим к заключению, что Чернореченское месторождение (с проявлениями Рудокоп, Черная речка, Тодор и т.д.) по геологическим условиям, структурному положению, развитию фации вторичных кварцитов и пропилитов, по минералогическим, текстурно-структурным особенностям руд, совпадению фаций глубинности руд и субвулканических тел и др. относится к типичным внутрижерловым вулканогенным гидротермальным типам месторождений, формировавшимся в низко-среднетемпературных условиях.

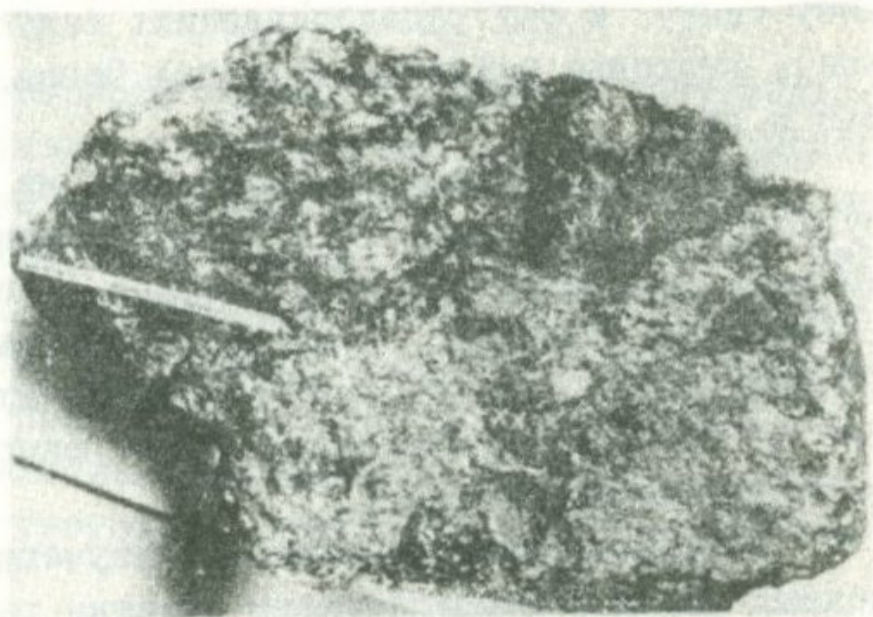
б. Желтореченские нейки. Желтореченские кислые субвулканические тела Чибухлинского рудного поля расположены в виде мелких цепочкообразно, эллипсоидально вытянутых тел вдоль северного крыла Желтореченской антиклинали. В структурном отношении эти тела контролируются западным продолжением Чернореченской зоны Чибухлинских разломов (фиг. 75, 77). В основном обнажаются на левом склоне р. Желтая, разобщаясь друг от друга участками туфов, туфобрекчий, лавобрекчий андезитов вулканогенного комплекса. Они образуют локально-вулканические структуры, сочетаясь и осложняя зону Чибухлинского разлома, ориентированы согласнo и имеют те же элементы залегания, что и сама зона разлома, которая представлена серией разрывных нарушений, ориентированных в общем северо-западном направлении, с падением к северу под углом $80-85^{\circ}$. Эти тела сочетаются вытянутыми субвулканическими (дайкообразно и удлиненно трубчатыми) и жерловыми фациями, которые нами прослежены до западного конца рассматриваемого рудного поля — водораздельной части устья р. Желтая.

Субвулканические образования тесно фациально сочетаются, прорывая (с ксенолитами в контактовых частях (фиг. 76) вулканогенные породы: туфы, туфобрекчии, лавобрекчии андезитового состава, и фациально переходят (местами с инъекционными контактами) к кристаллокластическим туфам, туфобрекчиям, лавобрекчиям



Фиг.75. Обнажение липаритовых порфиров у левого притока р.Желтая (месторождение Желтая речка).

Фиг.76. Ксенолит андезита(х) в липаритовых порфирах(хх) жерловой фации. Желтореченский нект.Месторождение Желтая речка.



Фиг.77. Желтореченский участок Чибухлинского рудного поля (Чибухлинская зона разломов), участок развития метасоматически измененных липаритовых порфиров жерловой фации с серно-медноколчеданной минерализацией. Месторождение Желтая речка.

липаритовых порфиров жерловой фации, которая сильно раздроблена, рассланцована и метасоматически изменена, минерализована.

Чибухлинская зона разрывных нарушений в пределах бассейна р. Желтая образует общую зону рассланцованных, раздробленных, перемятых, метасоматически измененных и минерализованных пород (фиг. 77). Метасоматические изменения представлены различными сочетаниями фаций вторичных кварцитов и пропицитов, развивающихся в основном локально вокруг этих тел за счет пород жерловой, субвулканической фаций и частично вмещающих (околожерловых) вулканогенных пород, образуя одноименные месторождения: Желтореченское медноколчеданное (подобных Арцрунскому, Кафанскому: жильному типу) и ряд рудопроявлений: Желтая речка (серноколчеданное), верховье р. Желтая, Большая Осыпь, б. Грабовая, б. Известочная и др.

Минералогическое изучение проб из разных фаций кислых субвулканов Желтореченского и Чернореченского участков позволило выявить следующие минералы: циркон (розовый), апатит, пирит, халькопирит, сфалерит, реальгар, киноварь, самородный цинк, рутил, флюорит, барит, эпидот, амфибол (актинолит), хлорит, ильменит, апатит (с черными включениями), иоцит, самородное железо, гематит, магнетит-титаномagnetит.

Детальное микроскопическое изучение метасоматически измененных пород Желтореченского участка дало возможность выявить устойчивые минеральные фации вторичных кварцитов и пропицитов. Ниже приводится обобщенная колонка этих фаций:

Монокварцевая: кварц + (рутил + халькопирит).

Кварц-пирофиллитовая: кварц + пирофиллит + пирит.

Кварц-диккитовая (каолинитовая): кварц + диккит + (пирофиллит + пирит).

Кварц-баритовая (?): кварц + барит (?).

Кварц-серицитовая: кварц + серицит (пирофиллит + пирит + халькопирит) + галенит + сфалерит (?).

Кварц-серицит-хлоритовая: кварц + серицит + хлорит + карбонат + халькопирит + пирит + (гипс).

Кварц-амфибол-хлорит-эпидотовая: кварц + амфибол + хлорит + эпидот + пирит.

Пространственное размещение пород метасоматически измененных фаций в пределах Желтореченского участка выражается в том,

что фации вторичных кварцитов развиваются локально в основном за счет пород околожерловой, жерловой и субвулканической фаций, образуя пространственно разобщенные в пределах единой измененной рудоконтролирующей зоны отдельные тела и соответственно одноименные месторождения (медноколчеданное — "Желтая речка") и рудопроявления: серноколчеданное Желтая речка, в верховьях р. Желтая, б.Грабовая, б.Известочная.

Медноколчеданная минерализация сопровождается кварц-серицит-хлоритовой фацией изменения. Серноколчеданная минерализация сопровождается кварц-пиррофиллитовой (и кварц-серицитовой) фацией изменения.

Рудные тела Желтореченского медноколчеданного месторождения морфологически представлены маломощными халькопирит-пиритовыми жилами, реже гнездами и вкрапленностью, залегающими согласно общему падению Чибухлинского разлома, в основном среди раздробленных, окварцованных, серицитизированных, хлоритизированных липаритовых порфиров и туфобрекчий андезитов. Жилы местами разветвляются и образуют прожилки, которые в свою очередь сопровождаются зонами прожилково-вкрапленного оруденения, образуя штокверковые тела, соответствуя морфологии синвулканических структур и зон разломов.

Минералогический состав руд Желтореченского месторождения представлен: халькопиритом, пиритом, кварцем, блеклыми рудами, марказитом, баритом, гипсом, кальцитом. Галенит и сфалерит, являющиеся минералами III стадии минерализации, образуют червеобразные прожилки, секущие медноколчеданные и пространственно связаны с кварц-серицитовым изменением. Нами был отобран и изучен ряд образцов из рудных отвалов старых штолен. Изучение показало, что для руд Желтореченского месторождения характерны массивные, полосчатые, брекчиевидные, крустификационные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные текстуры. В составе руд наиболее распространенным является халькопирит, ассоциирующийся с пиритом и кварцем.

Изучение показало, что и здесь, аналогично Чернореченскому участку, рудоотложение носило пульсационный характер с тремя стадиями минерализации: серноколчеданной (относительно слабо), медноколчеданной (выражена четко) и колчеданно-полиметаллической (слабо). Отдельные стадии иногда разобщены во времени и в

пространстве, чаще телескопированы. Все вышеприведенное: структурно-геологические условия, состав фаций околорудно измененных пород, текстурно-структурные и геохимические особенности руд, — свидетельствует о том, что месторождения и рудопроявления Желтореченского участка (по аналогии с остальными месторождениями рассматриваемого рудного района — Арцруни, Тандзут, Арчут (Ширакское рудное поле) Анкадзор (Анкадзорское рудное поле)^{х)} и др.) можно отнести к средне-низкотемпературному, субвулканическому гидротермальному типу.

5. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Для химической характеристики пород магматических комплексов исследуемого рудного района мы располагаем 64(+5) полными силикатными анализами (сводная таблица 8, 9, 10). Из этого числа 22 анализа выполнено по материалам автора. Ниже, в таблице 8, приведены результаты химических анализов разных фаций кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района, которые пересчитаны на числовые характеристики по методу А.Н. Заварицкого и сопоставлены со средними типами по Дэли. На основании этих данных построена петрохимическая диаграмма (Фиг. 78). Из приведенных анализов (таблица 8) и петрохимической диаграммы (Фиг. 78) видно, что анализируемые породы разных фаций (отдельных рудных полей: Дилижанского, Тандзутского, Пушкинского, Чибухлинского) всего рудного района имеют близкий химический состав и почти не отличаются друг от друга (некоторые отличия, вероятно, связаны с поствулканической пропилитизацией). В целом породы кислого субвулканического комплекса исследуемого рудного района соответствуют магме липаритового, липарито-дацитового состава. Содержания SiO_2 колеблется в основном от 70 до 73%, составляя в единичных случаях 67% и 75% (в Тандзутском некке).

Суммарное количество щелочей варьирует в пределах 5,5–7%, наблюдается небольшое, но постоянное преобладание натрия над ка-

^{х)} Описание Ширакского (м-ие Арчут), Анкадзорского (м-ие Анкадзор, рудопроявление Элиар, Сисимадан, Заман и др.) рудных полей в рассматриваемой работе не приводится.

xx)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА
БАЗУМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Таблица 8

№ пробы (прото- лочек)	Рудные поля	Место взятия ком- поне- нты	Содержание в весовых %					
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
К.М.-36	Дилижанское рудное поле	Первый Дилижан- ский неск	73,76	0,30	12,54	1,53	0,92	0,12
К.М.-37		Второй Дилижан- ский неск	74,26	0,23	12,94	1,88	0,61	0,19
К.М.-77		Неск Самодуров ключ	73,80	0,30	14,12	1,09	0,64	0,06
К.М.-78		Субвулканичес- кое тело Свино- хов ключ	70,11	0,30	11,14	1,73	0,48	0,06
К.М.-78			71,88	0,30	14,60	1,45	0,32	0,06
К.М.-45		Неск Сари-Соп	67,46	0,38	14,41	2,22	1,84	0,13
К.М.-49	Неск Казачий бугор	70,54	0,22	14,62	2,72	1,38	0,17	
К.М.-29	Тандзутское рудное поле	Лермонтовский неск	71,00	0,34	14,64	1,18	1,87	0,04
К.М.-14			70,45	0,34	14,79	1,78	1,26	0,05
К.М.-1			70,82	0,23	15,12	1,88	1,22	0,09
К.М.-2			72,10	0,15	15,09	1,02	1,38	0,14
К.М.-7			70,30	0,23	15,89	1,53	0,92	0,14
К.М.-3			70,32	0,23	15,22	1,83	1,23	0,11
К.М.-20			71,14	0,35	14,64	1,66	1,08	0,06
Р.Д.	Пушкин- ское рудное поле	Блдан (покровная)	72,21	0,26	14,11	3,41	0,38	0,10
К.М.-35		Пушкинское (Бзовдальское) субвулканическое тело	73,84	0,30	12,83	1,79	1,07	0,09
К.М.-68		Чернореченский	70,29	0,17	14,92	5,11	0,07	-
К.М.-65		неск	71,23	0,13	16,62	0,74	0,57	-
К.М.-69	Чибухлин- ское рудное поле	Желтореченский неск	74,33	0,10	14,27	0,70	1,26	-
К.М.-69			73,46	0,26	14,91	0,25	1,12	0,06
Типы по- род Дзели		Липарит Кварцевый порфир	72,90	0,48	14,18	1,65	0,31	0,13
			72,36	0,33	14,17	1,55	1,01	0,09

Содержание в весовых %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	S	П.п.п.	Сумма	a	c	b
I,12	I,19	3,59	3,58	0,26	0,06	0,12	I,14	100,23	12,8	2,0	3,2
0,42	0,67	2,88	5,10	0,16	0,02	0,03	I,16	100,55	12,2	0,73	11,3
0,73	0,45	3,9	2,1	0,46	-	0,1	2,46	100,21	11,0	0,1	9,2
0,98	3,50	3,50	3,30	0,42	-	0,06	3,73	99,37	12,4	1,3	6,7
0,77	I,95	4,5	3,4	-	-	0,23	-	99,46	14,6	2,3	2,9
I,59	2,92	4,25	2,77	-	0,12	-	I,48	99,57	13,3	2,9	6,9
0,98	2,55	5,08	0,34	-	0,04	-	I,04	100,28	12,3	3,0	5,9
0,80	2,57	3,70	3,50	0,20	0,12	-	0,60	100,5	13,0	3,0	4,2
0,92	2,46	4,00	3,40	0,14	0,14	-	0,74	100,4	13,6	3,0	4,2
0,80	3,00	4,25	I,82	-	0,05	-	0,68	99,96	11,8	3,6	5,0
0,70	3,05	4,70	0,83	-	0,05	-	0,74	99,95	11,4	3,7	4,3
0,80	2,85	3,18	3,14	0,08	0,05	-	0,82	99,93	11,4	3,4	6,3
0,68	2,85	3,80	3,08	0,10	0,05	-	0,60	100,10	12,8	3,4	4,3
0,92	2,71	3,75	3,45	0,08	0,14	-	0,60	100,5	13,0	3,1	4,7
0,72	I,27	3,03	3,51	0,38	0,09	0,33	0,80	100,60	11,3	I,5	8,1
0,33	I,05	3,97	3,88	0,12	0,06	0,03	I,54	100,90	13,8	I,2	3,2
2,07	0,23	сл.	-	0,18	-	0,91	6,94	100,89	0	0,3	25,4
2,86	0,63	сл.	-	-	-	сл.	5,48	99,41	2,2	0,7	22,3
2,57	сл.	4,50	0,73	-	-	-	I,02	99,28	9,5	0	13,6
I,17	0,78	4,60	3,65	-	-	-	I,02	100,78	13,9	0,9	6,2
0,40	I,13	3,54	3,95	I,33	0,01	-	-	99,88	12,9	I,3	5,3
0,52	I,38	2,85	4,56	I,09	0,09	-	-	100,00	12,6	I,6	5,7

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

Автор
коллекций

s	f'	m'	c'	a'	n	ψ	t	q	q'	
82,6	64,58	6,25	-	29,16	60,52	37,5	0,3	37,0	6,4	
75,8	18,44	5,43	-	76,87	46,00	12,5	0,2	26,44	16,7	
79,7	16,2	11,9	-	71,9	74,2	9,9	0,3	37,3	11,0	
79,6	30,3	25,3	4,44	-	61,6	22,2	0,3	33,1	9,5	
80,2	53,5	46,5	0	-	67,0	41,9	0,3	28,9	6,3	
76,6	52,94	38,23	8,82	-	69,89	27,4	0,3	24,0	4,5	
78,7	61,36	25,00	-	13,63	88,92	35,9	0,3	29,9	4,1	
79,8	64,53	32,25	-	32,2	61,85	24,19	0,3	30,6	4,3	
79,2	64,50	35,48	-	0	64,35	35,48	0,3	28,2	4,5	
79,6	55,40	27,02	-	17,57	78,28	31,08	0,2	31,6	3,3	К.М.
80,6	50,00	24,16	-	24,61	89,41	18,46	0,2	34,7	3,8	
78,9	34,78	21,73	-	43,47	60,58	19,5	0,2	31,6	3,3	
78,4	62,50	25,00	-	1,50	64,80	34,3	0,2	38,9	3,7	Н
79,6	60,65	36,06	3,27	-	62,36	34,42	0,3	29,8	4,1	Я
79,1	39,5	13,7	-	46,8	57,0	33,9	0,3	34,1	7,5	Д
82,2	77,09	14,58	-	83,3	61,5	46,4	0,3	35,2	11,5	А
74,3	16,2	13,0	-	70,8	-	16,0	0,3	48,3	-	У
74,8	40,3	19,5	-	76,2	94,2	20,3	0,1	45,2	3,1	М
76,9	11,5	29,8	-	58,7	90,84	30,67	0,1	34,8	-	
79,0	20,8	29,2	-	50,0	68,6	40,2	0,3	29,3	15,4	
80,5	35,0	12,5	-	52,5	58,2	27,5	0,5	33,9	9,9	Анализы
80,1	40,7	15,1	-	44,2	48,4	23,5	0,5	33,4	7,9	производи- лись в ла- боратории ИГН АН. Арм.ССР

хх) Единого вулканогенного комплек-
са, по новым представлениям В.Н.Котляра (Генезис эндо-
генных рудных месторождений, 1968).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА БАЗУМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Таблица 9

№№ пробо	Рудные поля и место взятия	Наименование породы	Компоненты		
			SiO ₂	TiO ₂	
7	Дилижанское рудное поле	р-н г.Дилижана	Диабазовый порфирит	48,92	0,86
1830		р-н верховья	Базальт (долерит)	49,15	0,67
1805		р.Агарцин	Спилит	53,54	0,45
98			Андезито-базальт (измененный)	56,41	1,93
42			Андезито-базальт	55,01	1,24
5			Кварцевый диабаз	53,72	1,94
4			Андезито-диабаз	54,43	0,69
26		с.Фиолетово	Пироксен-роговообманковый андезит	55,53	0,61
609		г.Халиб	Пироксеновый андезит	54,23	0,67
582		—	Андезит	60,20	0,71
1818	Тандзутское рудное поле	р.Агарцин	Андезит	57,78	0,82
527		с.Гамзачиман	Дацит	69,31	0,42
		р.Блдан	Дацит	68,82	0,26
295		с.Гергер	Туф андезито-дацита	67,00	0,05
163		Пушкин. перевал	Андезито-дацит	65,58	0,14
1056		Р.Желтая	Андезито-базальт (измен.)	65,78	0,51
828		—	Андезито-базальт (измен.)	56,80	0,70
1373		—	Андезито-базальт (средние из двух измененный)	53,26	0,64
1226		—	Андезит (измененный, средние из двух)	66,58	0,40
1099		Чибухлинское рудное поле	—	Диорит (измененный)	59,70
1358	—		Диорит (измененный)	57,65	0,82
318	—		Туф (литокристал.класт)	57,10	0,83
327	—		Покровный андезит	62,82	0,85
325-п	—		Дайки андезита	56,60	0,88
313	—		Амфиболовый порфирит	39,32	0,83
314	—		—	32,10	0,92
357	—		Туф (кристаллокластич.)	57,13	0,79
362	—		Туфобрекчия	51,12	1,01
76			Базальт	49,16	1,36
78			Андезит	59,59	0,77
79		Роговообманков.андезит	61,12	0,42	

Содержание в весовых %

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	S
17,87	6,11	3,90	0,20	6,49	10,76	2,01	1,39	0,13	-	-
19,81	5,34	4,21	0,29	2,84	7,02	3,80	2,17	0,71	0,79	0,19
16,72	5,04	3,14	0,18	3,05	6,80	5,45	0,41	0,84	0,20	0,65
19,29	4,41	6,36	0,28	2,11	3,47	3,59	2,15	-	-	-
16,18	3,87	4,00	0,22	4,38	8,40	3,82	2,18	-	-	-
15,51	4,96	5,67	0,48	3,34	5,91	3,42	2,18	0,29	-	-
17,69	2,88	5,12	0,22	2,35	5,74	3,29	3,36	-	-	-
18,18	2,77	4,42	1,30	3,69	8,48	2,43	0,66	0,38	-	-
20,45	3,67	5,13	0,10	1,10	6,35	3,71	1,44	0,44	0,20	0,23
16,24	2,46	3,68	0,02	0,28	7,04	3,42	0,29	1,42	-	-
17,64	3,29	3,79	0,20	3,10	6,95	2,75	1,40	0,97	0,17	0,31
17,36	1,42	2,50	-	2,53	0,92	0,67	2,63	-	-	-
13,29	1,75	3,60	0,06	1,04	3,81	3,70	1,74	0,71	0,79	0,19
14,04	1,13	1,05	0,05	0,89	4,04	1,96	3,48	1,02	0,06	-
17,30	2,52	1,58	0,08	1,68	4,07	2,82	2,40	0,08	0,18	-
14,50	1,45	4,41	сл.	5,38	0,50	3,00	1,60	-	0,23	-
16,13	1,32	6,23	0,16	6,00	3,67	4,10	0,06	-	0,23	0,33
15,24	1,58	6,51	0,18	6,00	4,05	4,27	0,49	0,96	0,19	1,37
14,90	1,97	4,11	0,03	2,80	1,00	3,43	1,41	0,23	0,17	0,06
18,69	1,50	2,45	сл.	5,38	0,64	2,80	0,96	-	0,10	0,16
19,69	5,16	5,90	0,20	3,00	1,12	3,35	0,64	0,34	0,12	0,39
15,13	2,10	6,82	0,18	6,65	1,47	3,41	1,12	0,38	0,14	0,03
15,13	2,24	4,45	0,13	5,23	0,70	2,55	1,49	0,43	0,21	0,03
16,32	3,44	4,45	0,19	5,96	3,71	3,93	0,45	0,22	0,16	0,03
18,19	3,68	10,34	0,11	7,72	15,54	0,44	0,31	0,18	0,02	0,12
16,83	10,78	6,82	0,22	7,46	19,74	0,23	0,21	0,14	0,05	0,03
15,21	4,55	2,91	0,13	3,42	4,90	3,74	1,74	1,14	0,15	0,03
19,81	4,55	3,82	0,16	3,76	6,97	3,35	1,07	0,99	0,25	0,05
15,70	5,38	6,37	0,31	6,17	8,95	3,11	1,52	1,62	0,45	-
17,31	3,33	3,13	0,18	2,75	5,80	3,58	2,04	1,26	0,26	-
17,65	2,89	2,40	0,15	2,40	5,80	3,83	1,72	1,43	0,15	-

П.п.п.	Сумма	a	c	b	s	f'	m'	c'
0,86	99,50	6,7	9,2	25,4	58,7	37,2	45,1	17,7
2,52	99,51	12,8	8,3	16,1	62,8	60,4	32,6	7,0
3,27	99,74	13,3	5,2	16,8	64,7	46,5	32,4	21,1
-	100,00	10,7	4,1	20,1	65,1	49,5	17,5	-
0,54	99,85	11,5	5,1	19,8	63,6	36,8	37,5	25,7
2,67	100,09	11,2	5,2	18,6	65,0	56,3	31,6	12,1
4,13	99,96	13,1	4,8	15,1	67,0	53,6	28,3	18,1
1,58	100,66	6,7	9,9	15,8	67,6	51,6	42,0	6,4
1,46	99,18	11,2	8,4	12,6	67,8	69,9	15,9	-
4,79	100,55	8,6	7,5	8,5	75,4	72,2	6,1	21,7
0,58	99,85	8,5	8,2	13,3	70,0	53,0	41,6	5,4
0,33	100,09	9,1	3,3	11,6	76,0	30,0	12,4	-
2,52	101,32	10,6	3,5	7,7	78,2	63,2	22,8	14,0
5,48	100,25	10,0	4,9	4,0	81,1	52,7	40,0	7,3
1,66	100,09	9,6	4,9	10,5	75,5	36,0	27,4	-
3,89	101,25	8,2	0,6	21,6	69,3	22,6	38,4	-
4,16	99,89	9,3	4,4	20,9	65,4	34,8	48,8	-
4,76	100,50	10,7	5,2	19,4	64,7	42,2	55,6	-
2,34	99,43	9,1	1,2	17,3	72,4	30,5	26,0	-
6,82	99,72	7,8	0,8	21,9	69,5	16,5	42,4	-
1,65	100,26	7,7	1,2	29,1	62,0	33,2	16,3	-
4,66	100,02	8,81	1,76	26,01	63,22	31,06	41,67	-
3,89	100,15	7,31	0,83	26,64	67,69	24,14	34,48	-
3,70	100,04	9,31	4,52	20,98	65,22	34,85	48,21	-
3,26	100,06	1,35	12,61	36,47	49,58	38,93	38,95	21,92
4,98	100,51	0,81	12,90	42,71	44,09	27,64	35,70	36,66
4,18	100,02	11,26	5,12	14,37	69,40	49,25	42,71	8,04
3,09	100,00	9,89	9,29	15,94	64,69	52,58	43,67	-
-	100,00	9,2	6,1	26,8	57,9	41,6	39,8	18,6
-	100,00	11,1	6,4	12,0	70,5	51,8	40,6	7,6
-	100,00	11,3	6,6	10,0	72,1	50,0	43,0	7,0

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

Автор и
коллекция

a'	n	φ	t	q	$\frac{a}{c}$	
-	68,0	21,4	1,3	5,2	0,7	А.А.Турцев (1928)
-	72,6	31,2	1,1	-8,3	1,5	Р.Т.Джрбашян (1964)
-	95,5	26,7	0,6	-2,4	2,6	А.С.Гинзберг (1929)
33,0	72,1	18,9	2,5	4,7	2,6	-"
-	72,0	16,5	1,6	-0,9	2,2	-"
-	69,6	23,6	2,6	2,4	2,1	А.А.Турцев (1929)
-	59,6	17,6	1,0	3,0	2,9	Р.Т.Джрбашян (1964)
-	84,8	15,5	0,8	-11,9	0,7	-"
14,2	80,0	40,9	1,0	4,6	1,3	-"
-	94,8	27,8	0,9	26,1	1,1	-"
-	74,5	22,7	1,0	22,8	1,0	-"
57,6	61,4	10,2	0,4	30,5	2,8	-"
-	77,0	19,3	0,3	31,7	3,2	-"
-	46,4	25,5	0,01	37,3	2,1	-"
36,6	64,3	20,9	0,2	26,4	2,0	-"
39,0	73,9	5,2	0,5	21,6	13,6	-"
16,4	97,1	5,2	0,9	7,8	2,1	-"
2,2	93,2	7,5	0,9	2,8	2,1	-"
43,5	78,6	9,5	0,4	25,4	7,6	-"
41,1	80,4	5,7	0,6	23,1	9,7	-"
50,5	90,0	14,5	1,0	7,4	6,4	-"
27,27	82,09	6,56	1,04	7,28	5,03	С.Ш.Саркисян
41,38	71,95	7,43	0,94	19,46	8,81	
17,03	94,12	13,68	1,15	7,27	2,07	-"
-	66,67	9,89	2,19	26,85	0,07	-"
-	60,00	26,10	1,15	7,27	2,07	-"
-	76,92	28,14	1,04	11,06	2,19	-"
3,70	81,82	26,29	1,50	0,47	1,06	-"
-	75,8	17,6	2,0	-8,7	1,5	Средние типы пород
-	75,3	24,7	1,0	12,4	1,75	по Дэли
-	77,5	25,4	0,5	15,0	1,70	

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА
БАЗУМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Таблица 10

№№ проб	Рудные поля	Место взятия	Компоненты Наиме- нование породы	Содержание в %				
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
279	Дилижанское	Лермонтовский массив	Габбро-пироксениты	44,46	0,28	14,06	5,80	7,76
509			Габбро среднезер- нистые	46,05	1,01	11,75	5,42	7,81
654			Шаровые габбро	48-24	0,27	18,30	6,09	3,13
4			Кварцевый диорит	56,00	0,83	16,77	3,20	5,61
40	Тандзутское	Каджерийс- кий массив	Монцонит	52,90	0,90	19,31	4,81	3,63
471			Гранодиорит	66,56	0,48	15,03	3,39	3,00
217			Гранодиорит	64,98	0,66	15,49	2,55	2,65
398			Гранит	74,26	0,26	12,28	2,77	1,43
П-24	Пушкинское	Хндзорутский массив		49,58	1,05	17,67	5,34	6,15
340	Чибухлинское	Чибухлинский массив	Гранодиорит	64,14	0,83	14,88	2,92	2,77
341			—"	64,62	0,88	14,45	2,83	3,02
342			—"	65,22	0,85	14,02	3,12	2,59
343			—"	65,35	0,85	14,19	2,60	2,69
344	Чибухлинское	Чибухлинский массив	—"	63,88	0,95	14,88	2,75	3,27
345			—"	63,84	0,95	14,11	3,07	2,98
346			—"	64,56	0,85	13,94	2,88	2,80

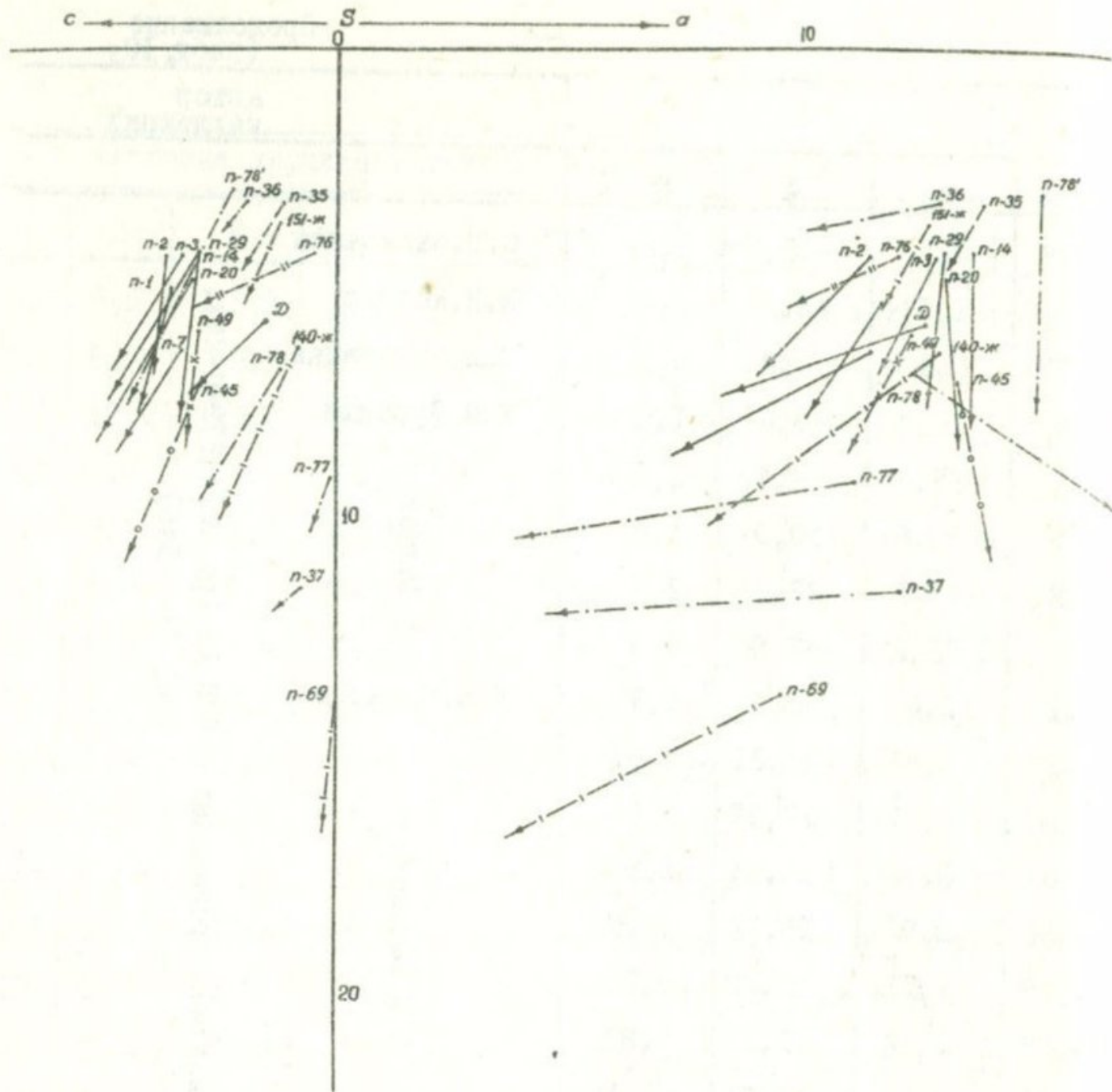
С о д е р ж а н и е в %									
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	S	П.п.п.	Сумма
0,09	12,72	11,82	0,45	0,59	0,14	-	-	2,42	100,59
0,10	10,75	14,09	0,96	0,43	1,37	-	-	0,17	99,91
0,05	7,22	16,77	0,35	0,11	-	-	-	0,41	100,94
0,15	3,04	7,94	3,41	1,71	-	0,22	0,10	0,38	100,36
0,20	2,82	7,50	3,32	3,53	-	-	-	1,20	100,15
0,10	2,14	3,25	1,24	3,40	-	-	-	0,46	99,05
0,05	2,21	4,68	2,85	3,28	0,11	-	-	0,67	100,18
0,01	1,50	1,56	1,05	4,16	-	-	-	0,42	99,70
0,22	4,90	11,16	3,16	0,42	-	-	-	-	99,64
0,10	1,39	3,50	5,23	2,18	0,28	0,21	0,45	1,78	100,66
0,12	1,59	3,15	4,61	2,80	0,46	0,21	0,07	1,50	100,31
0,11	1,49	3,05	5,59	2,31	0,20	0,21	0,03	1,36	100,00
0,10	1,70	2,45	4,74	2,82	0,56	0,18	0,09	1,68	100,00
0,11	1,82	2,70	5,28	2,61	0,46	0,21	0,07	1,30	99,89
0,09	1,90	3,12	5,13	2,48	0,60	0,23	0,07	1,28	99,85
0,08	1,56	2,87	5,32	2,90	0,44	0,21	0,08	1,54	100,03

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

α	c	b	s		f'	m'	c'	d	n
1,8	8,5	39,4	50,3	-	31,2	54,2	14,7	-	57,1
2,6	6,3	39,5	51,5	-	29,7	44,4	25,9	-	80,0
1,0	12,1	30,0	57,0	-	28,2	42,0	29,8	-	83,3
10,1	6,4	16,9	66,6	-	49,2	30,3	20,5	-	75,2
12,9	7,1	15,7	64,3	-	51,8	32,1	16,1	-	58,9
7,5	3,9	13,7	74,9	-	40,6	26,0	-	3,24	35,7
11,1	4,9	9,4	74,6	-	50,7	39,9	9,4	-	56,9
8,0	1,8	9,9	80,6	-	35,3	24,2	-	40,5	27,4
7,6	4,4	29,0	59,0	-	37,4	29,4	33,2		90,2
14,65	2,66	9,15	73,63	-	56,72	26,12	17,16	-	78,50
14,14	2,58	9,25	73,92	-	57,35	29,41	13,23	-	71,15
15,62	1,57	8,49	74,39	-	44,35	29,84	25,81	-	78,94
14,52	1,58	9,15	74,99	-	52,99	31,34	15,68	-	71,70
15,37	2,23	9,49	72,96	-	57,15	32,15	10,70	-	76,11
14,96	1,90	10,44	72,82	-	51,95	30,52	17,53	-	75,45
15,63	1,35	9,96	73,16	-	51,35	27,03	21,62	-	73,28

				Автор коллекций
φ	t	q	q_z	
12,4	0,5	-11,5	0,2	С.И.Баласанян
11,3	1,5	-8,3	0,4	В.Н.Котляр
17,9	0,5	0,2	0,1	С.И.Баласанян
1,0	16,4	+6,6	1,5	К.М.Мурадян
1,2	27,5	-4,3	1,8	С.И.Баласанян
0,5	20,6	30,9	1,9	
0,8	23,2	22,1	2,3	
0,3	22,2	42,8	4,5	
16,1	1,4	-1,6	1,7	К.М.Мурадян
26,87	0,93	15,21	5,51	
25,00	1,01	17,09	5,48	
30,64	0,92	15,93	9,95	С.Ш.Саркисян
23,88	0,91	19,12	9,19	
24,29	1,11	12,90	6,85	
24,68	1,12	13,70	7,87	
24,33	1,01	16,61	11,58	

Анализы проведены: в ИГН АН Арм.ССР (279-П-24),
в КИМС (340-346)



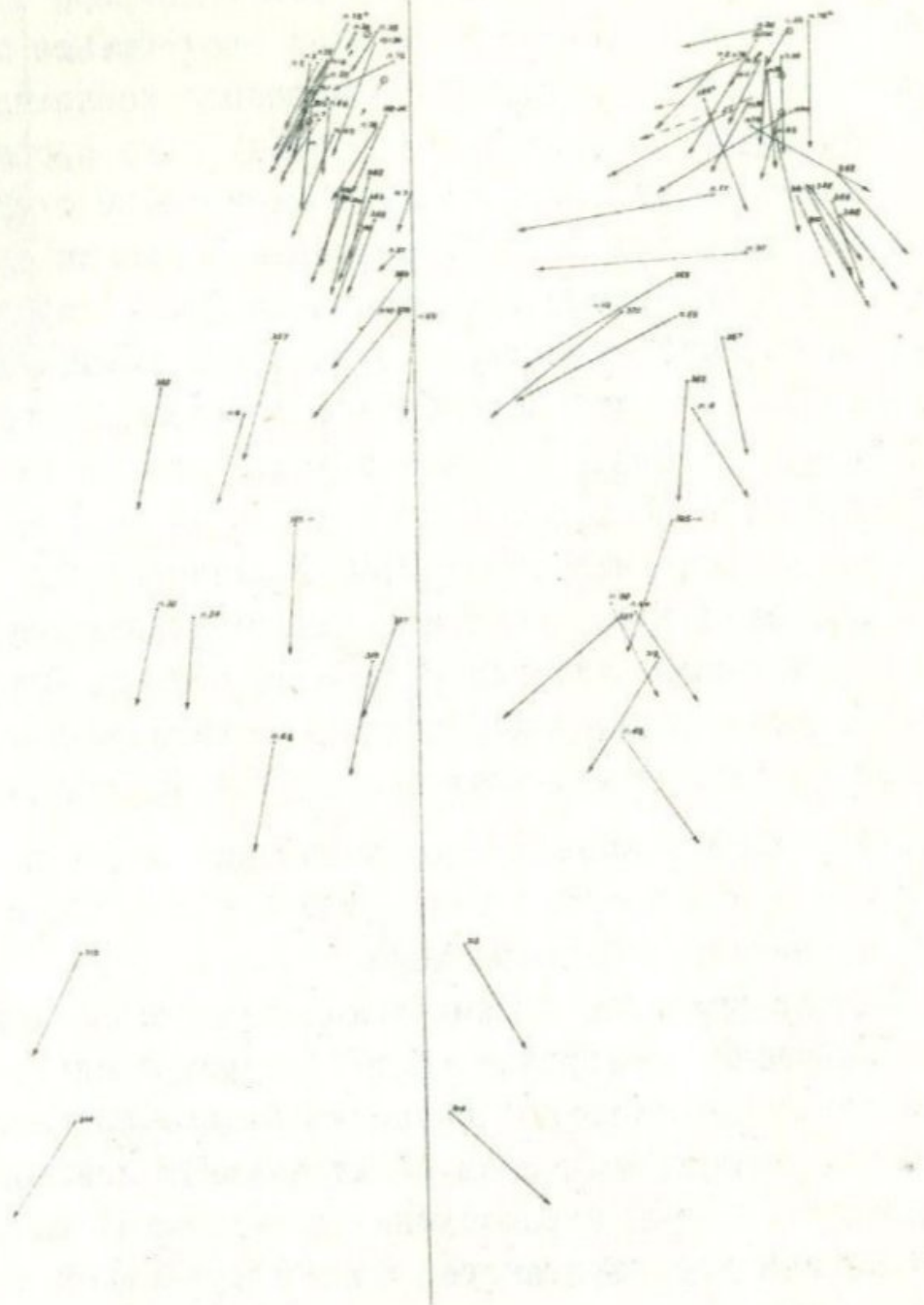
Фиг.78. Петрохимическая диаграмма пород субвулканического комплекса Базумского рудного района.

- ← · — · — П-36, П-37, П-77, П-78, (субвулканические образования Дилижанского рудного поля)
- ← x — x — П-49, П-45
- ← — — — П-1, П-2, П-3, П-7, П-14, П-20, П-29 (субвулканические образования Тандзутского рудного поля)
- ← — — — П-35 (субвулканические образования Пушкинского рудного поля)
- ← — · — · — П-69, I40-ж, I5I-ж (субвулканические образования Чибуклианского рудного поля)
- ← — D — эталон по Дэли.

лием, что говорит о натри-калиевом характере всего комплекса в целом. Местами наблюдается и иное соотношение щелочей. Породы разных фаций кислого субвулканического комплекса относятся к ряду пересыщенных глиноземом (только одна проба (п-20) относится к нормальному ряду). В петрохимическом отношении почти все основные параметры по А.Н.Заварицкому близки друг к другу. По сравнению с липаритовым порфиром по Дэли породы Базумского субвулканического комплекса отличаются повышенными коэффициентами s, f', m', n , что обусловлено повышенным содержанием CaO , Fe_2O_3 , FeO , Na_2O и почти равными или слегка пониженными коэффициентами $a, b, s, a', \gamma, t, q$ и $\frac{a}{s}$.

Эти данные свидетельствуют о значительной близости между собой составов всех фаций и о едином химическом типе магмы кислых образований Базумского рудного района. Приведенные данные вместе с возрастными, минералого-геохимическими и металлогеническими особенностями этих пород (К.М.Мурадян, 1965, 1966^{1,2}, 1968, 1969) дают основание для выделения е д и н о г о с у б - в у л к а н и ч е с к о г о к о м п л е к с а в среднеэоценовой магматической ассоциации.

Для сравнительной химической характеристики на сводной петрохимической диаграмме (фиг.79) суммированы результаты анализов пород естественной известково-щелочной ассоциации вулканогенных, субвулканических и интрузивных комплексов среднеэоценового возраста. Рассмотрение петрохимических особенностей субвулканической, вулканогенной и интрузивной пород с анализом диаграммы приводит нас к следующим выводам: породы (вулканогенные, субвулканические, интрузивные) принадлежат к пересыщенному и нормальному ряду. Основная часть кислых субвулканических разновидностей принадлежит к породам, пересыщенным глиноземом, вследствие чего векторы их на щелочной плоскости проекции asb характеризуются резким наклоном вниз и влево. Из плоскости проекции csb вытекает, что рассматриваемые вулканогенные-субвулканические - интрузивные породы характеризуются близкими содержаниями Na и K , иногда равными количествами, соответствующими собственно геосинклинальному режиму развития. Если мысленно соединить начальные точки векторов, отображающих химическую природу вулканогенных, субвулканических и интрузивных пород, в относительном хронологическом порядке их образования, полу-



Фиг.79. Петрохимическая диаграмма пород магматических комплексов (вулканогенный, субвулканический, интрузивный) Базумского рудного района.

Вулканогенный комплекс: 313, 314, 318, 325-п, 327, 357, 362.

Субвулканический комплекс: П-36, П-37, П-77, П-78, П-49, П-45, П-1, П-2, П-3, П-7, П-14, П-20, П-29, П-35, П-69, 140-ж, 151-ж.

Интрузивный комплекс П-4, П-12, П-24, 340, 341, 342, 343, 344, 345, 346.

← Средние типы пород по Дэли (липариты, дациты, риолиты)

чается две вариационные линии, берущие свое начало от фигуративных точек, отвечающих основным породам. Начальная единая линия в верхней части диаграммы превращается в пучки, что функционально соответствует изменению развития магматического очага во времени, следовательно, и уменьшению содержания магния, железа, кальция и увеличению кремнезема, натрия, калия. При сравнении характеристики фигуративных точек химического состава пород (вулканогенного, субвулканического, интрузивного) по А.Н.Заварицкому отмечается единая линия эволюции этих пород от андезито-базальтов, через андезиты к гранитоидам (кварцевые диориты, монзониты, граниты) и липаритам, липарито-дацитам. Не входя в детали, отметим, что такая петрохимическая, а также геологическая, петрологическая и минералого-геохимическая взаимосвязь продуктов известково-щелочного ряда ассоциации вулканогенных, субвулканических и интрузивных комплексов дает основание говорить, что они являются производными длительно развивающегося магматического очага. На существование единого магматического очага в свое время указывали В.Н.Котляр, С.И.Баласанян, Г.П.Багдасарян и др., что в настоящее время подтверждается детальными исследованиями Б.М.Меликсетяна, Р.Т.Джубашяна, Р.Г.Геворкяна, автора и др. Такая взаимосвязь вероятного единства источника отражается в геолого-структурных, петрографо-петрохимических, геохимических и акцессорно-минералогических особенностях среднеэоценовых вулканогенных, субвулканических и гипабиссальных плутонических образований. Это имеет большое значение для исследуемого района и, по нашему мнению, может пролить свет на некоторые дискуссионные вопросы магматизма и металлогении Армении в целом (выяснение металлоносности определенных комплексов и др.). Вышеотмеченное выражается:

Структурно-геологическим положением или тесной пространственной приуроченностью продуктов вулканогенной, субвулканической и интрузивной деятельности к зонам долгоживущих региональных разломов.

Датировкой их в пределах среднего эоцена, что подтверждается также радиологическими определениями (в узком возрастном пределе: 48-41 млн. лет).

Преемственностью петрохимических (а также геохимических и металлогенических; К.М.Мурадян, 1968, 1969) особенностей, выража-

ющейся в натри-калиевом характере как вулканогенных, субвулканических, так и интрузивных образований, характерных для собственно геосинклинального этапа развития зон глубинных разломов.

Таким образом, между различными производными родоначальной магмы (поверхностными, субвулканическими, гипабиссальными) существует определенная унаследованная связь, указывающая на их коматматичность. Многообразие же пород — следствие дифференциации и ассимиляции в тектогенезе во времени. Различные условия становления и незначительная разобщенность во времени образования вулканогенного, субвулканического и интрузивного комплексов является следствием тектонической подготовленности района. Суммируя вышеизложенный фактический материал, можно говорить о направленности магматических процессов (происхождение вулканогенных, субвулканических, интрузивных пород из длительно развивающегося родоначального магматического очага) во времени и в пространстве, что привело к образованию пород разнообразного состава, т.е. рассматриваемая нами вулканогенно-субвулканическая-интрузивная ассоциация пород является, по-видимому, продуктом дифференциации и контаминации исходной базальтоидной (толейитовой) магмы, характерной для собственно геосинклинального этапа развития зон глубинных разломов.

Глава III. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (АКЦЕССОРНЫХ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ) ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА БАЗУМ- СКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В настоящее время при выявлении характерных особенностей акцессорных минералов и металлоносности магматических комплексов — вулканогенных, субвулканических, интрузивных широко применяются минералого-геохимические методы исследования. Естественно, что только правильное сочетание геолого-структурных и петрографо-минералого-геохимических исследований различных и разновозрастных магматических комплексов даст возможность достаточно полно и обоснованно решать коренные вопросы связи минерализации с магматизмом. Акцессорные минералы обладают рядом физических, морфологических и геохимических признаков, которые отражают особенности формирования включающей породы и позволяют

использовать их как индикаторы геологических процессов (В.В.Ляхович, 1963, 1967). В этом отношении для решения различных вопросов петрогенезиса и металлогении изучение закономерностей распределения акцессорных минералов разновозрастных магматических комплексов Армянской ССР представляет собой первоочередную задачу.

Если в области исследования акцессорных минералов интрузивных пород Советского Союза проделаны большие работы (В.В.Ляхович, 1961, 1967; С.Д.Туровский, 1953, 1964; Б.М.Меликсетян, 1960, 1964 и др.), то в фациях вулканогенных, субвулканических комплексов они сравнительно слабо исследованы. В связи с этим В.Н.Котляром (1960-1969), М.А.Фаворской (1963-1969), В.В.Ляховичем (1961-1969), М.Г.Руб (1960-1969) и др. правильно подчеркивается актуальность изучения характерных черт акцессорных минералов вулканогенных и субвулканических комплексов.

Проведенные исследования субвулканического комплекса Базумского рудного района позволили автору установить наличие в них разнообразных минералов: окислов и сульфидов, силикатов и карбонатов, фторидов и самородных металлов и т.п. Состав и видовое содержание этих минералов дают обильную информацию о геохимических особенностях и рудоносности кислой магмы субвулканического комплекса. Полученные новые данные по морфологии, геохимии и оптике позволили объединить отдельные фации кислой магмы в единый субвулканический комплекс, а также выяснить ряд важных петрологических задач (комагматичность всех разновидностей, выделение вулканогенных-субвулканических-интрузивных ассоциаций собственно геосинклинального этапа и т.д.). Эти данные легли в основу

решения генетических вопросов - взаимосвязи колчеданного оруденения с субвулканическим комплексом северной части Армянской ССР.

Для минералогической характеристики пород комплексов Базумского рудного района всего было отобрано 80 проб, весом в среднем 50 кг каждая, обработанных по методике, предложенной В.В.Ляховичем, Д.А. Родионовым (1961, 1967), с учетом специфических особенностей исследованных пород (таблица II).

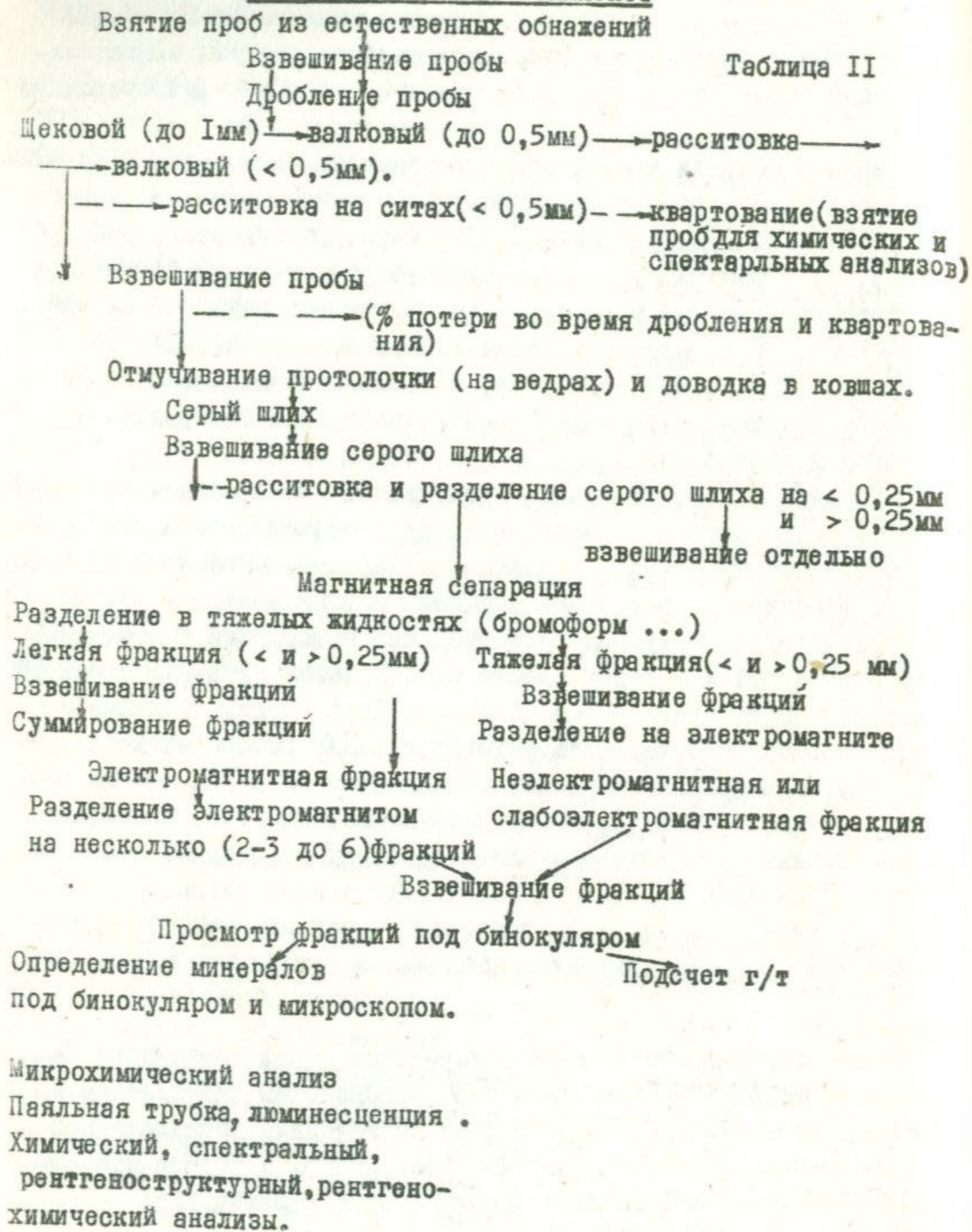
Количественная оценка (таблица I2) акцессорных минералов (подсчет с помощью счетных машин в грамм/тонну) выполнена для

С х е м а

минералогического анализа искусственных проб

субвулканического комплекса

Таблица II



10 кг (с соответствующим коэффициентом) в лабораториях акцессорных минералов ИГЕМ и ИМГРЭ с учетом количества зерен каждого минерала в 5 дорожках по 100 (500 зерен), и приводится к 100% по формуле:

$$X = K \Sigma \frac{f_i \times n_i \times d_i \times 1000000}{\Sigma n_i \times d_i \times A} \text{ г/т},$$

где f_i — вес каждой фракции,
 n_i — число зерен минералов от 100,
 d_i — удельный вес минерала,
 $\Sigma n_i \times d_i$ — сумма произведений знаков минералов на их удельные веса в каждой фракции,
 A — вес пробы,
 K — коэффициент, учитывающий потери при промывке и отмучивании (нами принята $K = 1,68$) и относится к общему весовому содержанию.

А. Описание акцессорных минералов

Описание акцессорных минералов кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района приводится по группировке (классификации), принятой в работах С.Д.Туровского (1953, 1956, 1960, 1964), Б.М.Меликсетяна (1960, 1962, 1963, 1964, 1965 и др.), т.е. по особенностям их химического состава с учетом относительного времени их выделения. Ниже приводится детальное описание только главных минералов.

1. Группа железо-титановых акцессорных минералов

Сюда входят следующие минералы: магнетит-титаномagnetит, ильменит, гематит-мартит, анатаз, рутил, лейкоксен, иоцит и др.

Магнетит и титаномagnetит. Магнетит и его разновидность титаномagnetит является характерным акцессорным минералом исследуемого комплекса. Распределение магнетита как в породах фаций субвулканического комплекса, так и в других магматических комплексах весьма неравномерно (таблица 12). Содержание титана в магнетит-титаномagnetите колеблется в пределах от 0,3-1 до 3%; чистый магнетит без примеси титана отсутствует. Характерной особенностью титаномagnetита субвулканического комплекса является лейкоксенизация и мартитизация, при этом магнетит-титаномagnetит

Таблица 12

Количественное распределение акцессорных минералов
в породах магматических комплексов Базумского руд-
ного района северной части Арм.ССР (на г /т)

Возраст пород		С р е д н и й э о ц е н			
Минералы	Магматические комплексы и главные типы пород	Вулканогенный комплекс (андезито-базальты, андезиты и их пирокласты)		Субвулканический комплекс (липаритовые порфиры)	
		П-33	П-36 Дилижанский некк	П-49 некк г.Казачий бу-гор	П-44 некк Сари-Соп
Железо-титановые	Магнетит-титаномagnetит	1247,99	42,52	104,70	1239,97
	Ильменит	-	0,20	6,02	121,30
	Гематит	-	0,20	-	-
	Мартит	-	-	-	-
	Иоцит	-	-	-	-
Кальциево-редкоземельные	Рутил	-	-	-	-
	Шеелит	-	0,08	-	1,51
	Апатит	1,75	0,34	0,10	0,54
	Циркон	15,04	0,60	0,40	3,16
	Сфен	21,22	0,014	0,16	-
Пост-вулканические	Лейкоксен	57,07	-	-	-
	Ортит	-	-	0,10	-
	Эпидот	63,76	0,026	14,84	348,06
	Флюорит	-	0,09	0,014	0,04
	Барит	-	0,44	0,89	-
Рудные, Металлогенные: сульфиды	Пирит	33,88	6,73	18,98	10,04
	Халькопирит	15,93	0,12	0,20	-
	Галенит	0,03	-	-	-
	Сфалерит	-	-	-	-
	Реальгар	-	-	-	-
Рудные самородные	Аурипигмент	0,34	-	-	-
	Висмутовый блеск	-	-	-	-
	Самородная медь	-	-	-	-
	Самородный свинец	0,03	-	-	-
	Самородный цинк	0,03	-	-	-
Гипергенные и прочие	Лимонит	-	-	-	-
	Малахит	-	-	-	-
	Кальцит	-	-	-	-
	Азурит	-	0,016	-	-
	Амфибол	2,72	-	1,60	793,08
	Хлорит	-	-	-	-
	Биотит	-	-	-	-

Таблица 12
(продолжение)

С р е д н и й э о ц е н				
П-14	П-7 Лермонтовский нежк	П-8 нежк	П-20	Измененный П-6, Тандзут- ский нежк
506,89	534,42	686,43	802,80	16,80
-	-	-	-	-
7,36	38,88	-	-	8,57
-	15,61	-	-	-
-	-	-	-	67,42
-	-	-	-	-
-	0,07	0,22	0,025	-
5,09	0,32	0,94	0,92	-
8,25	0,79	0,82	1,41	-
1,68	4,02	2,68	2,22	0,20
-	-	-	-	-
-	-	0,15	-	-
97,29	314,61	139,94	11,46	0,18
0,27	0,005	0,02	-	-
-	-	-	-	127,26
50,47	9,74	5,01	94,43	891,63
2,02	0,08	-	1,70	71,70
-	-	-	-	996,66
-	-	-	-	177,16
0,30	0,005	0,006	-	-
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,28
-	-	0,08	-	-
-	-	-	-	-
-	17,40	-	-	-
-	0,005	-	-	-
-	-	-	-	2,42
-	-	-	-	-
69,16	115,18	136,16	125,04	-
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-

Таблица 12
(продолжение)

Средний			э о ц е н	
Субвулканический комплекс (липаритовые порфиры)			Интрузивный комплекс (кварцевые диориты, монциты, граниты)	
Пушкинские субвулканические тела				
П-35	П-52	П-59	П-22	П-4
			Хндзорут- ский	Каджерий- ский
213,22	3428,82	4500,36	23094,25	1274,50
4,10	1176,88	273,14	-	24,68
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
-	4,60	-	-	-
0,005	-	-	-	-
-	-	-	-	-
0,17	5,76	0,78	-	0,47
1,63	16,87	8,30	121,26	11,02
0,076	-	-	33,23	358,98
-	-	-	-	1,96
-	-	-	-	-
0,07	-	286,58	-	-
-	0,30	-	-	-
-	-	-	1,48	-
3,91	1,68	0,44	-	-
0,05	22,12	0,06	4,72	3,56
-	0,04	-	3,96	0,66
-	8,60	0,08	-	-
0,005	-	0,08	-	-
-	-	-	-	-
-	0,62	0,08	-	-
0,005	-	0,05	-	-
-	-	0,16	-	-
-	2,02	-	-	-
-	-	-	-	-
-	55,20	-	-	-
-	-	-	0,17	-
-	277,20	686,81	5088,12	6610,38
-	638,12	-	1023,72	-
0,07	-	-	-	545,55

корродирован и окаймлен оторочкой лейкоксена. Магнетит в основном представлен неправильными зернами, реже встречаются кристаллы октаэдрического облика с матовыми шероховатыми гранями и сглаженными вершинами (Фиг.80) размером 0,1–0,5 мм. Устанавливаются две генерации магнетита (титаномagnetита), а если учесть и каплевидные точечные выделения в цирконах, то можно говорить и о третьей генерации.

Магнетит (титаномagnetит) ранней генерации образует крупные октаэдрические кристаллы со сглаженными ребрами, часто в виде кучных скоплений, с включениями ранних акцессориев (апатита и циркона с оплавленными гранями (Фиг.81,91). Часто сам магнетит бывает включен в поздние кристаллы циркона, которые концентрируются в краевых и внутренних частях сохранившихся контуров цветных минералов и плагиоклаза.

Магнетит поздней генерации образуется в основном за счет разрушения и изменения темноцветных минералов субвулканического комплекса. Он развивается на фоне остаточных контуров темноцветных минералов в виде бесформенных каплевидных образований (вероятно это один из путей образования капельки (шарики) иоцита-магнетита – К.М.) при их амфиболизации, биотитизации, хлоритизации, серицитизации и эпидотизации.

В породах некков (Арцрунский, Тандзутский, Чернореченский и др.), подвергшихся метасоматическому гидротермальному изменению, магнетит не устойчив и легко изменяется, в основном превращается в мартит (гематит) и частично идет на образование поздних железосодержащих минералов (эпидот, пирит и др.). Магнетит является одним из ранних минералов и включает в свою решетку ряд акцессорных элементов, которые характеризуют физико-химические условия кристаллизации рассматриваемых пород. Содержание титана в магнетите (например, титаномagnetит-ильменит) используется как геологический термометр (Buddington, 1961), а также для определения базальтоидного происхождения магмы (Штейнберг Д.С. и Фоминых В.Г., 1961).

Из таблицы 13 следует, что для титаномagnetитов (магнетитов) кислого субвулканического комплекса характерно постоянное и повышенное содержание элементов-примесей, характерных для колчеданной минерализации (Cu , Pb , Zn , Mn , Ni и др.). Титаномagnetит может служить типоморфным минералом-индикатором для

**Содержание элементов-примесей в титаномагнетитах
(магнетитах) из пород кислого субвулканического
комплекса (в %)**

Таблица 13

№№ про- толочек и проб	Элементы		Cu	Pb	Zn	Ag	Ga
	Наименование	и место взя- тия					
П-42	Дилижанское рудное поле	Некк на г. Казачий бугор	0,03	0,003-	0,01-	-	-
П-44		Некк Сари-Соп	0,01	0,001	0,03	-	-
П-45			0,03	0,001	-	-	-
П-78		Некк Свинохов ключ	0,001	0,003	0,03	-	0,003
П-78'		Самодуров ключ	0,01	0,003- 0,01	0,03- 0,1	-	0,003
П-77			0,003	0,003- 0,01	0,03- 0,1	-	0,003
I4-M-2	Тандзутское рудное поле	Лермонтовский некк	0,01	0,003	0,03	-	0,003
I4-Э-5			0,01	0,001- 0,003	0,01- 0,03	-	0,001- 0,003
П-8			0,001- 0,003	0,001- 0,003	0,01	-	0,003
П-7			0,003	0,003	0,01	0,0001- 0,0003	0,001
П-29			0,003	0,001	0,003	-	-
П-35	Пушкинское рудное поле	Пушкинское субвулканическое тело	0,003	0,003	0,01	-	0,001
П-64	Чибухлинское рудное поле	Некк Черная речка	0,003	-	0,3	-	0,002
П-69		Некк Желтая речка	0,01	-	0,03- 0,1	-	0,003- 0,01

Таблица 13
(продолжение)

Zr	Cr	Co	V	Ti	Ni	Mn	Mg	Sr	Li
0,01	-	-	0,1	1	0,001- 0,003	0,1	0,3	-	0,0006
0,01- 0,03	-	-	0,1- 0,3	3	0,001- 0,003	0,1	0,3	0,01	0,0006
0,003- 0,01	-	-	0,1	3	0,003	0,1	0,3	0,003	0,0006- 0,001
0,01	-	-	0,03- 0,1	0,3- 1	0,001	0,03	0,3	0,03	0,0004
0,03- 0,1	x	x	0,1	3	0,003- 0,01	0,03 0,1	0,3- 1	0,03	0,0006
0,03- 0,1	-	-	0,03- 0,1	1	0,001	0,3	0,3- 1	0,03	0,0006
0,03	0,001	-	0,03- 0,1	0,3- 1	0,001	0,1	0,1- 0,3	-	-
0,03	-	-	0,03- 0,1	1	0,001	0,03	0,1	-	-
0,1	-	0,001	0,1- 0,3	0,3- 1	0,001	0,3- 1	0,3	-	0,001- 0,003
0,03- 0,1	-	-	0,1	1	0,001	0,3- 1	0,3	-	-
0,03- 0,1	-	0,001	0,1	0,3- 1	0,001- 0,003	0,1- 0,3	0,1	-	0,001
0,03	0,003	-	0,3	1	0,003	0,3	0,03- 0,1	-	0,0006
0,03	0,001	-	0,1	1	0,003	1	0,03- 0,1	0,03	0,0006
0,03- 0,1	0,003- 0,01	-	0,1	1-3	0,001	0,1	1	0,03	0,0003

Полуколичественные спектральные анализы выполнены в лабораториях
ИГиН АН Арм. ССР.



Фиг.80. Титаномagnetит и магнетит из кислого субвулканического комплекса. Лермонтовский неkk, ув.9х.

Фиг.81. Включения ранних аксессуариев (циркона, апатита) в магнетите, Пушкинское субвулканическое тело, ув.20, ник.Х.



Фиг.82. Гематит (магнетит) из кислого субвулканического комплекса (Лермонтовский неkk), ув.12х.

характеристики акцессорно-минеральной (и геохимической) специализации пород кислого субвулканического комплекса.

Ильменит. Встречается в виде толстотаблитчатых, пластинчатых, шестиугольных кристаллов, с хорошо развитым пинакоидом (0001) и также тяготеет к участкам вкрапленников темноцветных минералов. Выявлено, что вокруг зерен ильменита развивается лейкоксен, который образует белую в отраженном свете оболочку. Иногда встречаются кристаллы, полностью замещенные агрегатом лейкоксена. Характерными элементами — примесями ильменита являются: $Cu - 0,003 - 0,01$, $Pb - 0,001$, $Zn - 0,003$, $Ga - 0,0003 - 0,001$, $Zr - 0,03 - 0,1$, $Mn - 0,3$ и др., которые отражают геохимическую природу рассматриваемого комплекса. Наличие магния до 1% дает основание предполагать о присутствии магнезиальной разновидности ильменита-гейкилита (с коричневато-черным цветом). Для ильменита отличительной чертой является и присутствие $Sn - 0,001\%$ и $Sc - 0,01\%$.

Гематит и мартит. Наблюдаются в виде неправильных зерен (фиг.82) или кристаллов таблитчатой, тонкопластинчатой формы. В них установлены следующие элементы-примеси: $Cu, Zn - 0,01\%$, $Pb, Ga, Ni - 0,001\%$, $Zr, V, Mn - 0,03\%$, $Ca - 0,3\%$, $Mg - 0,1\%$, $Ti - 1\%$.

Иоцит является природным минералом, существование которого до последнего времени считалось спорным. В отечественной литературе отмечен единственный случай находки иоцита М.А.Осиповым (1962) в гранитоидах рудного Алтая. Он обнаружен и в вулканических туфах близ Штутгарда (Walenta, 1960). В субвулканических (экструзивно-вулканогенных) образованиях иоцит вообще не отмечен^{х)}.

В пределах Базумского рудного района Северной Армении впервые автором иоцит обнаружен в шлихах при петрографо-минералого-геохимических исследованиях пород кислого субвулканического комплекса (К.М.Мурадян, 1965). Иоцит (фиг.83,84,85) был обнаружен в виде "черных шариков" вместе с магнетитом, в магнитной фракции проб, взятых из свежих (Лермонтовское, Пушкинское) и гидротермально измененных (Дилижанское, Казачье-бугорское,

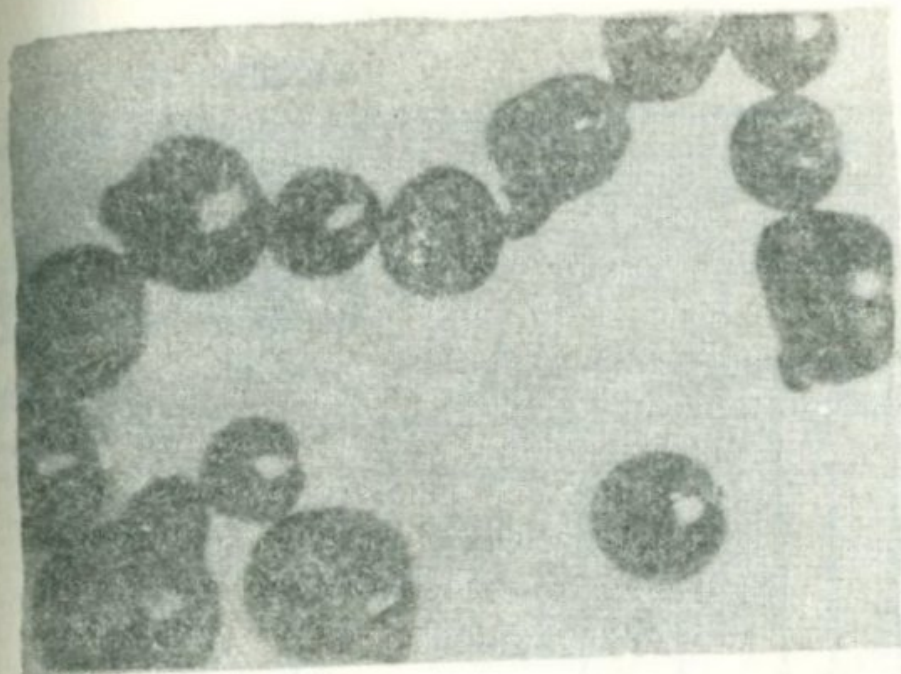
^{х)} В последнее время минерал иоцит был обнаружен также в верхнемеловых вулканических породах А.Х.Мнацаканян (1965), в среднеюрских вулканических породах Алавердского района Г.Г.Мирзояном (1965), в верхнеплиоцен-нижнечетвертичных эффузивах-С.Г.Карапетяном (1968) и в ультраосновных породах-С.Б.Абовяном (1969).

Тандзутское, Лермонтовское, Чернореченское, Желтореченское) разновидностей пород кислого субвулканического комплекса, что может свидетельствовать как о раннемагматическом, так и послемагматическом генезисе этого минерала (вследствие постепенного окисления теллурического железа $Fe \rightleftharpoons FeO \rightleftharpoons Fe_2O_3 \rightleftharpoons Fe_3O_4$). Иоцитсодержащие зерна имеют округлую, каплевидную, кувшинообразную формы. Размеры зерен от 0,01 до 0,1–0,5 мм в диаметре. Поверхность гладкая, блестящая. Цвет поверхности и излома черный, черно-серый, в иммерсионной жидкости бурый, красновато-бурый. Шарики сильно магнитны, образуют цепочку. Встречаются две разновидности иоцитсодержащих шариков. В первом случае ядро представлено самородным железом латунно-желтоватого цвета, по которому развивается оболочка иоцита с магнетитом. Во втором случае ядро самородного железа отсутствует.

Встречаются шарики с двумя и тремя металлическими ядрами (фиг. 83, 85). Отношение диаметров металлического ядра и полного диаметра шара варьирует в пределах 1:10 до 8:10. Поверхность металлического ядра – самородного железа, рентгенограмма которого приводится ниже (таблица 14), блестящая, с сильным металлическим блеском, цвет белый до латунно-желтого. Металлическое ядро чаще располагается в центре шарика, реже смещено к краю. Описываемые иоцитсодержащие шарики с другими минералами сростков не образуют. Изредка в некоторых кувшинообразных зернах наблюдается белый минерал (кварц, кальцит (?)).

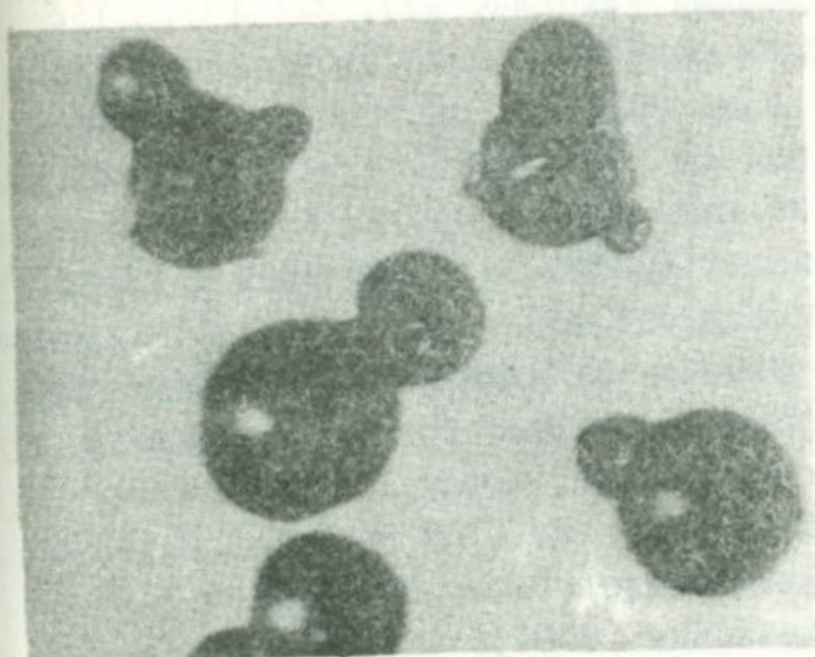
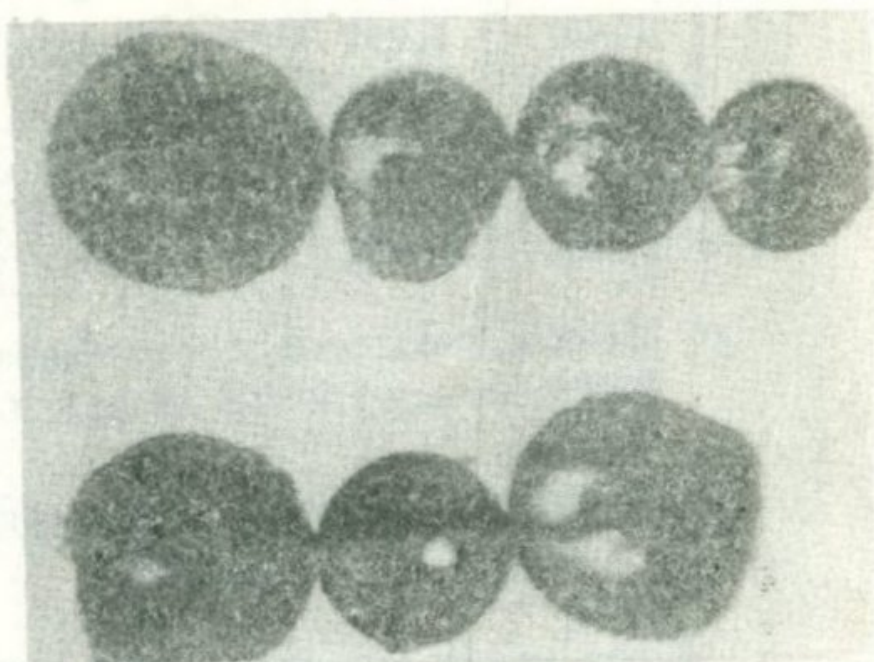
Шарики иоцита представляют собой срастание трех концентрически зональных минеральных фаз: центр – это гомогенное металлическое ядро, состоящее из самородного железа, внешняя оболочка представлена магнетитом, а между ними – иоцит. Тесное срастание иоцита с магнетитом колеблется в объемном соотношении в пределах от 20:80 до 80:20. Поскольку иоцит образует тесные срастания с магнетитом и одновременно с самородным железом, то характерные диагностические линии рентгенограммы иоцита обнаруживаются вместе с линиями магнетита и самородного железа (таблица 15).

В иоците выявлены следующие элементы-примеси: Ni – 0,001–0,003, Cr – 0,003, Ti – 1, Mn – 1, V – 0,001, Mg – 0,03, Cu – 0,003, Ca – 0,01, Al – 0,01–0,03, Si – 0,3 (ввиду малой навески приведенные результаты занижены. Анализ выполнен в ИГи АН Арм.ССР).



Фиг.83. Иоцитсодержащие "черные шарики" из кислого субвулканического комплекса (Лермонтовский некк), ув.40х.

Фиг.84. Иоцитсодержащие "черные шарики" из кислого субвулканического комплекса (Лермонтовский Тандзутский некк); видны самородные железные ядра, ув. 40х.



Фиг.85. Иоцитсодержащие "черные шарики" - двойники и тройники из кислого субвулканического комплекса (Лермонтовский некк), ув.40х.

Таблица 14.

Самородное железо (ядро иоцита) из кис- лого субвулканического комплекса Базумского рудного района (по К.М. Мурадян))			α - железо (эталон по В.И. Михееву)			Самородное железо (ядро иоцита) из гранитои- дов Лениногорско- го района (Рудный Алтай) по М.А.Оси- пову	
y	$d\alpha/n$	$d\beta/n$	y	$d\alpha/n$	$d\beta/n$	y	$d\alpha A^\circ$
-	-	-	-	-	-	I	2,53
5	(2,213)	2,006	3	(2,233)	2,023	6	(2,24)
10	2,004	1,816	9	2,022	(1,833)	10	2,01
3	(1,572)	1,428	3	(1,578)	1,430	2	2,802
-	-	-	-	-	-	I	1,588
7	1,427	1,293	7	1,430	1,296	5	1,433
4	(1,285)	1,164	4	(1,289)	1,168	2	(1,297)
9	1,166	1,057	10	1,168	(1,059)	9	1,170
I	(1,113)	1,009	2	(1,117)	1,012	I	1,088
8	1,012	0,917	7	1,012	0,917	I(ш.р)	1,011

х) Анализы выполнены в рентгенометрической лаборатории ИМГРЕ (Москва) и ИГН АН Арм.ССР (Ереван).

2. Группа кальций - редкоземельных акцессорных минералов

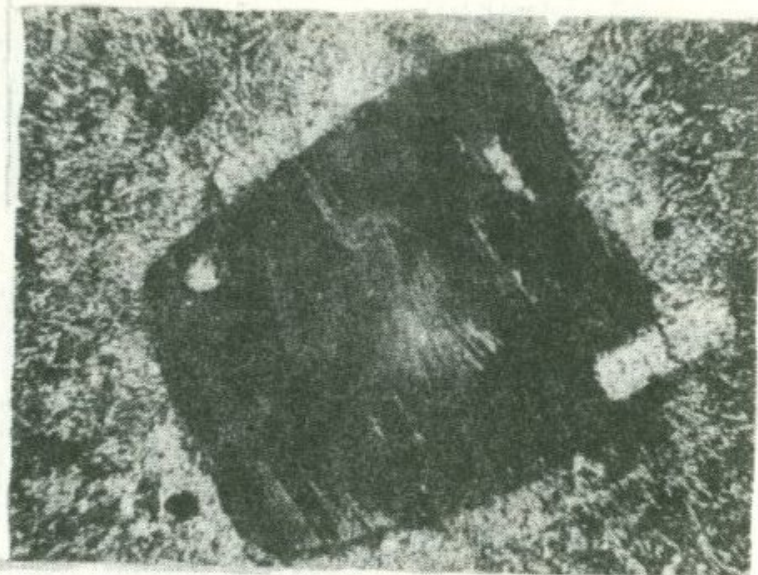
В эту группу входят: апатит, сфен, гранат, эпидот (цоизит-тулит, клиноцоизит), ортит, шеелит (таблица 12).

Апатит обнаружен во всех фациях кислого субвулканического комплекса. Тесно ассоциирует с магнетитом, цирконом и встреча-
ется в виде включений в последнем (фиг.81,86,87). Часто наблю-
дается среди реликтов цветного минерала. В других случаях апа-
тит в виде тонких игл пронизывает биотит, полевой шпат и кварц,
что указывает на широкий диапазон его выделения. Образует корот-
копризматические кристаллы с отношением удлинения 1:2, реже дли-
нопризматического габитуса (поздний). Кроме того, встречаются
зерна округленной (оплавленной - ранней) формы. Размер зерен
апатита колеблется в пределах от 0,01 до 0,09 мм, реже 1,5-2мм.
Кристаллы чаще всего образованы в виде комбинации граней (1010),
бипирамид (1011), (1121) и пинакоида (0001). Апатит бесцветный

Таблица 15

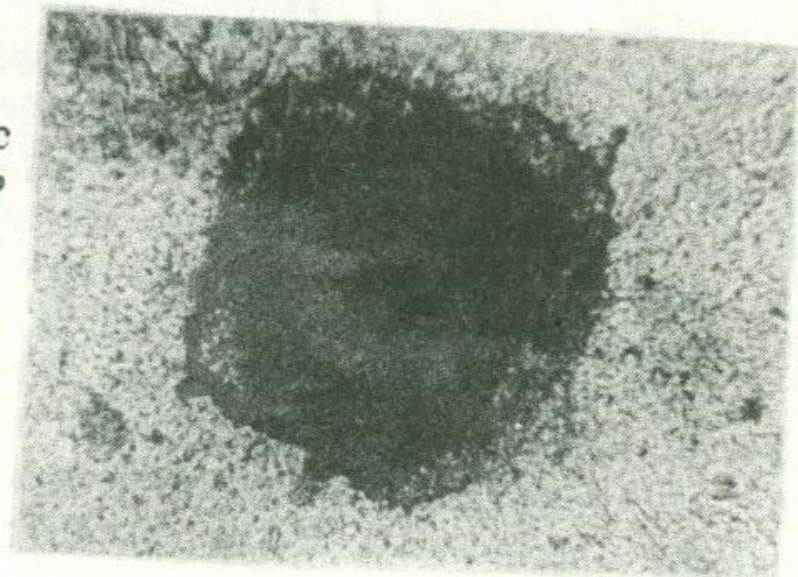
Иоцит-магнетит из кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района (по К.М.Мурадян)			Иоцит-магнетит из гранитоидов Лениногорского района на Рудном Алтае (по М.А.Осипову)		Магнетит-эталон (по В.И. Михееву)		Вюстит-эталон (по В.И. Михееву)		Вюстит (иоцит) из туфов Шаранхауза (по Валента)	
y	$d\alpha/n$	$d\beta/n$	y	$d\alpha, A^\circ$	y	$d\alpha, A^\circ$	y	$d\alpha, A^\circ$	y	$d\alpha, A^\circ$
-	-	-	3	4,8I	-	-	-	-	-	-
-	-	-	I	4,22	I	4,2I	-	-	-	-
-	-	-	I	3,7I	-	-	-	-	-	-
-	-	-	2	3,4I	-	-	-	-	-	-
-	-	-	2	(3,3I)	3	3,3I	-	-	-	-
3	2,993	2,7I2	7	2,97	6	2,99	-	-	-	-
-	-	-	4	(2,8I)	5	2,807	-	-	-	-
-	-	-	I	2,78	-	-	-	-	-	-
IO	2,543	2,305	IO	2,53	IO	2,54I	-	-	-	-
-	-	-	4	(2,47)	-	-	7	2,47	7	2,476
-	-	-	3	(2,36)	3	2,428	-	-	-	-
-	-	-	I	(2,32)	3	2,3IO	-	-	-	-
IO	2,122	I,324	IO	2,15	-	-	IO	2,14	IO	2,146
-	-	-	4	2,10	7	2,098	-	-	-	-
-	-	-	I	I,995	-	-	-	-	-	-
-	-	-	I	(I,98I)	2	I,884	-	-	-	-
-	-	-	2	(I,783)	4	I,785	-	-	-	-
-	-	-	4	I,7I4	5	I,7IO	-	-	-	-
-	-	-	3	(I,675)	-	-	-	-	-	-
-	-	-	I	I,647	2	I,632	-	-	-	-
4	I,633	I,480	8	I,6I6	9	I,6I2	-	-	-	-
7	I,5I8	I,376	9	I,5I7	9	I,479	8	I,5I	8	I,5I8
7	I,493	I,353	9	I,48I	2	I,4II	-	-	-	-
-	-	-	I	(I,43I)	-	-	-	-	-	-
-	-	-	I	I,370	3	I,325	-	-	-	-
-	-	-	2	I,328	-	-	-	-	-	-
5	I,294	I,173	4	I,296	5	I,277	4	I,293	4	I,297
-	-	-	4	I,279	2	I,264	-	-	-	-
-	-	-	I	I,263	-	-	-	-	-	-
-	-	-	5	I,239	3	I,209	2	I,238	4	I,243
-	-	-	I	I,2I2	I	I,174	-	-	-	-
-	-	-	I	I,177	I	I,153	-	-	-	-
-	-	-	I	(I,156)	4	I,119	-	-	-	-
-	-	-	3	(I,122)	8	I,09I	-	-	-	-
-	-	-	7	I,087	-	-	-	-	-	-
-	-	-	4	I,069	6	I,047	I	I,072	2	I,074
-	-	-	5	I,048	-	-	-	-	-	-
-	-	-	3	0,989	-	-	I	0,984	I	0,985
-	-	-	I	0,98I	-	-	2	0,959	-	-
-	-	-	-	-	-	-	I	0,876	-	-

Фиг.86. Взаимоотношения апатита с биотитом. Кис-
лый субвулканический ком-
плекс (дайка на Пушкинском
перевале), ув.20х, ник.х.



Фиг.87. Кристаллы апатита
(темный) из вулканогенного
комплекса, ув.20х.

Фиг.88. Каемка сфена во-
круг титаномagnetита. Су-
бвулканический комплекс
Лермонтовский некк, ув.16,
ник.х.

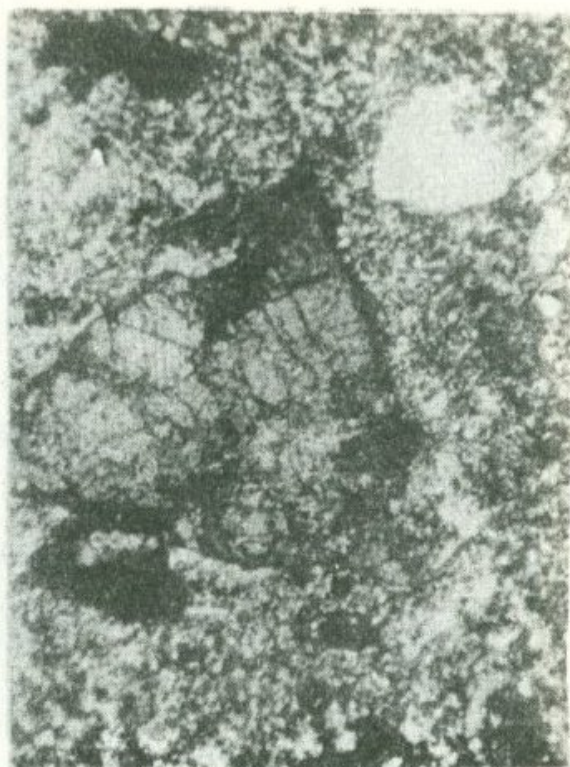


и прозрачный. Иногда в кристаллах содержатся тонкодисперсные включения непрозрачного минерала (магнетит, ильменит, биотит). При больших увеличениях в апатитах наблюдаются также газовой-жидкие включения. Прозрачный апатит характеризуется следующими оптическими константами:

$n_g - 1,637 \pm 0,003$, $n_p - 1,633 \pm 0,003$, что соответствует ряду фторапатита (Винчел, 1953).

Сфен представлен зернами неправильной формы, а также конвертообразными, клинообразными кристаллами и мелкокристаллическими зернистыми агрегатами. Развивается по титаномagnetиту, образуя каемки вокруг его зерен (фиг.88). Местами по краям зерен сфена наблюдается рутилизация, в подобных случаях он тесно связан с актинолитом, хлоритом и магнетитом (на фоне остаточных контуров опацифицированного моноклинного пироксена).

Эпидот (цоизит-тулит, клиноцоизит) является широко распространенным минералом субвулканического комплекса. Он в основном развивается по плагиоклазу (фиг.89,90) и реликтам темноцветных минералов. Для них характерно наличие повышенного содержания Cu , Pb , Zn , Ag , Ga , Ge , а также присутствие элементов: Yt , Sr , Li , Be , Sc , Sn .

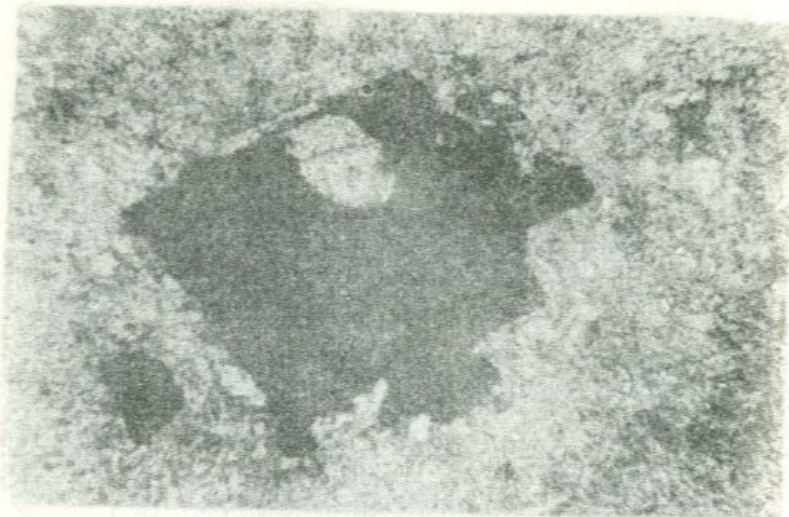


Фиг.89. Псевдоморфоза эпидота по плагиоклазу. Кислый субвулканический комплекс (Лермонтовский некк), ув.24х, ник.х.

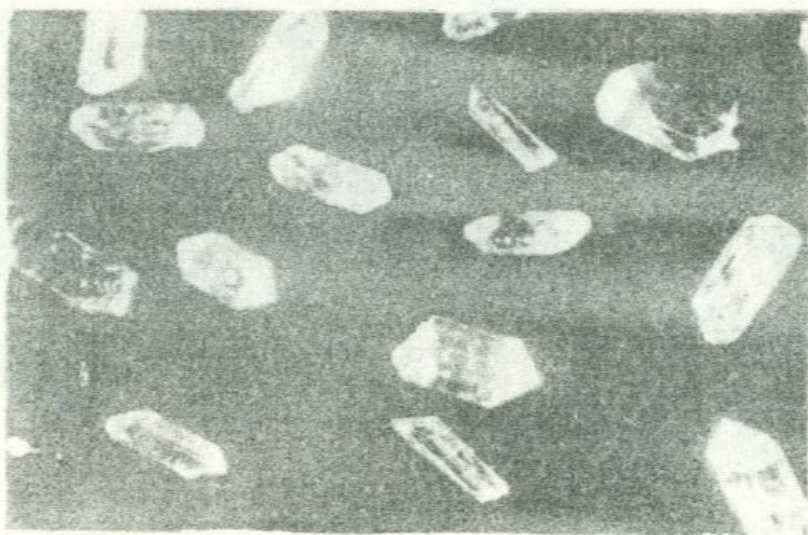
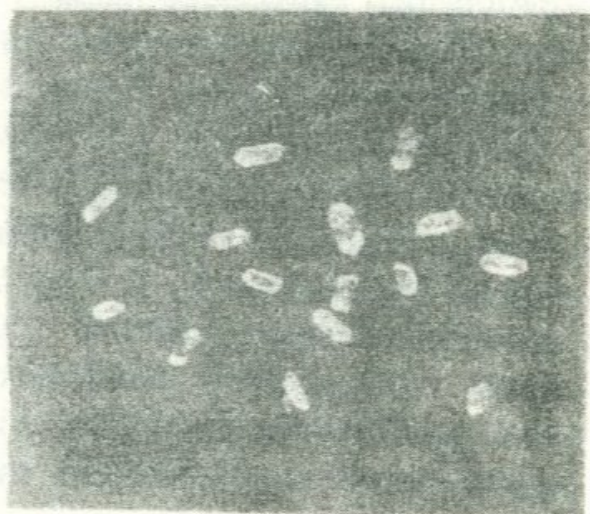


Фиг.90. Эпидот из кислого субвулканического комплекса (Лермонтовский некк), ув.18х.

Фиг. 91. Включения циркона (ранний) с оплавленными контурами в магнетите. Кислый субвулканический комплекс. Пушкинское субвулканическое тело, ув. 20х, ник.Х.



Фиг. 92. Кристаллы циркона из пород кислого субвулканического комплекса (Лермонтовский некк), ув. 20х.



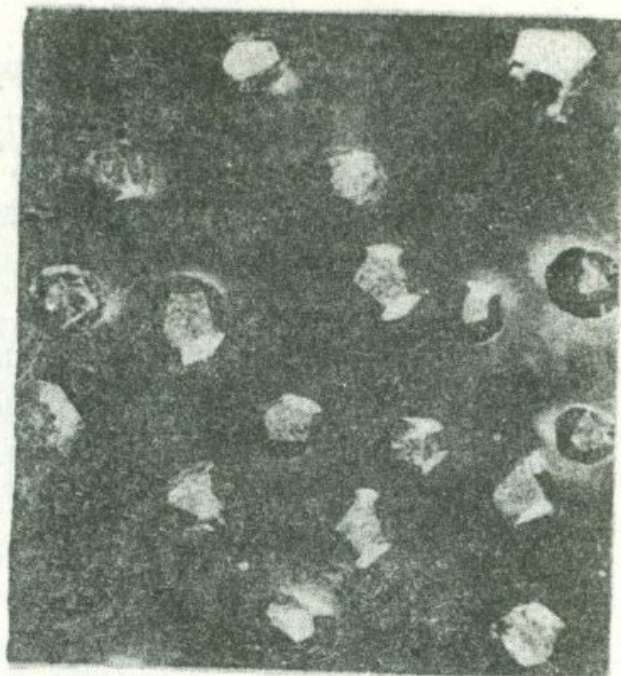
Фиг. 93. Кристаллы циркона из известково-щелочного интрузивного комплекса. Каджерийский массив, ув. 20 х.

3. Группа циркониевых акцессорных минералов

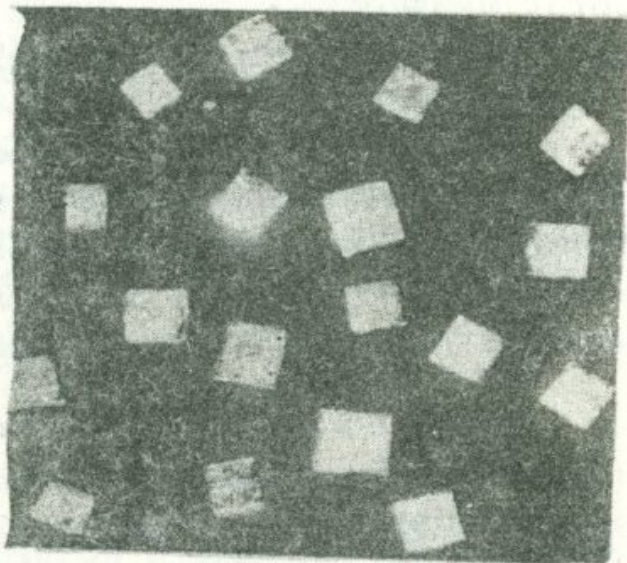
В эту группу объединены: циркон и его разновидности — циртолит и назгит.

Циркон (циртолит — назгит) является одним из наиболее характерных и распространенных акцессорных минералов всех фаций кислого субвулканического комплекса. Устанавливается тесная ассоциация циркона (а также апатита) с магнетитом как внутри, так и в краевых частях его выделений (фиг.90,81). Встречается также в фенокристаллах плагиоклаза и в ассоциации с реликтами первичного темноцветного минерала — вторичным амфиболом, хлоритом, биотитом, сфеном. Кристаллы циркона кислого субвулканического комплекса (фиг.92) по сравнению с цирконом интрузивного комплекса (фиг.93) характеризуются простотой комбинаций. На приведенных рисунках с одинаковым увеличением наглядно видна сравнительная величина (одна из типоморфных особенностей) цирконов субвулканического и интрузивного комплекса. Различные размеры кристаллов циркона фиксируют разные глубины и соответственно разные физико-химические условия образования комплексов.

Размеры кристаллов циркона разных фаций субвулканического комплекса варьируют в пределах от 0,03–0,05 до 0,1 мм. Цвет — розова-



Фиг.94. Акцессорный пирит (I генерация) из пород кислого субвулканического комплекса (Лермонтовский некк), ув.20х.



Фиг.95. Пирит (II генерация) из пород субвулканического комплекса (Лермонтовский некк), ув.20х.

тый. По габитусу различаются следующие типы цирконов: коротко-призматические розово-прозрачные с преобладанием граней (100), более слабо (110) и длинно-призматические розово-слабожелтоватые с гранями (100), (110). Чаще всего первый тип преобладает над вторым. Грани дипирамиды (111) и (131) развиты равномерно. Удлинение 1 : 1, 5 : 2. В некоторых кристаллах ребра слабо округлены, обломаны и иногда искажены (деформированы).

Вместе с прозрачными цирконами в пробах присутствуют кристаллы, содержащие беспорядочно расположенные включения, в том числе и непрозрачных минералов. Некоторые включения удалось определить при больших увеличениях под микроскопом — это иголки раннего апатита, раннего циркона, биотита, магнетита, ильменита. Кроме включений посторонних минералов, в цирконах часто наблюдаются полости, занятые газовой-жидкими включениями. Исследования особенностей свойств циркона по пролам, взятым из пород разных фаций, дали возможность рассматривать их как производные единого субвулканического комплекса. Вместе с цирконом встречается и его разновидность-циртолит (с U, Th) — наэ-гит (с Nb), богатый радиоактивными элементами, сплав которых с NaF дает слабожелтовато-розоватую люминесценцию в ультрафиолетовых лучах.

4. Группа металлогенных акцессорных минералов

Металлогенные акцессорные минералы можно подразделить на две подгруппы: а) сульфиды: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, реальгар, аурипигмент; б) самородные металлы: железо, медь, свинец, цинк и золото (таблица 12).

а. Сульфиды

Пирит наиболее распространенный акцессорный минерал. В зависимости от времени выделения можно различать два разновременных образования (генерации) пирита: ранний (фиг. 94) и поздний (фиг. 95). Наиболее распространенными формами кристаллов ранних акцессорных пиритов являются: (210), (111), (110), (100). Ранний акцессорный пирит (фиг. 94) образуют идиоморфные кристаллы, реже обломки без сростков, покрытых пленкой окислов железа. В некоторых раздробленных зернах наблюдаются псевдоморфозы гематита по пириту. Поздний пирит имеет латуно-желтую

окраску и образует следующие формы кристаллов: (100), — (111), (210) и др.

Для акцессорных пиритов из пород кислого субвулканического комплекса характерными элементами-примесями являются: Cu — 0,01 — 0,03, Pb — 0,1 — 0,001 — 0,003, Zn — 0,01 — 0,03 — 0,003, Ag — 0,001 — 0,0001 — 0,0003, Bi — 0,001 — 0,0003, As — 0,01 — 0,03, Ni — 0,01 — 0,03 — 0,001 — 0,003, Co — 0,01 — 0,3 — 0,03, Mn — 0,01 — 0,03 — 0,001 — 0,003 — 0,005, Ti — 0,01 — 0,03 (0,05) Mg — 0,1 — 0,03 — 0,003; частота встречаемости их составляет 100–50%, в одном случае обнаружена и Hg . Эти элементы-примеси в акцессорных пиритах характерны также для пиритов колчеданной рудной формации Базумского рудного района. Интересно то обстоятельство, что среди элементов-примесей в пирите интрузивного комплекса не было обнаружено As , Bi , а Pb (0,001–0,003), Zn (0,001–0,003), Ag (0,0001) встречаются спорадически (частота встречаемости 20–50%).

Вышеприведенные минералого-геохимические данные вместе с структурно-геологическими (вулканические структуры) и др. особенностями являются одним из подтверждающих факторов генетической связи колчеданного оруденения с материнскими очагами кислого субвулканического комплекса среднеэоценовой вулканогенно-интрузивной ассоциации. Кроме обычных акцессорных пиритов в шлихах обнаружен и скрученный пирит, для образования которого очень характерна (Бородин, 1962) вязкая маточная среда, быстрый спад температуры и давления. Все эти условия типичны для образования субвулканических липаритовых порфиров.

Халькопирит встречается в виде неправильной формы осколков латунно-желтого цвета. В его составе установлены следующие элементы-примеси: Pb , Zn , Ag , Co , Ni , Ti , Mn , Mg , которые характерны также для халькопирита из руд колчеданных месторождений и рудопроявлений района.

б. Самородные металлы.

Самородное железо. Встречается в виде идеальных шариков, образующих сердцевину иоцитсодержащих черных шариков латунно-желтоватого, стально-желтого цвета (фиг. 84).

Самородный свинец представлен неправильными удлиненными крючковатыми выделениями. Цвет свинцово-серый, блеск металлический. Часто зерна покрыты церусситовой пленкой.

Самородная медь встречается в виде листоватых, дендритовидных, крючковатых, ковких выделений. Цвет под бинокуляром медно-красный, часто поверхность ее покрыта пестрой темной побелалостью или реже пленкой малахита и азурита.

5. Группа поствулканических и гипергенных минералов

В рассматриваемую группу входят минералы, образовавшиеся из остаточного расплава кислой магмы, богатого летучими компонентами (F , Cl , SO_4 , B и др.): топаз, флюорит, барит, а также вторичные минералы: феррофранклинит, лимонит, малахит, азурит, диаспор, хлорит, серицит, пиррофиллит, гипс и др. (таблица 12).

Б. Описание породообразующих минералов

Кварц. Встречается в виде фенокристаллов с неправильными бухтообразными контурами (фиг. 6, 12, 13, 24, 25, 60, 61, 68) и округлых, эллипсоидальных зерен с оплавленными оторочками (фиг. 24). Отмечается также и кластические остроугольные обломки кварца в автобрекчиях жерловой фации и контактовых частях субвулканических тел. Размеры зерен колеблются в пределах от 0,5 мм до 3-4 мм и больше. Интересно в интрателлурическом кварце наличие Cu , Pb , Zn , Ga , Ba и др. элементов.

Плагиоклаз (фиг. 26, 68). Наблюдается как в виде таблитчато-призматических кристаллов с характерным полисинтетическим двойникованием (карлсбадского, альбитового законов), так и бесформенных таблитчатых образований с зубчатыми краями, составляющих агрегаты гломеропорфировых скоплений. Размеры зерен от 1 до 4 мм. Фенокристаллы плагиоклаза по составу относятся к ряду олигоклаз-андезина (№ 22-32-33). Характерно наличие в плагиоклазе Cu , Pb , Zn , Ga , Ba , Li и др. элементов.

Роговая обманка (Фиг. 27). Представлена волокнистым актинолитом ($Mg = 1,665 \pm 0,002$, $Mn = 1,653 \pm 0,002$, $Np = 1,639 \pm 0,002$, $2V \approx 80^\circ$), замещающим моноклинный пироксен, от которого остались только характерные контуры. По последнему развиваются также чешуйки хлорита (Mn 1,606- из групп грохаунит-прохлорит), биотита, агрегаты лейкоксена и каплевидного магнетита. Состав элементов примесей выражается: $Cu, Pb, Zn, Ag, Ga, Yt, Yb, Sr, Li, Be, Sn$.

Основная масса (фиг. 5, 6, 13, 24, 25, 60, 61, 68) характеризуется фельзитовой, микрогранитовой, сферолитовой структуры, состоящей из кварцево-калиево-полевошпатового вещества, что четко выявляется при окрашивании. Характерно наличие следующих элементов-примесей: Cu , Pb , Zn , Ga , Mn , Ti , U , Zr , Ba , Sr , Li , Yt , Co , Uv , La , Na , K и др.

Учитывая вышеприведенные данные по составу породообразующих минералов, а также местный геохимический фон пород (К.М. Мурадян, 1966) кислого субвулканического комплекса, можно говорить о наличии в первичной магме Cu , Pb , Zn , Ag и др. элементов, характерных для колчеданных месторождений и рудопроявлений Базумского рудного района. Это вместе с вышеприведенными данными по акцессорным минералам дополняет и уточняет первичную геохимическую (и металлогеническую) специализацию кислого субвулканического комплекса.

Основные закономерности и выводы, вытекающие из изложенного материала, сводятся к следующему.

1. В породах субвулканического комплекса Базумского рудного района установлено более 40 акцессорных минералов: титаномagnetит-магнетит, ильменит(гейкелит), гематит (и мартит), рутил, анатаз, лейкоксен, иоцит, циркон (циртолит, наэгит), апатит, сфен, гранат (гроссуляр), эпидот (цоизит-тулит, клиноцоизит), ортит, шеелит, пирит, скрученный пирит, халькопирит, галенит, висмутин, реальгар, аурипигмент, самородное железо, самородная медь, самородный свинец (с пленкой церуссита), самородный цинк (с пленкой смитсонита), золото, топаз, флюорит, барит, феро-франклинит, и вторичных минералов: лимонит, марказит, пирротин, ковеллин, халькозин, борнит, малахит, азурит, кальцит, диаспор, хлорит, серицит, пирофиллит) и др. Такое разнообразие минералов субвулканического комплекса обусловлено сложностью физико-химических условий формирования разных фаций в близповерхностных и приповерхностных (ранняя порция извергалась на поверхность) условиях.

2. Выявлено, что акцессорные минералы разных фаций (покровных, экструзивных, жерловых и субвулканических) рассматриваемого комплекса обладают сходными особенностями (на примере титаномagnetита-магнетита, ильменита, иоцита, циркона, апатита и др.), выражающимися в аналогичном видовом составе, сохранении

преобладающих форм кристаллов, цвета и состава элементов-примесей. Это позволяет считать вышеуказанные фации комагматичными и скоррелировать их в единый субвулканический комплекс.

3. Изучение морфологических особенностей акцессорных минералов исследуемого субвулканического комплекса и их парагенетических взаимоотношений с породообразующими минералами дало возможность высказать мысль о том, что они выделяются в ходе кристаллизации расплава в широком температурном и временном диапазоне. Выделяются раннемагматические акцессории, которые образовались одновременно с кристаллизацией вкрапленников в интрателлурических условиях (ранний титаномagnetит-магнетит, ильменит, апатит, циркон, иоцит, самородное железо и др.), и позднемагматические образования, которые связаны с процессами амфибизации, биотитизации, мусковитизации (образование каплевидного магнетита II генерации, иоцита, апатита II генерации, циркона II генерации, эпидота и др.), а также постмагматические (поствулканические): флюорит, реальгар, аурипигмент, барит и др.

4. Для субвулканического комплекса характерна акцессорно-минеральная особенность, которая выражается широким развитием первичных рудных акцессорных минералов: пирит (и скрученный пирит), халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин (висмутовый блеск), титаномagnetит-магнетит, ильменит, иоцит; самородные металлы (железо, медь, золото и др.), характерные для руд колчеданной формации.

5. Металлогеническая и геохимическая особенность субвулканического комплекса находит свое отражение в составе и в повышенных содержаниях элементов-примесей в акцессорных (и породообразующих) минералах. Присутствие в первичных рудных акцессориях (и породообразующих минералах) субвулканического комплекса характерных элементов-примесей $Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, As, Hg, Ni, Co, Cr, Ti$ (0,3–1–3%) (Штейнберг Д.С., В.Г.Фоминых, 1961) Mg ($Cr \geq Ni > Co$ В.В.Ляхович, 1960–1967) говорит, с одной стороны, о металлогенической и геохимической специализации этого комплекса и, с другой, об их родстве с базальтоидной магмой (как крайних членов дифференциации).

6. Идентичная минеральная и геохимическая специализация руд и пород кислого субвулканического комплексов (т.е. в минералах руд и акцессорных минералах) является вместе с геолого-

структурными и петрохимическими особенностями дополнительным критерием генетической (с общностью магматического очага) связи колчеданного оруденения исследуемого района с субвулканическим комплексом.

7. Унаследованность ассоциаций акцессорных минералов и элементов-примесей в разных фациях субвулканического комплекса отдельных рудных полей Базумского рудного района, с одной стороны, интрузивного плутонического комплекса, с другой, указывает на их связь с единой эпохой магматизма геосинклинальной стадии развития. Это все дает основание для выделения собственно-геосинклинальных вулканогенных-субвулканических-интрузивных ассоциаций и комплексов для исследуемого района.

Глава IV. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Материалом для изучения геохимических особенностей пород Базумского кислого субвулканического комплекса послужили результаты приближенноколичественных спектральных анализов (из разных фаций), частично приведенных при рассмотрении характеристики тел по отдельным рудным полям. Для выяснения характера распределения элементов-примесей в породах и минералах субвулканического комплекса и для сравнения вулканогенных и интрузивных комплексов, было использовано 527 приближенноколичественных анализов пород (точечных и площадных проб) и 104 анализа акцессорных, породообразующих и рудных минералов, а также основной массы. Результаты анализов пород и минералов сравнивались с кларками этих элементов в соответствующих типах пород по А.П.Виноградову (1962).

В последнее время при металлогенических исследованиях выдвигается на передний план определение местного геохимического фона для выявления (сопоставления) специализированных магматических комплексов (А.А.Беус, С.В.Григорян, В.Н.Котляр, М.Г.Руб, М.А.Фаворская, В.С.Коптев-Дворников, Н.К.Разумовский, Д.А.Родионов, А.П.Соловов, Р.И.Дубов, И.П.Шарапов, Р.Л.Миллер, Дж.С.Кан, 1965 и др.). С этой целью нами с помощью обработки геохимического материала методами математической статистики, был вычислен местный геохимический фон (кларк), наиболее характерных для ме-

таллогении исследуемого района элементов - индикаторов: Cu , Pb , Zn , Ag .

Методика определения местного геохимического фона химических элементов пород субвулканического комплекса.

Определение местного геохимического фона химических элементов в различных горных породах (комплексах) является одной из основных задач при металлогенических исследованиях, так как каждый анализ горной породы характеризуется случайным значением содержаний в нем тех или иных элементов. При объективной оценке местного кларка методами математической статистики становится возможным выявление геохимических особенностей горных пород (комплексов) исследуемого района.

В области геохимических исследований применение методов математической статистики и теории вероятности с каждым годом приобретает возрастающее значение, так как дает возможность уточнить многие геохимические характеристики горных пород и минералов и по-новому осознать различия между ними. Обработка полученных аналитических данных методами математической статистики дает возможность определить вероятностный закон их распределения, позволяет установить наиболее вероятное значение измеряемых величин ($\bar{C}_f$, $\bar{C}_f$) и пределы их колебаний ε , S (стандартное отклонение при нормальном распределении, стандартный множитель при логнормальном распределении). Множество природных распределений, рассматриваемых при металлогенических (геологических, геохимических, геофизических) исследованиях, удовлетворительно описываются (аппроксимируется) нормальным или логарифмически нормальным законом (Н.К.Разумовский, 1948, 1962; А.П.Соловов, 1964, 1965; О.К.Мезенцев, В.М.Ратников, С.А.Скороспелкин, 1965).

При статистической обработке аналитических данных для определения местного геохимического фона (местного кларка) мы пользовались интегральным графиком распределения накопленных частот на специальном вероятностном трафарете (О.К.Мезенцев, В.М.Ратников, С.А.Скороспелкин, 1965). Соответствие полученных графиков тому или иному математическому закону распределения проверялось с помощью критерия Колмогорова с пятипроцентным доверительным интервалом ($\lambda = 1,35$). Данный метод (график инте-

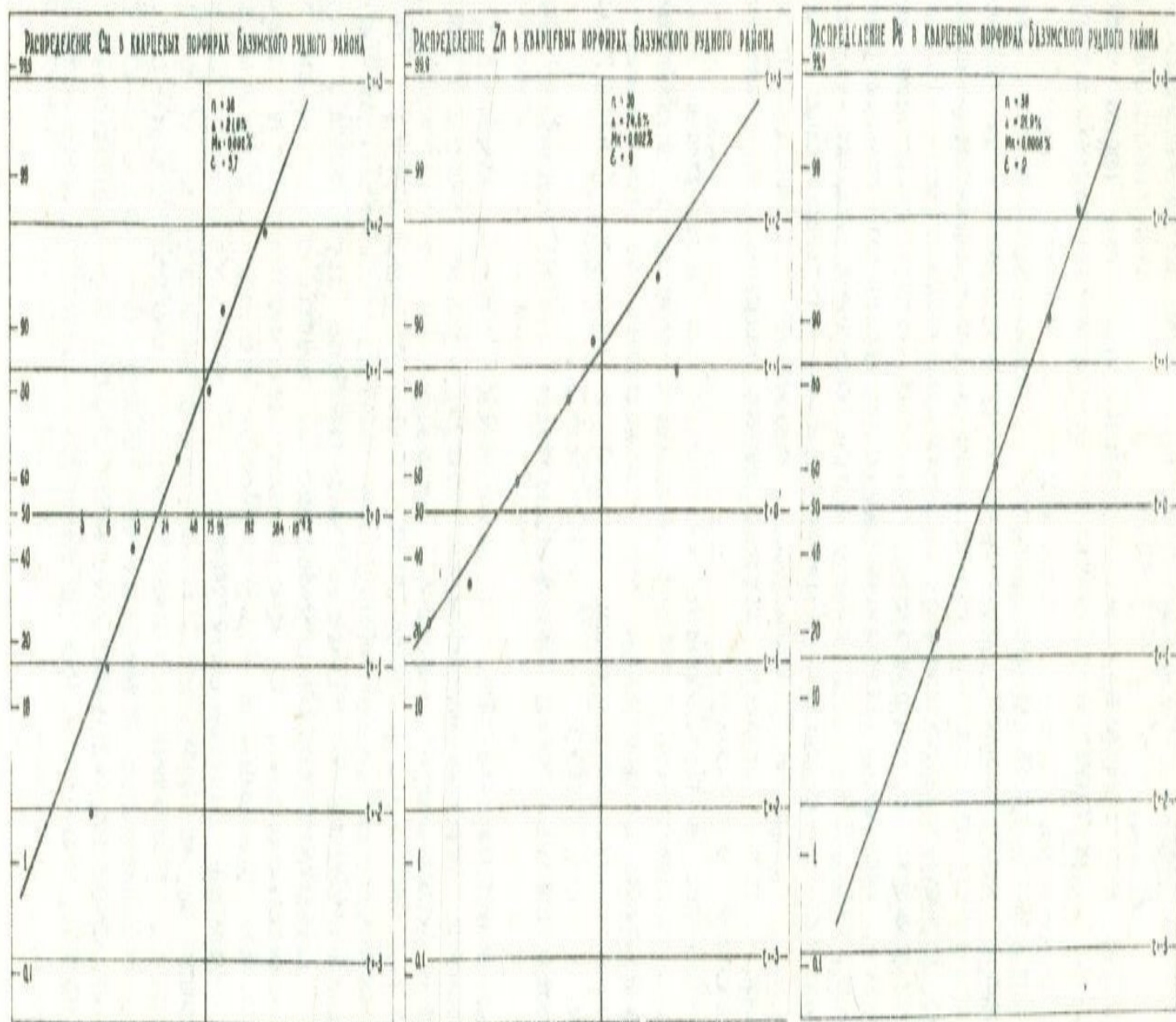
графальной функции распределения, построенный на вероятностной бумаге трафарете $(\phi(x) = \int_{-\infty}^x \varphi(x) dx)$ является наиболее приемлемым, а иногда и единственно правильным при обработке дискретных результатов приближенноколичественного спектрального анализа.

Исходя из металлогенической специализации исследуемого района, нами был определен местный геохимический фон (Мк-Сф) меди, цинка и свинца в относительно свежих и гидротермально измененных породах кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района. Результаты статистической обработки данных о распределении содержания меди, цинка и свинца в липаритовых порфирах приведены на фиг. 96, 97. Поведение остальных рудных элементов здесь не рассматривается. Было установлено, что распределение Cu , Zn и Pb как в свежих, так и в гидротермально измененных липаритовых порфирах приближенно подчиняется логарифмически нормальному закону.

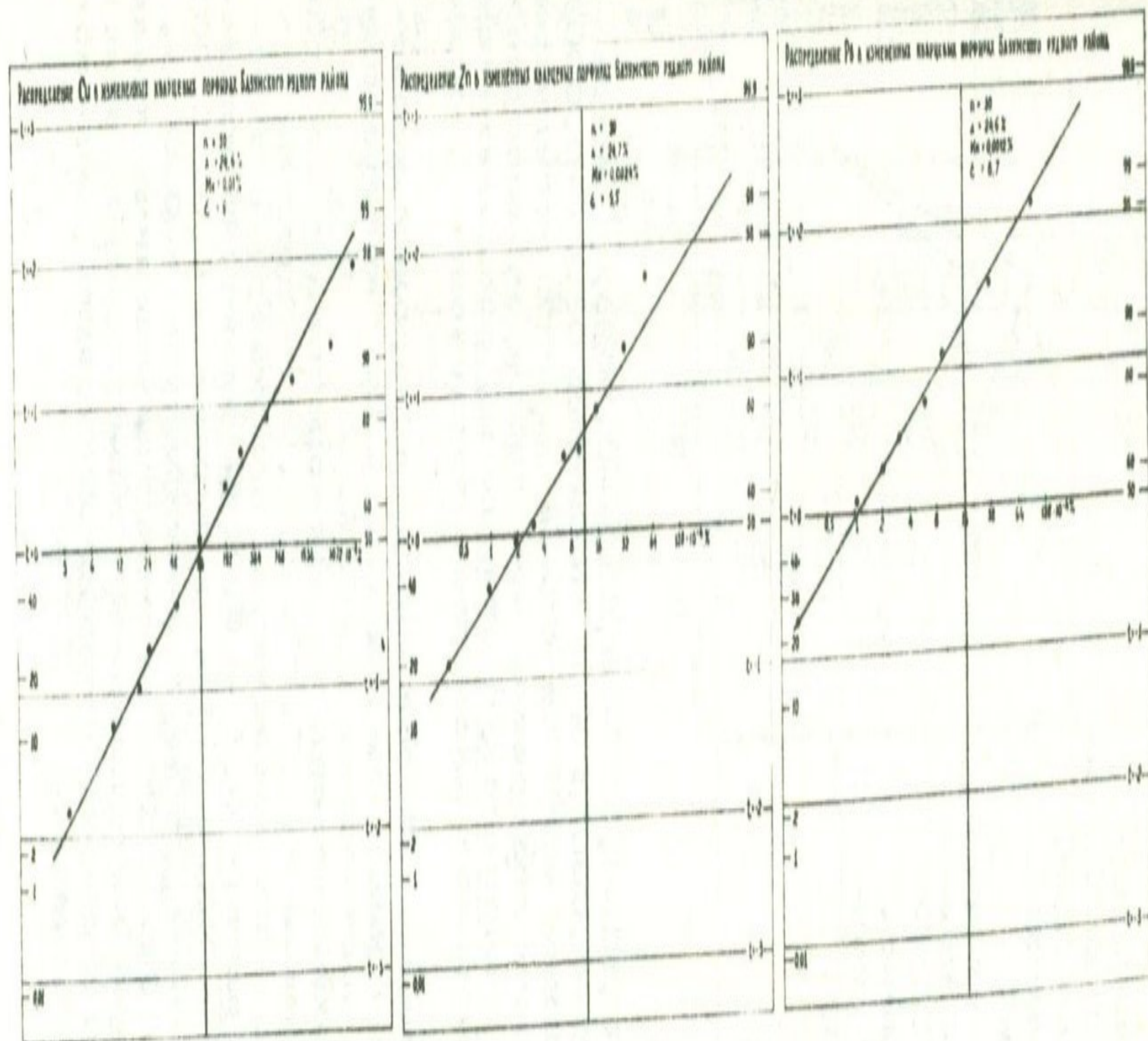
В таблице 16 приведены значения местного кларка меди, цинка и свинца в породах кислого субвулканического комплекса. Они определены вышеуказанным методом на основе наиболее представительных проб (точечных-площадных проб свежих (38(I52)-2000 кг) для измененных (30(I20) - 1500 кг).

Ниже рассмотрим геохимическое поведение отдельных металлических элементов:

М е дь. Результаты таблицы 16 позволяют заключить, что местный кларк меди в свежих липаритовых порфирах составляет 0,002%, что соответствует кларку этого элемента для кислых пород (граниты, гранодиориты и др., по А.П.Виноградову, 1962), Чувствительность спектрального анализа на медь составляет 0,0001%. Наличие меди установлено почти во всех пробах. Примесь меди характерна для всех породообразующих и акцессорных минералов рассматриваемого комплекса. О формах нахождения этого элемента мы можем судить по данным изучения искусственных проб и спектральных анализов ряда акцессорных и породообразующих минералов. В искусственных пробах медь присутствует в виде халькопирита и самородной меди. Главная же масса меди содержится в виде примесей в титаномagnetитах (магнетитах) от 0,01-0,03% до 0,003%, ильменитах 0,01-0,003%, гематитах 0,01%, иоцитах 0,001-0,003%, пиритах 0,01-0,03%, а также в амфиболах (актинолитах)



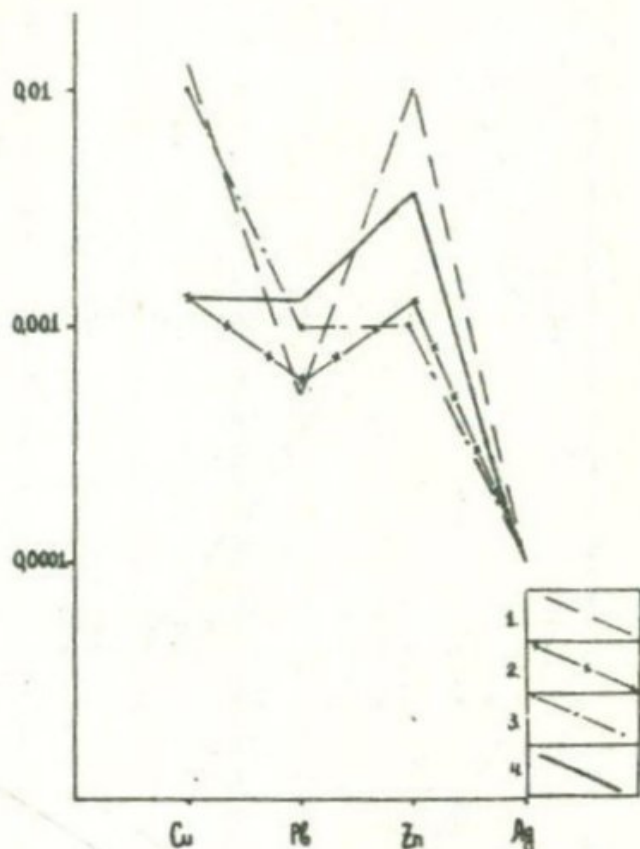
Фиг.96. Распределение содержания Si , Zr , Pb в липаритовых (кварцевых) порфирах Базумского рудного района (результаты статистической обработки геохимических данных).



ил. 57. Распределение содержания Cu , Zn , Pb в гидротермально измененных липаритовых (кварцевых) порфирах Базумского рудного района (результаты статистической обработки геохимических данных).

Фиг. 98. Геохимическая-корреляционная характеристика (распределение элементов - примесей: Cu, Pb, Zn, Ag)

комагматических пород вулканогенно-интрузивной ассоциации среднего эоцена Базумского рудного района. 1. Вулканогенный комплекс. 2. Субвулканический комплекс. 3. Интрузивный комплекс. 4. Кларк в кислых породах земной коры (по А.П.Виноградову, 1962 . .).



0,001–0,003%, плагиоклазах 0,01–0,03 – 0,0001–0,0003%, интра-теллурических кварцах 0,0001–0,0003% и в эпидотах 0,001–0,0003%. Такие закономерности содержания меди от более ранних минералов к более поздним дает основание говорить, что часть акцессорной меди была захвачена еще в магматическую стадию и, следовательно, исходная магма, из которой образовались рассматриваемые породы, была обогащена медью.

Ц и н к. Местный геохимический фон цинка в породах исследуемого комплекса значительно ниже кларка (по А.П. Виноградову, для кислых пород: 0,006%) и составляет 0,002%.

Геохимическая характеристика этого элемента тесно связана с поведением Mg^{2+}, Fe^{2+} , что приводит к накоплению цинка в минералах этих элементов. Например, в титаномагнетите (магнетите) содержится 0,1 – 0,003% цинка, в ильмените – 0,001%, в гематите – 0,001–0,003%, в пирите – 0,01–0,003%, в амфиболе (актинолите) – 0,01–0,003%, в плагиоклазе – 0,003%, в кварце – 0,003%, в эпидоте – 0,003%. Результаты приведенных анализов (а также наличие акцессорного сфалерита, самородного цинка) говорят о наличии акцессорного цинка в породах субвулканического комплекса еще в магматическую стадию.

Фоновые содержания основных металлических элементов пород
кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района

Таблица 16

Породы	Математический закон распределения	Э л е м е н т ы									
		Медь (Cu)			Цинк (Zn)			Свинец (Pb)			Серебро
		П	Мк(СФ)	ξ(S)	П	Мк(СФ)	ξ(S)	П	Мк(СФ)	ξ(S)	Мк(СФ)
Свежие липаритовые порфиры	Логнормальный	38(I52)	0,002	3,7	30(I20)	0,002	9	38(I52)	0,0008	2	0,000I
Измененные липаритовые порфиры	Логнормальный	30(I20)	0,0I	6	30(I20)	0,0024	9,5	30(I20)	0,00I2	6,7	
Кларк в кислых породах (граниты, гранитоиды ...) земной коры по А.П.Виноградову (I962)			0,002			0,006			0,002		0,000I

П - количество проб, по которым определялась величина геохимического фона

Мк(СФ) - местный кларк или величина геохимического фона (среднее геометрическое) в весовых %.

ξ(S) - стандартный множитель.

С в и н е ц. Местный кларк свинца в рассматриваемых образованиях составляет 0,0008%, это более чем в два раза ниже кларка (по А.П.Виноградову в кислых породах: 0,002%).

Наличие свинца установлено в 90% всех проанализированных акцессорных и породообразующих минералов. Свинец присутствует в виде акцессорного галенита и самородного свинца. Свинец установлен в титаномagnetите (магнетите) — 0,01–0,003%, в ильмените — 0,001%, в гематите — 0,001–0,003%, в пирите 0,1% до 0,0001–0,0003%, в амфиболе (актинолите) 0,03–0,003%, в эпидоте 0,01–0,003%, в интрателлурическом кварце 0,003%, в эпидоте 0,03–0,003%. Рассматриваемые данные говорят также о насыщенности первоначальной магмы этим элементом.

С е р е б р о. Содержание серебра в свежих липаритовых порфирах в подавляющем большинстве случаев находится ниже и в пределах чувствительности анализа (0,0001%). В редких случаях оно превышает этот предел. Сравнительная большая концентрация серебра обнаружена в пирите — 0,001–0,0001–0,0003%, в амфиболе (актинолите) — 0,0001%, в плагиоклазе 0,0003% и в эпидоте — 0,0001%. Из вышеизложенного вытекает, что геохимическая специализация пород субвулканического комплекса выражается в существовании металлических элементов в виде собственных акцессорных минералов и в присутствии их в виде примесей в первичных акцессорных и породообразующих минералах, что свидетельствует о богатстве исходной магмы этими элементами. В гидротермально измененных породах субвулканического комплекса содержание меди резко возрастает и достигает 0,01%. Наблюдается также незначительное возрастание содержаний свинца и цинка (фиг.97, таблица 16).

Характерной особенностью поведения меди, свинца и цинка в свежих липаритовых порфирах является более равномерное распределение этих элементов по сравнению с их гидротермально измененными разностями, на что указывают значения стандартного множителя (Е—таблица 16). В этом отношении некоторое исключение составляет цинк, неравномерности распределений которого в свежих и гидротермально измененных разностях липаритовых порфиров незначительны. В гидротермально измененных разностях липаритовых порфиров содержание серебра значительно чаще превышает пределы чувствительности анализа. Встречаются пробы с содержанием

серебра от 0,0001 до 0,003%. Таким образом, намечается значительное возрастание содержания серебра в гидротермально измененных липаритовых порфирах.

Сравнивая между собой геохимические особенности в части металлогенных элементов пород известково-щелочного субвулканического, вулканогенного и интрузивного комплексов Базумского рудного района, можно прийти к выводу, что по характеру распределения содержания меди и цинка они отличаются малой вероятностью, но по характеру распределения содержания свинца все породы единой вулканогенной, субвулканической, интрузивной комплексов весьма сходны между собой (фиг.98). Эти данные, с одной стороны, указывают на общность материнского магматического очага, а с другой стороны, свидетельствуют о направленности магматических процессов и наличии локальных физико-химических условий поведения и внедрения магмы при образовании пород вулканогенно-интрузивной ассоциации. Повышенное содержание некоторых металлических элементов (Cu , Zn) в породах известково-щелочного вулканогенного комплекса, по-видимому, следует объяснить изливанием недифференцированной магмы на поверхности в ранних этапах геосинклинального развития района. Дальнейшее развитие магматического очага во времени и в пространстве привело к дифференциации магмы и изливанию ее на поверхность в виде кислых вулканических образований с сравнительно низким (кларковым) содержанием металлических элементов. Чуть позже (или одновременно) были внедрены известково-щелочные интрузивы, геохимические черты которых свидетельствуют об их комагматичности с известково-щелочным вулканогенным комплексом, с одной стороны, и известково-щелочным субвулканическим комплексом, с другой стороны (фиг.98).

Относительно пониженное содержание металлических элементов в породах субвулканического комплекса очевидно связано со значительной дифференциацией исходной магмы в очаге, вероятно, во вторичных камерах верхних структурных ярусов. Это способствовало выделению и концентрации металлических элементов в составе рудоносных газогидротерм, приводящих к образованию фаций вторичных кварцитов и пропилитов с серноколчеданной, медно-мышьяковой, медноколчеданной и колчеданно-полиметаллической стадиями, а также удалению их в виде газообразных летучих сое-

динений при излиянии кислой магмы. Значение дифференциации магмы в камерах верхней части земной коры для накопления и отделения (сбрасывания) летучих рудоносных компонентов отчетливо проявляется на примере современных активных вулканических областей — Камчатско-Курильская дуга, Япония, Индонезия, США (С.И. Набоко, Д.С. Коржинский, Ш.Ивао, Д.Е. Уайт, Е.Т.Андерсон, Д.Е. Груббе, 1965, 1969 и др.) и хорошо обосновывается на примере изученных отдельных рудоносных палеовулканов (некков) исследуемого рудного района и подтверждается экспериментальными исследованиями Н.И. Хитарова, А.А. Кадика, Е.Б. Лебедева и др. (1963, 1965, 1969).

Таким образом, изучение особенностей некоторых металлических элементов: Cu , Pb , Zn , Ag , пород кислого субвулканического комплекса позволило сделать следующие выводы:

1. На примере исследуемого района (Базумский рудный район) установлена эффективность применения методов математической статистики при определении местного геохимического фона, что является одной из основных задач при металлогенических и геохимических исследованиях. При этом мы пользовались интегральным графиком распределения частот на специальном вероятностном трафарете. Соответствие полученных графиков тому или иному математическому закону распределения проверялось с помощью критерия Колмогорова ($\lambda = 1,35$, $P(\lambda) = 0,05$).

2. Установлено, что распределение металлических элементов в свежих породах и их гидротермально измененных разностях субвулканического комплекса исследуемого рудного района приблизительно подчиняется логарифмически нормальному закону.

3. Определен местный геохимический фон (кларк) меди, свинца и цинка в липаритовых порфирах, который соответственно составляет для меди 0,002%, что соответствует его кларку в кислых породах земной коры, для цинка — 0,002%, для свинца — 0,0008%.

4. Намечается значительное возрастание содержания серебра (до 0,003%), а также меди, свинца, цинка в гидротермально измененных разностях липаритовых порфиров, по сравнению с их свежими разностями, где содержание серебра составляет 0,0001%.

5. Наиболее конкретным индикатором рудоносности (в частности колчеданности) субвулканического комплекса является не только металлогеническая специализация, но и минеральная специализация, выражающаяся в наличии аксессуарных рудных минералов: халь-

ном близповерхностного характера (таблица 17). Отметим, что основные закономерности металлогении тектоно-магматических комплексов Малого Кавказа (Армянской ССР) изложены в многочисленных ценных работах В.Н.Котляра, В.Г.Грушевого, О.С.Степаняна, И.Г.Магакьяна, С.С.Мкртчяна, Б.С.Вартапетяна, Ш.А.Азизбекова, Г.С.Дзюценидзе, Г.А.Твалчредидзе, (1932-1969) и мн.др. Этими исследователями установлена тесная взаимосвязь минерализации с этапами развития структур и магматизма, а также зависимость между характером тектоники, магматическим комплексом, составом и типом минерализации.

На основании геологического строения, истории формирования, магматизма и металлогении И.Г.Магакьян (1954-1966) в пределах Армянской ССР выделяет следующие три структурно-металлогенические зоны, имеющие поясовое расположение: 1. Алаверди-Кафанская; 2. Памбак-Зангезурская; 3. Севано-Амасийская. В пределах каждой структурно-формационной и металлогенической зоны выделяется несколько тектоно-магматических комплексов.

Рассматриваемый нами Базумский рудный район является западной (центральной) частью Севано-Амасийской зоны (по И.Г.Магакьяну, 1954, 1966) и характеризуется особенностями зоны глубинных разломов. Зона глубинных разломов (со своими многочисленными ответвлениями), заложенная еще в верхней юре, играла важную и основную роль при формировании структур и обусловила тесную взаимосвязь магматизма и металлогении района. Рудный район характеризуется большими мощностями (6-7 км) вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных образований мела и палеогена. Здесь выделяется несколько структурных ярусов, которые формировались в течение длительного периода времени. Общий план связанных и разрывных нарушений почти совпадает во всех структурных ярусах. Такой унаследованный тип развития структур характерен для крупных длительно развивающихся прогибов, примером которых является данный рудный район (А.А.Габриелян, 1959, 1964).

Специфичной особенностью магматизма всей зоны разломов является линейно вытянутое (общекавказское) - СЗ направление всех магматических образований, контролируемых региональными связными и разрывными нарушениями. Здесь встречаются все разнообразие фации глубинности магматических образований. Автор рассматривает их в виде трех комплексов: вулканогенного, субвулканиче-

ского, интрузивного. Изучение структурно-геологических, петрографических, петрохимических, акцессорно-минеральных и геохимических особенностей рассматриваемых магматических комплексов дало основание говорить, что они взаимосвязаны и соответствуют определенным этапам тектонического развития среднеальпийской складчатой области Малого Кавказа. Эти комплексы, питавшиеся из единого магматического очага, образовали две вулканогенно-интрузивные ассоциации: среднеэоценовую и верхнеэоценовую. В процессе эволюции магматического очага в зависимости от тектонической обстановки могли возникать очаги, приводящие к появлению вулканогенных, субвулканических и, с другой стороны, интрузивных образований (комплексов). К ранней стадии среднеальпийского этапа (верхняя юра ? - верхний мел) относится комплекс гипербазитов и габброидов, с которыми связаны месторождения хромита и проявления платины.

Магматизм и металлогения исследуемого района в палеогене генетически тесно связаны и отражают общую историю геотектонического развития зоны долгоживущих глубинных разломов. Ниже остановимся на вопросах выяснения основных характерных черт металлогении Базумского рудного района и обоснования связи минерализаций, сопровождающихся метасоматическими изменениями определенного состава, с специализированными магматическими комплексами, уделяя при этом основное внимание взаимоотношениям и контролю различных факторов (пространственная, временная, минералого-геохимическая, физико-механическая, фациально-генетическая и др.) колчеданной минерализации и кислого субвулканического комплекса.

Среди среднеэоценовой вулканогенно-интрузивной ассоциации отдельные магматические комплексы характеризуются некоторыми специфичными акцессорно-минералогическими и металлогеническими особенностями (фиг. I7). Минерализация проявлена сопряженно, с одной стороны, в тесной пространственной связи с субвулканическим комплексом и, с другой стороны, с вулканогенным и гипабиссальным плутоническим комплексом. В последнем случае она представлена контактово-метасоматическими гидротермальными рудопрооявлениями (Якшатова-балка, Блдргани юрт и др.) прожилково-вкрапленных медно-гематит-магнетитовых руд в кварц-биотитовых измененных зонах экзо-эндоконтактовых частей интрузивов. Ранний

Металлогеническая и акцессорно-минеральная характеристика среднеэоценовой
магматической ассоциации Базумского рудного района

Таблица 17

Комп- лексы	Фациальный со- став комплекса	Акцессорно-минеральная специализация	Руд- ные поля	Основные место- рождения и ру- допроявления	Кинетический тип минера- лизации	Фации метасома- тизма
Интрузивный	Габброиды, квар- цевые диориты, гранодиориты	Циркон, апатит, сфен, магне- тит, ильменит, пирит, халь- копирит, самородные медь, цинк.	Дилижанский, Тандзутский, Пушкинский, Чибухлинский	Якшатова, Блдрган и др.	Пневмато- гидротермаль- ный: медно-ге- матит-магне- титовый	Кварц-биотито- вый-мусковитовый
Субвулканический	Липарито-даци- товые, липарито- вые (кварцевые) порфиры	Титаномagnetит-магнетит, ильменит, иоцит, пирит, скрученный пирит, халько- пирит, галенит, сфалерит, висмутин, реальгар, кино- варь, самородные золото, железо, медь, свинец, цинк, флюорит, барит, циркон, апа- тит, сфен, рутил, эпидот.		Арцруни, Маймех- ское, Казачий- бугор, дарбас, Памбак, Арчут, Тандзут, Бари- Андраники джур, Ванадзор, Жда- нов, Заман, Пушкинское, Чер- нореченское, Ру- докоп, Желтореч- енское, Арма- нис и др.	Гидротермальный, медно-мышья- чеданный, кол- чеданный-полиметаллический (и золоторудный)	Монокварцевый, кварц-диаспоровый, кварц-алунитовый, кварц-баритовый, кварц-диккитовый, кварц-пирофиллито- вый, кварц-серици- товый, кварц-хло- рит-серицитовый, пумпеллиит-альбит- хлоритовый, хлорит- карбонатный, ам- фибол-эпидотовый
Вулканогенный	Андезито-базаль- ты, андезиты, андезито-дациты	Апатит, циркон, сфен, лей- коксен, аурипигмент, ре- альгар, титаномagnetит, пирит, халькопирит		Среднее тече- ние р. Вана- дзор	Гидротермальный, медный	Эпидот-хлоритовый (с пренином, цеоли- том, опалом).

вулканогенный комплекс практически непродуктивен, наблюдаются только проявления медно-цеолитовых руд, приуроченных к корням потоков миндалекаменных андезито-базальтов, сопровождаясь халькопиритом, цеолитом, пренимом, хлоритом, опалом, эпидотом, (клиноцоизитом) (рудопроявления среднего течения р.Ванадзор).

Для Базумского рудного района наиболее характерными являются серноколчеданное, медномышьяковое, медноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденения. В вопросе о связи колчеданного оруденения исследуемого рудного района Армении с тем или иным магматическим комплексом исследователи придерживаются различных мнений. Нашими исследованиями подтверждаются мнение тесной пространственной и генетической связи оруденения с кислым субвулканическим (или кислым вулканогенным) комплексом (в смысле общности родоначального очага), в пользу которого говорят следующие факты:

Тесная пространственная приуроченность оруденения к жерловым фациям липаритовых (кварцевых) порфиров, внутри которых находится оруденение, морфологически контролируясь вулканическими структурами.

Совпадение фаций глубинности руд и суовулканических (жерловых) тел; сходные фациальные особенности магматических пород и руд, возникших в одинаковых условиях (т.е. во всех рудных полях одноименные палеовулканы: Арцруни, Казачий-бугор, Тандаут, Арчут, Черная речка и др. являются вмещилищем одноименных месторождений и рудопроявлений).

Близкий возраст колчеданного оруденения и жерловых, суовулканических пород, по данным определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, в пределах 42-47-49 млн.лет.

Приуроченность зон метасоматического изменения (вторичные кварциты и пропилиты) в основном к жерловым и субвулканическим фациям липаритовых порфиров (которые имеют самую большую эффективную пористость: 1,00 - 1,33, табл.7).

Вытянутые или концентрические горизонтальная и вертикальная зональности фаций метасоматического изменения вокруг неков Арцруни, Тандзут, Черная речка, Желтая речка, Арчут и др.

Присутствие одних и тех же минералов (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.) как в рудах, так и в виде аксессуарных минералов в жерловых и субвулканических породах (акцессорно-минеральная специализация):

Одинаковый набор (и повышенные содержания) элементов-примесей в акцессорных и породообразующих минералах пород субвулканического комплекса, в метасоматитах и минералах руд (унаследованная геохимическая – металлогеническая специализация: Cu , Pb , Zn , Ag и др.);

Наличие идентичных минералов среди последних продуктов магматического процесса в жерловых субвулканических и околорудных метасоматических породах.

Из вышеизложенного вытекает, что в пределах среднеэоценовой вулканогенно-субвулканическо-интрузивной ассоциаций Базумского рудного района наиболее перспективным и продуктивным в металлогеническом отношении, является рассматриваемый субвулканический комплекс.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ, ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ДАЛЬНЕЙШИМ РАБОТАМ

Исследуемый рудный район представляет собой крупную зону глубинных разломов, дугообразно вытянутую в северо-западном направлении и зажатую между Сомхето-Карабахской и Анкавано-Сюникской антиклинальными зонами. Этот район выделяется в виде самостоятельной структурной металлогенической единицы как центральная часть западного окончания Амасия-Акеринской металлогенической зоны.

Зона глубинных разломов со своими многочисленными ответвлениями, заложенная еще в верхней юре, играла важную и основную роль при формировании структур и обусловила тесную взаимосвязь магматизма и металлогении района. В нем нами выделяются несколько структурных ярусов: верхнеюрский (?) – нижнемеловой (?) верхнемеловой, ниже-среднеэоценовый, выше-эоценовый – нижеолигоценовый, среднеолигоцен-миоценовый и послемииоценовый (верхнемиоцен-среднеплиоценовый, верхнеплиоцен-четвертичный). Наиболее важным в металлогеническом отношении является среднеэоценовый (средний) структурный ярус. Он характеризуется широким развитием пород покровной, экструзивной, субвулканической, жерловой фаций субвулканического комплекса с метасоматическими фациями вторичных кварцитов, пропилитов и тесно ассоциированным с ними

колчеданным оруденением. Наличие этих ярусов фиксируется перерывами и трансгрессивными залеганиями свит, которые формировались в течение длительного периода времени. Общий план связанных и разрывных нарушений почти совпадает во всех структурных ярусах. Унаследованный тип развития структур характерен для крупных длительно развивающихся прогибов, примером которых является исследуемый рудный район. Район характеризуется также наличием очагов (эпицентров) землетрясений, густым расположением изолиний силы тяжести и многочисленными минеральными источниками. Это позволяет допустить возможность неоднократного обновления глубинных разломов и их активную "жизнь" в современную геологическую эпоху.

Магматизм исследуемого района генетически тесно связан с историей геотектонического развития зоны глубинных разломов. Специфичными и характерными особенностями магматизма всей зоны разломов является линейно вытянутое (общекавказское — СЗ) направление всех магматических образований, контролирующихся региональными связными и разрывными нарушениями. Здесь встречаются все разновидности глубинности магматических образований. Автором они рассматриваются в виде трех комплексов: вулканогенного, субвулканического, интрузивного. Эти комплексы взаимосвязаны и соответствуют определенным этапам тектонического развития среднеальпийской складчатой области Малого Кавказа, образовавшим две вулканогенно-интрузивные ассоциации: среднеэоценовую и верхнеэоценовую. Детально изучена среднеэоценовая вулканогенно-интрузивная ассоциация, расчленены и рассмотрены отдельные: вулканогенные, субвулканические и интрузивные образования (комплексы) с характерной для них минерализацией и развитием метасоматического изменения. Подтверждено представление о том, что определенные магматические комплексы характеризуются металлогенической и минералого-геохимической особенностями: так с гипербазитовым и габброидовым комплексом связана хромитовая (и слабее никелевая, магнезитовая, асбестовая, тальковая и платиновая) минерализация; с кислым известково-щелочным интрузивным комплексом — контактово-метасоматическая медно-гематит-магнетитовая минерализация, а с субвулканическим комплексом — колчеданная минерализация, сопровождающаяся фациями вторичных кварцитов и пропилитов.

Наши детальные исследования в пределах Базумского рудного района позволили внести некоторые коррективы в представления о сложнофациальном геологическом характере субвулканического комплекса среднего эоцена и по-новому рассмотреть закономерности в условиях его образования и связанного с ним близповерхностного оруденения; его тесную связь, с одной стороны, с вулканогенным и, с другой стороны, с интрузивными известково-щелочными комплексами.

1. Геологические условия формирования субвулканических образований в пределах района весьма сходны, что дало основание впервые выделить собственно "кислый субвулканический комплекс". Многочисленные субвулканические тела представлены экструзивной, жерловой и субвулканической фациями. Крупных по занимаемой площади субинтрузивных тел нет. Фактически мы имеем дело с разнотипными фациями субвулканического комплекса, закономерно тяготеющими к разрывным нарушениям. Это дайки, переходящие в купол (в раздувах), жерла, жерла(неки) с субвулканическими штокообразными телами и покровы. Различные суждения, высказанные исследователями о характере этих образований, по всей вероятности, вызваны, с одной стороны, сложностью морфологии и характера становления разных фаций субвулканического комплекса вообще, с другой стороны, тем, что до сих пор эти образования не были специально изучены. Рассматриваемые фации субвулканического комплекса характеризуются комагматичностью, которая выражается общим сходством геолого-структурных, петрографо-петрохимических, физико-механических, геохимических и акцессорно-минералогических особенностей.

2. Рассматриваемые одноименные палеовулканические аппараты: месторождения и рудопроявления в структурно-геологическом отношении приурочены к крыльям крупных связанных нарушений. Они располагаются на северных и южных крыльях региональной Агстев-Чкханской антиклинали и контролируются древними региональными разрывными нарушениями (Маймех-Тандзутский-Пушкинский-Чибухлинский, вероятно, поверхностным отражением ответвленных зон глубинных разломов), заложенными еще до формирования вулканических построек на фоне развития связанных нарушений и определившими (контролирующими) положение последних. Региональные разрывные нарушения, простирающиеся в северо-западном направлении по всему району, в целом контролируют центры кислых среднеэоценовых

вулканов (жерла), образуя локальные вулканические структуры (по представлениям А.Н.Заварицкого (1936), В.Н. Котляра (1955-1970), до сих пор неправильно принимающиеся как оси антиклиналей или брахиантиклиналей (например: Тандзутская "антиклиналь", Казачья-бугорская "антиклиналь", Арчутская, Чернореченская и др.)). Образование этих вулканических структур обусловлено сочетанием огромных внутренних напряжений земной коры под воздействием магмы снизу вверх и омоложения региональных разломов. Вулканические структуры, т.е. структуры палеовулканов, были выявлены при помощи сравнительного изучения элементов залегания пород толщи базумской свиты и жерловых, субвулканических тел, а также интерпретацией данных, полученных при изучении свежих и метасоматически измененных пород кернавого материала скважин, горных выработок, пройденных вокруг и внутри этих тел, в сочетании с данными поверхностных геологических разрезов и площадных наблюдений.

3. Многочисленные кислые полифациальные субвулканические тела, развитие в пределах среднеэоценового вулканогенного комплекса, повсеместно прорывают последний (нижнюю ширакскую туфоосадочную и базумскую вулканогенную свиты, представленные андезитами и андезито-дацитами). Это фиксируется на примере почти всех тел и выражается пальцеобразными, извилистыми и крутыми контактами, раздроблением и растаскиванием порфировых выделений, флюидалностью основной массы, контактовым воздействием, выраженным уплотнением, образованием вторичного кварца, амфибола, эпидота, магнетита, лейкоксена и т.д., наличием ксенолитов, подстилающих и вмещающих пород (эти ксенолиты слабо изменены, что свидетельствует о быстром остывании внедрившейся магмы). Все это дает основание считать, что рассматриваемые субвулканические образования не могут относиться к самым древним образованиям эоцена. Наоборот, в силу их прорывающего характера (прорывание всего вулканогенного комплекса среднего эоцена) они должны быть отнесены к относительно молодым образованиям, возраст которых нужно датировать завершающей фазой вулканогенного комплекса - средним эоценом. Геологический возраст субвулканических образований подтверждается также их радиологическими определениями - абсолютный возраст по калий-аргоновому методу: 42-45-47-49 млн. лет.

4. Образование этого комплекса в общем ходе развития магматизма рассматриваемого района совпадает с началом тектонических движений, имевших место в конце образования среднеэоценового вулканогенного комплекса, и с началом образования интрузивного комплекса. Намечается, что на общем фоне магматизма кислый субвулканический комплекс приурочен к последней фазе дифференциации среднеэоценового магматического очага.

5. Рассматриваемые субвулканические образования распространены в пределах отдельных рудных полей: Дилижанского, Тандзутского, Ширакского, Анкадзорского, Пушкинского и Чибухлинского. Колчеданная минерализация в пределах этих полей контролируется теми же тектоно-вулканическими нарушениями регионального значения, к которым приурочены нейки – жерловые фации кислого субвулканического комплекса. В пределах локальных вулканических структур (жерловых структур) перемещения (вдоль этих нарушений) в дальнейшем неоднократно возобновлялись. На раннем этапе оно было связано с пульсирующим поступлением магм, в дальнейшем – с рудной тектоникой и ее омоложением, которое приводило к раздроблению пород жерловой и субвулканической фаций: рассланцевание, раздробление межпластовыми срывами и рудоотложение.

6. В пределах отдельных рудных полей внутри и вокруг этих вулканических построек наблюдается четкая взаимозависимость между горизонтальной и вертикальной зональностью метасоматических фаций вторичных кварцитов и пропилитов и тремя стадиями минерализации телескопированными и разобщенными во времени и в пространстве. При этом наблюдается, что ранняя серноколчеданная стадия везде тесно сопровождается кварц-пиррофиллитовой, (кварц-серицитовой), монокварцевой фациями изменения; медноколчеданная стадия сопровождается кварц-серицит-хлоритовой, монокварцевой; колчеданно-полиметаллическая – кварц-серицитовой фацией изменения. Синхронная метасоматическая измененность и минерализация носили пульсационный (полиасцедентный) характер во времени и в пространстве, образуя зональность вокруг вулканических структур.

Следовательно, вышеуказанные фации являются основным поисковым критерием для обнаружения слепых рудных тел (серноколчеданных, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических) колче-

данной формации в пределах исследуемого рудного района. Эти метасоматические фации с определенным составом минерализации представляют собой отдельные (стадийные или пульсационные) проявления единого прерывисто-непрерывного процесса рудоотложения.

7. Четкая приуроченность вторичных кварцитов к центральным частям кислых палеовулканов (вулканических построек), образующих соответственно одноименные месторождения и рудопроявления; Дилижанское; Арцруни, Казачье-бугорское, Тандзутское; собственно Тандзутское, Желтая речка, Бари-джур, Андраники-джур, Ванадзорское, Дарбасское, Арцутское, Пушкинское, Чибухлинское, Чернореченское и Желтореченское позволяет считать, что эти образования представляют собой продукт изменения экстрוזивных, жерловых, субвулканических и околожерловых пород вулканических аппаратов. Состав околорудных метасоматических измененных пород и их минеральные фации (по Д.С. Коржинскому — стадия кислотного выщелачивания) определяются первичным составом исходных пород, обнаруживая четкую зональность по отношению к каналу циркуляции от внешних зон фации пропилитов к внутренним: амфибол (актинолит) — эпидотовая (альбит), эпидот-пренит-пумпеллиит-хлоритовая (альбит), хлорит-карбонатная, хлорит-серицитовая, кварц-серицитовая, монокварцевая, кварц-диаспоровая, кварц-алунитовая, кварц-пиррофиллитовая, кварц-диккитовая, кварц-баритовая.

8. В месторождениях и рудопроявлениях исследуемого района оруденение телескопировано, а руды представлены колломорфными, мелкозернистыми структурами. Это говорит о том, что процесс рудообразования происходил из гидротермальных пересыщенных растворов, в близповерхностных условиях при непосредственном сообщении вулканических каналов (трещин) с поверхностью, в условиях различного взаимодействия эксталяций и конденсатов с подземными водами, при быстром охлаждении и падении температуры и высоком кислородном потенциале.

9. Учитывая структурно-геологическое положение, околорудно-гидротермальную измененность, текстурно-структурную и минералогическую особенность руд (пород) и явления телескопирования, приходим к выводу, что оруденение в рассматриваемых месторождениях и рудопроявлениях формировалось в субвулканических условиях и относится к низко-среднетемпературному субвулканическому (жерловому) — близповерхностному вулканогенному гидротер-

мальному типу по новой классификации В.Н.Котляра, И.Г.Магакьяна и В.И.Смирнова (1959-1969).

10. Петрохимическое исследование фации субвулканического комплекса Базумского рудного района говорит о едином типе магм. В целом породы этого комплекса имеют близкий химический состав и соответствуют магме липаритового (липарито-дацитового) состава. Породы относятся к ряду пересыщенных глиноземом — содержание SiO_2 колеблется в основном 70–73%, суммарное количество щелочей варьирует в пределах 5,5–7% с ничтожным, но постоянным преобладанием натрия над калием (натриевый характер всего комплекса). Изучение сравнительной петрохимической характеристики естественной ассоциации известково-щелочных пород: вулканогенных, субвулканических, интрузивных магматических образований исследуемого рудного района приводит к выводу, что они принадлежат к пересыщенному и нормальному ряду, с близкими содержаниями Na и K , что соответствует собственно геосинклинальному режиму развития района. В результате сравнительной характеристики химического состава пород (вулканогенного, субвулканического и интрузивного), по А.Н.Заварицкому, наблюдается единая линия эволюции этих пород от андезито-базальтов, через андезиты, гранитоиды (кварцевые диориты, монцониты, граниты) к липаритам, липарито-дацитам. Такая петрохимическая взаимосвязь продуктов деятельности известково-щелочного ряда серий вулканогенных, субвулканических и интрузивных образований дает основание говорить, что они питались из единого родоначального магматического очага или являются результатом длительно развивающегося магматического очага, и рассматривать их как единую вулканогенно-интрузивную ассоциацию, характерную для зон глубинных разломов ранней стадии развития эвгеосинклинали. Такая возможная преемственность химического состава магматических комплексов и близость их во времени формирования подтверждаются и геологическими наблюдениями: геолого-структурно-морфологическим и возрастным (в узком пределах-среднеэоценовая) положением вулканогенно-субвулканических и интрузивных образований и их пространственной приуроченностью (сопряженность), а также геохимической и акцессорно-минеральной особенностями.

11. Проведенные исследования минерального состава пород базумского субвулканического комплекса искусственными пробами

позволили, в частности, автору установить наличие в них разнообразных минералов: окислов и сульфидов, силикатов и карбонатов, фторидов и самородных элементов и т.п. В особенностях своего состава и видового содержания эти минералы несут обильную информацию о геохимических особенностях и рудоносности кислой магмы субвулканического комплекса.

12. В породах субвулканического комплекса исследуемого рудного района установлено более 40 акцессорных минералов: титаномagnetит-магнетит, ильменит (гейкилит), гематит (и мартит), рутил, анатаз, лейкоксен, иоцит, циркон, (циртолит, наэгит), апатит сфен, гранат (гроссуляр), эпидот (моизит-тулит, клиноцеозит), ортит, шеелит, пирит, скрученный пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, реальгар, аурипигмент, самородное железо, самородная медь, самородный свинец (с пленкой церуссита), самородный цинк (с пленкой смитсонита), золото, топаз, флюорит, барит, феррофранклинит, ураноторит (?) (и вторичных минералов: лимонит, марказит, пирротин, ковеллин, халькозин, борнит, малахит, азурит, кальцит, диаспор, хлорит, серицит, пирофиллит) и др. Такое разнообразие минералов субвулканического комплекса обусловлено сложностью физико-химических условий формирования разных фаций в субвулканических и приповерхностных (ранняя порция извергалась на поверхность) условиях. Исследованиями выявлено, что акцессорные минералы разных фаций (покровных, жерловых и субвулканических) рассматриваемого комплекса наследуют и сохраняют основные особенности (на примере титаномagnetита-магнетита, ильменита, иоцита, циркона, апатита и др.), которые выражаются в аналогичном видовом составе, сохранности преобладающих форм кристаллов, в цвете и составе элементов-примесей. Это позволяет считать вышеуказанные фации комагматичными и скоррелировать их в единый субвулканический комплекс.

13. Изучение морфологических особенностей акцессорных минералов кислого субвулканического комплекса и их парагенетических взаимоотношений с породообразующими минералами, дало возможность высказать мысль о том, что они выделяются в ходе кристаллизации расплава в широком температурном и временном диапазоне. Выделяются раннемагматические акцессории, которые образовались одновременно с кристаллизацией вкрапленников в интрателлургических условиях (ранний: титаномagnetит-магнетит, ильменит,

апатит, циркон, иоцит, самородное железо и др.), и позднемагматические образования, которые связаны с процессами опацификации цветных минералов: амфиболизации, биотитизации, мусковитизации (образование каплевидного магнетита II генерации, иоцита, апатита II генерации, циркона II генерации, эпидота и др.), а также постмагматические (поствулканические): флюорит, реальгар, аурипигмент, барит и др.

14. Для субвулканического комплекса характерна минерально-акцессорная особенность, которая выражается широким развитием первичных рудных акцессорных минералов: пирит (и скрученный пирит), халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин (висмутовый блеск), титаномagnetит-магнетит, ильменит, иоцит, самородные металлы (железо, медь, золото и др.).

15. Металлогеническая и геохимическая специализация субвулканического комплекса находит свое отражение в составе и в повышенных содержаниях элементов-примесей в акцессорных и породообразующих минералах. Присутствие в первичных рудных акцессориях (и породообразующих минералах) субвулканического комплекса характерных элементов-примесей: $Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, As, Hg$ (Fe, S, Mn, Se, Te а также Ni, Co, Cr, Ti (0,3-1-3% Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г.), Mg ($Cr \geq Ni > Co$ Ляхович В.В.) говорит, с одной стороны, о материнской металлогенической и геохимической специализации этого комплекса и, с другой, — об их родстве с базальтоидной (базальт-андезитовой) магмой (как крайних членов дифференциации). Идентичная минералогическая и геохимическая специализация руд и пород кислого субвулканического комплексов (в минералах руд и акцессорных минералах) является вместе с геолого-структурными и петрохимическими особенностями дополнительным критерием генетической (с общностью магматического очага) связи колчеданного оруденения рассматриваемого рудного района с очагом субвулканического комплекса и их единства во времени и в пространстве.

16. Обработка геохимических данных методами математической статистики дала возможность объективно определить местный геохимический фон, что является одной из основных задач при металлогенических и геохимических исследованиях. При этом был применен интегральный график распределения частот на специальном вероятностном трафарете. Соответствие полученных графиков по тому

или иному математическому закону распределения проверялось с помощью критерия Колмогорова ($\lambda = 1,35$, $p(\lambda) = 0,05$). Установлено, что распределение металлических элементов в породах свежих и гидротермально измененных разностей субвулканического комплекса исследуемого района приближенно подчиняется логарифмически нормальному закону. Определен местный геохимический фон некоторых металлических элементов для пород кислого субвулканического комплекса: (Cu — 0,002%, Zn — 0,002%, Pb — 0,0008%), что характеризует геохимическую особенность рассматриваемого комплекса. Сравнительная геохимическая характеристика различных комплексов района по этим элементам дала основание рассматривать их как комагматичные и выделить как единую вулканогенно-интрузивную ассоциацию. На основании проведенных исследований установлено, что унаследованность ассоциации акцессорных минералов и элементов-примесей в разных фациях субвулканического комплекса отдельных рудных полей всего рудного района, с одной стороны, вулканогенных и интрузивных образований, с другой стороны, следует отнести к производным единого магматического очага, хотя они формировались в процессе длительного развития геосинклинали и магматический очаг, вероятно, мигрировал, а базальтоидная (толеитовая) магма подверглась контаминации и дифференциации. Все это привело к образованию единой вулканогенно-интрузивной (или вулканогенной, субвулканической, интрузивной) ассоциации, характерной для собственно геосинклинального этапа развития зон глубинных разломов. Об этом говорят также близость во времени формирования вулканогенных, субвулканических и интрузивных образований, их тесная структурно-морфологическая и возрастная (в узком интервале) пространственная связь, а также преемственность петрографических, химических, физико-механических, геохимических, акцессорно-минеральных особенностей.

17. Анализ геолого-магматической и металлогенической особенностей Базумского рудного района, условия формирования субвулканического комплекса и серноколчеданного, медно-мышьякового, медноколчеданного, колчеданно-полиметаллического оруденения и его пространственно-временное размещение дает основание выдвинуть ряд важнейших геологических предпосылок, определяющих направление поисково-разведочных работ.

Для исследуемого рудного района наиболее характерным является колчеданное (серноколчеданное, медномышьяковое, медноколчеданное, колчеданно-полиметаллическое) оруденение, которое в пределах отдельных рудных полей (Дилижанское, Тандзутское, Пушкинское, Ширакское, Анкадзорское, Чибухлинское) локализуется в основном в среднеэоценовых неках (и возле) липаритовых порфиров, тесно сопровождаясь фациями вторичных кварцитов и пропилитов. В этом заключается металлогеническая специализация субвулканического комплекса. Кроме того, с гипабиссальными гранитоидными интрузивами пространственно и генетически связаны прожилково-вкрапленные метасоматические и медно-гематит-магнетитовые месторождения (Якшатова-балка, Блдргани-юрт и др.), сопровождающиеся кварц-биотитовыми роговиками.

18. На основании составленной прогнозно-металлогенической карты Базумского рудного района для поисков слепых рудных тел колчеданного типа, по отдельным рудным полям, в первую очередь определенный интерес представляют оконтуренные перспективные площади, где сочетаются прямые рудоконтролирующие признаки: вулканические (жерловые) структуры с вторичными кварцитами и минерализацией. Они перспективны для постановки детальных крупномасштабных поисковых работ с применением горных выработок, бурения и детальных геофизических работ исходя из новых (структурные особенности очагового типа) представлений. В пределах отдельных рудных полей выявление локальных вулканических (жерловых) структур на фоне региональных разрывных нарушений с метасоматическими фациями вторичных кварцитов и пропилитов является самым надежным магматическим, структурно-морфологическим, литологическим поисковыми критериями для обнаружения скрытых колчеданных рудных тел в исследуемом рудном районе.

19. Таким образом, в задачу дальнейших исследований должно входить специальное изучение рассматриваемых месторождений и рудопроявлений в сочетании с геофизическими (электроразведочный метод ВП) и геохимическими (эндогенные геохимические ореолы) методами исследований, позволяющих выявить детали рудоносных вулканических структур. Естественно, подобное изучение немыслимо без проведения детальных поисково-разведочных работ на отдельных рудных полях. В Дилижанском рудном поле перспективными являются проявления Маймех-Арцруни-Армянское, Русская балки - Ка-

зачий-бугор и участок г.Дилижан-Сари-соп. В Тандзутском рудном поле - это участок Тандзутского месторождения, охватывающий все рудопроявления (Андраники-джур, Желтая речка, Бари-джур, среднее течение р.Тандзут), южная часть Лермонтовского нека, участок среднего течения р.Ванадзор, Дарбас, Арчут (Ширакском рудном поле). В Пушкинском рудном поле - участок с.Караберд-с.Бзовдал - Пушкинский перевал - с.Пушкино, Заман-Сисимадан-Эйлар-Анкадзор (Анкадзорском рудном поле). В Чибухлинском рудном поле участок месторождения Черная речка, среднее и верхнее течение р.Черная и участки среднего и верхнего течения р.Желтая (месторождения Желтая речка) и участок с.Арманис.

20. Колчеданные месторождения и рудопроявления отдельных рудных полей (Дилижанское, Тандзутское, Ширакское, Анкадзорское, Пушкинское, Чибухлинское) исследуемого рудного района по условиям рудообразования проявляют много общих черт с месторождениями и рудопроявлениями Малого Кавказа: Алавердского рудного района (Алаверди, Шамлуг, Ахтала), Шамшадинского (Лалигюх и др.), Кафанского рудного района (Кафан), Чиракидзор-Тоганалинского и Маднеульского рудных районов (Чиракидзор, Маднеули), а также с многими колчеданными месторождениями Северного Кавказа (Уруп, Худес, Бескес), Алтая, Казахстана, Урала, (Блявинское, Комсомольское и др.), Тувы, Турции (Эргани-маден), Болгарии, Румынии, Венгрии, Югославии (Стари Трг), Испании (Рио-Тинто), Чили, Перу (Церро-де-Паско, Браден), США (Шаста-Каунти), Японии (Косака, Весши и др.).

Из вышеизложенного материала вытекают следующие положения:

Среди палеогеновых магматических образований выделена важная группа кислых экстрusifно-вулканогенных (субвулканических) пород, имеющая самостоятельное значение и рассматриваемая нами как отдельный комплекс.

Структурно-фациальные и минералого-геохимические особенности пород и минерализация комплекса указывают на наличие тесной пространственной (парагенетической) связи между ними.

Изучение характера метасоматически измененных пород (формации вторичных кварцитов и пропилитов), связанных с данным комплексом, указывает на их тесную взаимосвязь с минерализацией и дает основание выдвинуть их как надежные поисковые критерии

для обнаружения слепых серноколчеданных, медно-мышьяковых (энаргитовых), медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудных тел.

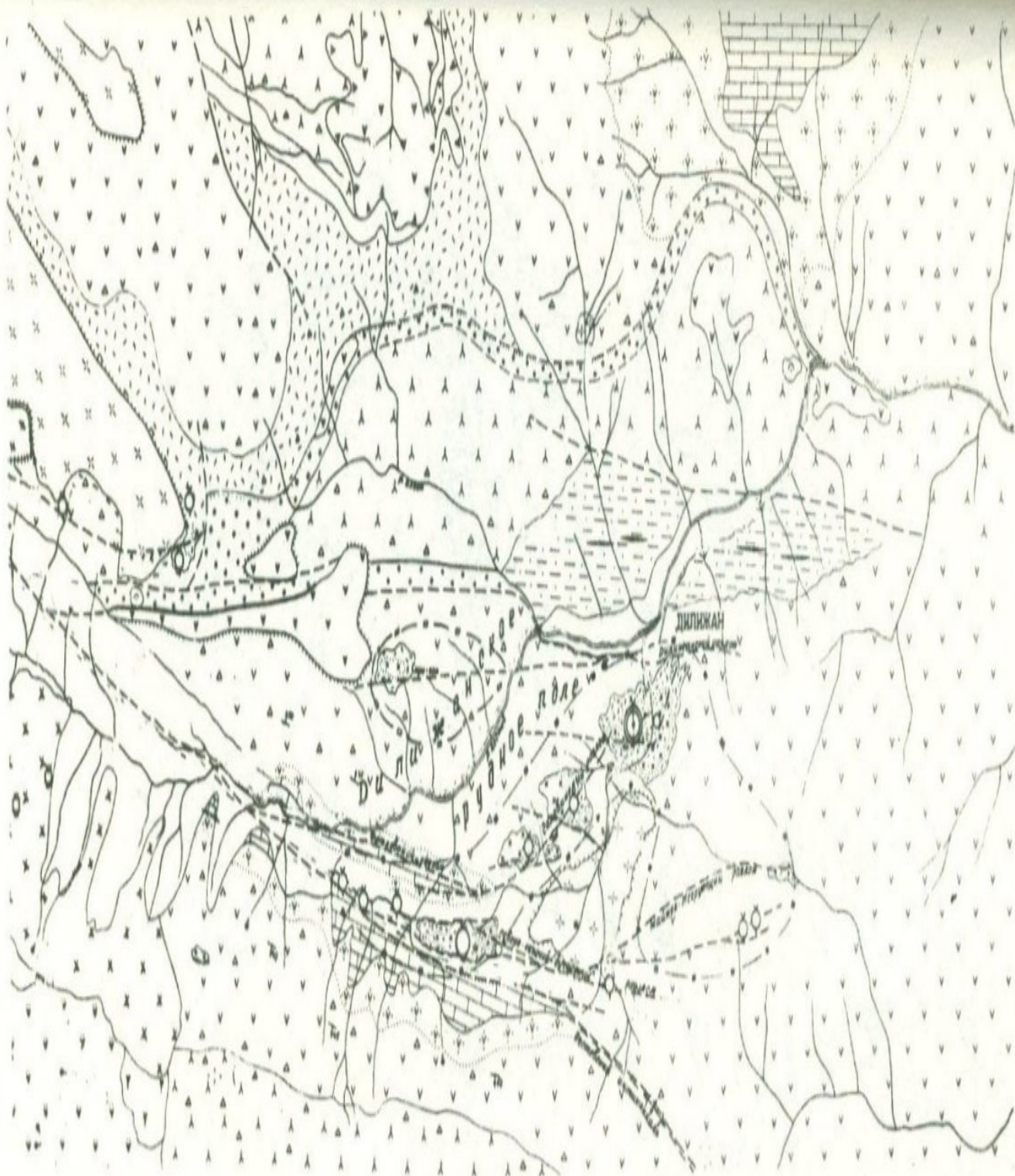
Рудная минерализация, связанная с рассматриваемым комплексом, а также метасоматические изменения пород показывают, что все эти образования имеют близповерхностный (субвулканический) характер. Это также подтверждается соответствием фаций магматизма, метасоматизма и минерализации в сочетании с особенностями локальных вулканических-жерловых структур.

Все колчеданные месторождения (Арцруни, Тандзут, Арчут, Черная речка, Желтая речка) и рудопроявления исследуемого района пространственно и во времени тесно связаны с этим комплексом и не обнаруживают связи на данном эрозионном срезе с интрузивным плутоническим комплексом, с которым связана лишь медно-магнетитовая-магнетитовая минерализация.

Изучение минералого-геохимических особенностей среднеэоценового субвулканического комплекса дало возможность выяснить минеральные особенности этого комплекса, определить более сорока акцессорных минералов, среди них около десяти новых для района, а один (иоцит) – новый для Базумского рудного района. Полученные результаты позволили установить связь колчеданного оруденения с полифациальным субвулканическим комплексом. Эта связь обосновывается сходством, общностью видового состава акцессорных (рудных) минералов пород и рудных тел и содержания в них элементов-примесей.

В заключение следует отметить, что выявленная взаимообусловленность палеогенового вулканизма, метасоматизма с минерализацией в сочетании с вулканическими структурами является новой формой связи вулканогенного гидротермального оруденения с магматизмом в пределах отдельных рудных полей северной части Армянской ССР.

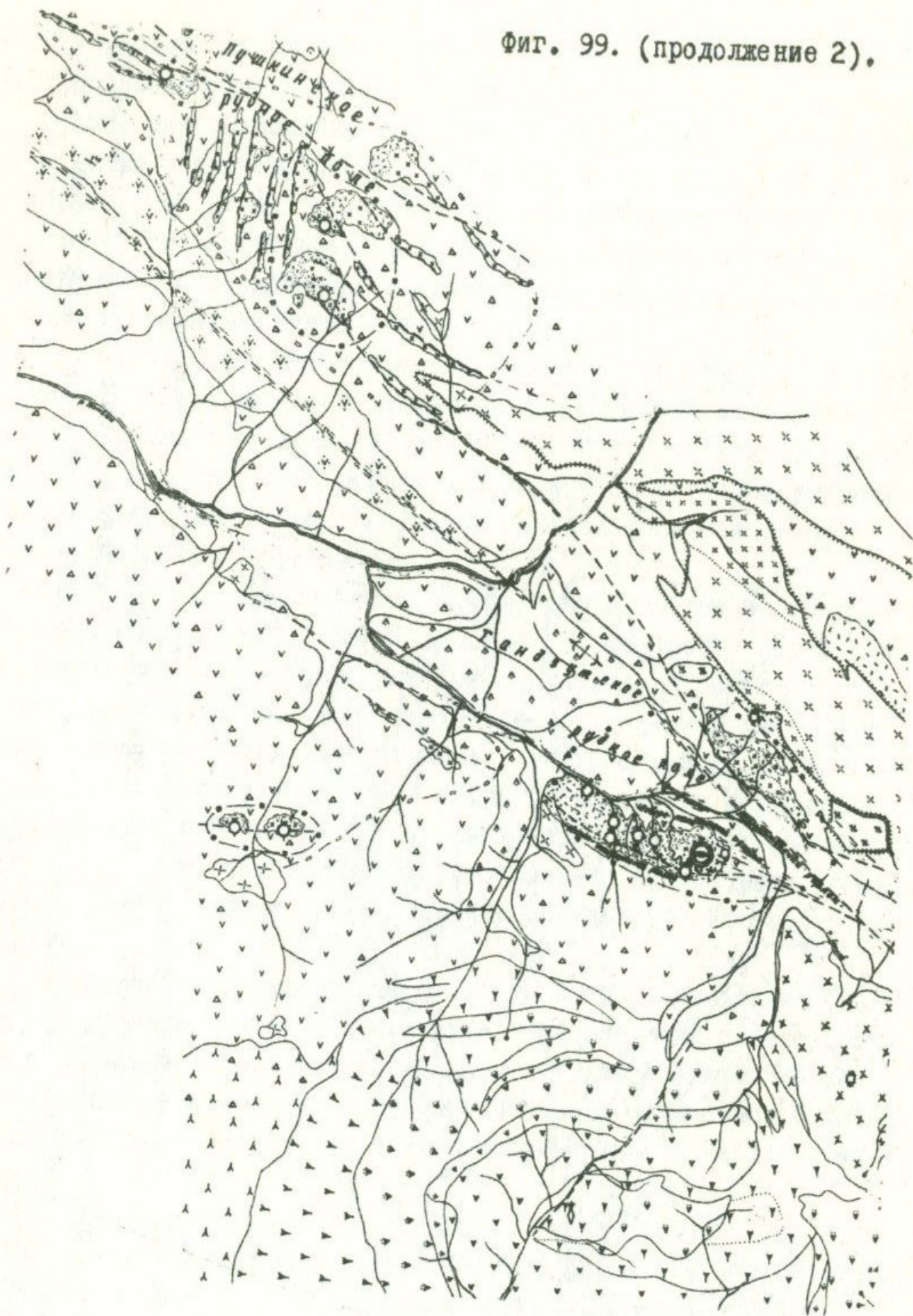
Выделение и выяснение металлогенических особенностей рудоносной вулканической (жерловой)-очаговой структуры центрального типа, которая является своеобразным структурно-морфологическим поисковым критерием для обнаружения слепых рудных тел, представляет неотложную и актуальную задачу. Эти работы должны вестись в пределах отдельных тектоно-вулканических структур рудных полей в существующих структурно-формационных и металлогенических зонах Армянской ССР и Малого Кавказа в целом.

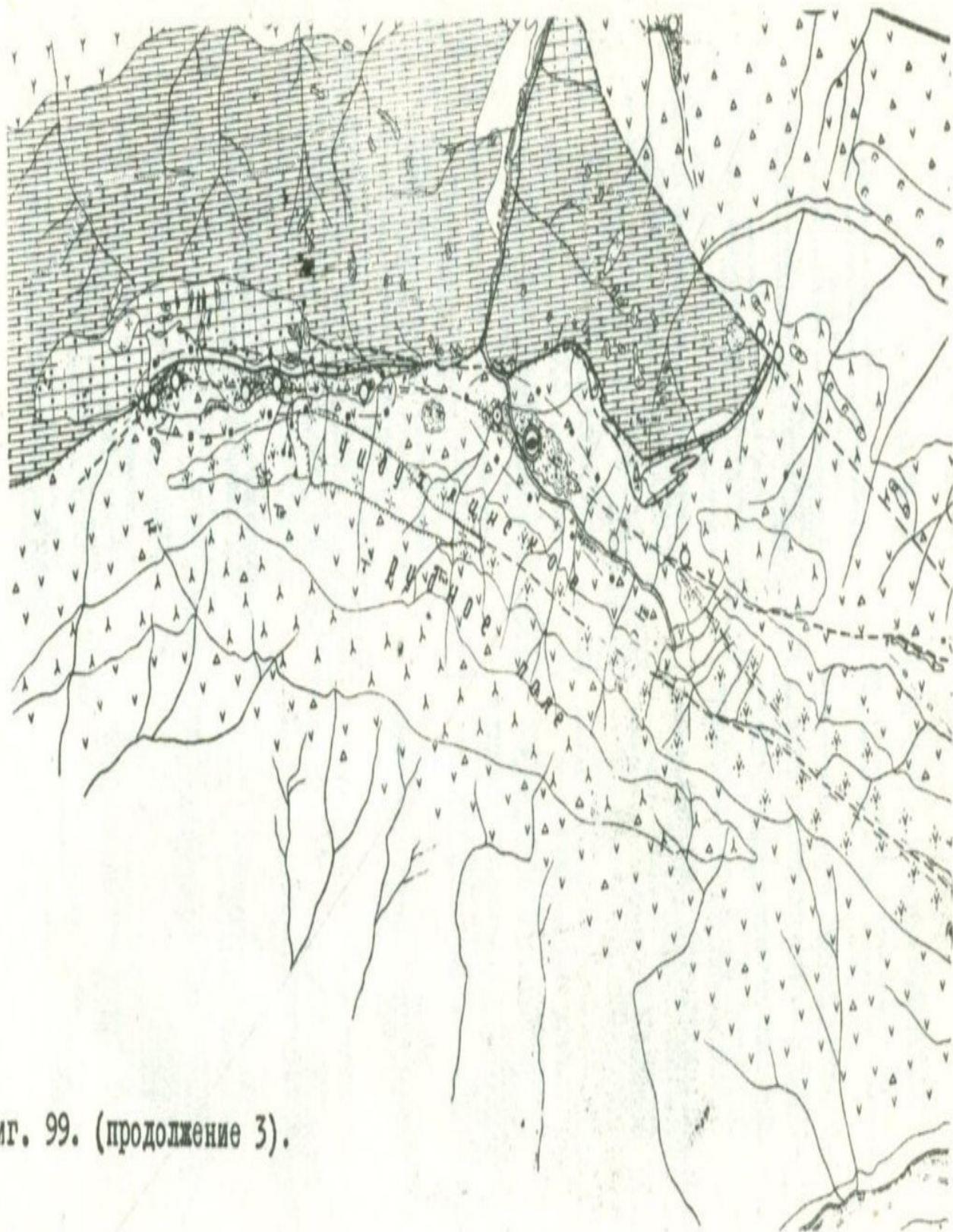


Фиг. 99. Геолого-металлогеническая карта Базумского рудного района
Армянской ССР (составил К.М. Мурадян)

1. Дилижанское рудное поле (1).
2. Тандзутское рудное поле (продолжение 2).
3. Пушкинское рудное поле (продолжение 2).
4. Чибухлинское рудное поле (продолжение 3).
5. Условные обозначения (продолжение 4,5).

Фиг. 99. (продолжение 2).





Фиг. 99. (продолжение 3).

Условные обозначения.

Стратиграфо-литологическое фациальное расчленение в структурных блоках.

Амфиболит. Алябазитово-протитовый-деальбазитовый и другие отложения

Верхний плагион. Протитовый базальт, андезит-базальт Ларинского плагиона и другие

Мелкозернистый андезитовый плагион 2. Курбановский и другие мелкозернистые плагионы

Средний плагион - нижний плагион. Песчаные-глинистые отложения с прослоями кораллов и улиточных глауков (Дилижанская свита)

Верхний плагион - нижний плагион. Вулканогенно-интрузивные отложения (Памбакская свита). Базальтовые конгломераты.

Средний плагион. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения.

а) Базальтовая свита

б) Турбоосадочная свита

Верхний мел. Верхний мел. Мергельные и известняки, мерзели.

Нижний мел. Свита алебастровых известняков и турбоосадочных.

Верхняя юра (?) Нижняя юра. Известняки с прослоями песчаных, туфов, турбоосадочных, алебастровых (Капнакская свита).

Нижняя юра. Известняки с редкими прослоями глинистых известняков и турбоосадочных пород (Спитакская свита).

Нижняя юра. Известняки с редкими прослоями алебастровых пород.

Верхняя юра (?) Нижняя юра. Известняки (Капнакская свита).

Магматизм

Вулканогенно-интрузивная серия среднего плагиона.

Вулканогенный комплекс основного-среднего плагиона.

а) Покровные андезит-базальты, андезит-базальты и их пирокласты с кораллами аналогичного состава.

б) Покровные андезит-базальты, силиты, алябазиты, андезит-базальты и их туфы, турбоосадочные.

Экрузивно-вулканогенный (субвулканический) комплекс.

Экрузивные ифритовые и алябазитовые порции и их туфы, турбоосадочные (липаритовые-фелыитовые порции, липарит-базальты) с фациями:

1. Покровной

2. Экрузивной

3. Экрузивной

4. Субвулканической

Интрузивный комплекс с тремя фазами.

1. Раббер-раббер-диориты.

2. Кварцевые и бескварцевые диориты, монцититы

3. Гранодиориты и граниты.

Вулканогенная, щелочная и субщелочная вулканогенно-интрузивная серия Памбака.

Вулканогенный комплекс основного-среднего, среднего плагиона

а) Покровные базальты, андезит-базальты, андезит-базальты и их пирокласты с кораллами аналогичного состава.

Субвулканический комплекс

Экрузивные липарит-базальты, трапидиты, фелыиты и их пирокласты

Вулканогенно-интрузивный щелочной и субщелочной комплекс Памбака.

Верхний плагион - нижний плагион (?)

а) Покровные щелочные и субщелочные порции, пирокласты.

б) Интрузивные порции щелочные и субщелочные

(Памбак, Бундун, Саркисар)

в) Интрузивные порции щелочные и субщелочные

(Амбачинский массив)

Контакты магматических тел

1. Вертикальные или крутонаклонные

2. Наклонные в сторону от массива

3. Наклонные в сторону от массива

4. Контакты не установлены

Стратиграфические контакты.

1. Свободные

2. Стратиграфические и структурные несогласия между структурными блоками.

Структурные обозначения (факторы)

А. Складчатые нарушения.

Замечены залегания пород и направления плоскости сбрасывания:

а) Мелкозернистые залегания с углом падения $> 70^\circ$; от $45^\circ - 70^\circ$; $25^\circ - 45^\circ$ и т.д.

б) (у сброса, впадины)

Оси антиклиналей и их погружения

Оси синклиналей и их погружения

Б. Разрывные нарушения.

Региональные зоны разрывных нарушений (или скрытые и связанные с глубинными разломами в верхней части среднего плагиона) восточной-нижней олигоцен-эоценовой структурной зоны, структурно-геологической зоны, мезозойской и т.д.)

Региональные разрывные нарушения: многократно проявленные с вулканическими структурами и зонами смещения и проявления.

Пограничные глубинные разломы типа краевых и структурных швов.

Метасоматические измененные породы связанные с субвулканическим комплексом

Формация пропитов, фация: пропит-алябазит-алябазитовая, алябазит-алябазитовая, алябазит-алябазитовая, алябазит-алябазитовая

Формация вторичных кварцитов; фация: кварц-кварцевая, кварц-кварцевая, кварц-кварцевая, кварц-кварцевая

Фиг. 99. (продолжение 4).

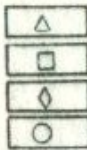
Связанные с интрузивным известково-щелочным комплексом.

Формация контактово-росовых, грану-
ляр-интрузив-диорит-порфировидная, кварц-
мусковитовая.

Металлогенетические элементы.

Рудные месторождения и рудопроявления.

Генетический тип.



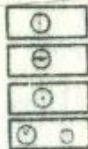
Магматический.

Пегматитовый.

Контактно-метасоматический.

Гидротермальный.

Структурно-морфологическая характе-
ристика рудных тел.



Жилы

Линзы (и залежи)

Вкрапленные и прожилковые руды.

Минерализованные участки и зоны дробления,
рудопроявления.

Связь с субдукционными и интрузивными
образованиями и с тектоническими
элементами.



а. Месторождения, рудопроявления залегающие в
теле субдукции (жарла) и генетически связанные
(в смысле общности метасоматического комплекса
его очага) с данным субдукционным комплексом и
контролируемые разрывными нарушениями.



б.б. Месторождения, рудопроявления залегающие
в теле и в экзоконтакте интрузива и генетически
связанные с данным интрузивным комплексом и
контролируемые зонами дробления.

Металлогенетический тип (или геотектонический
условие образования месторождений
рудопроявлений).

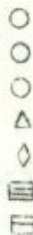


Покладчатые (месторождения, образовавшиеся в
начальные и ранние этапы развития подвижных
погод).

Температура и глубинность образования
месторождений, рудопроявлений.

Низкотемпературные - близповерхностные
Среднетемпературные - средних глубин
Высокотемпературные - глубинные.

Вещественный состав руд.



Серномалецковые.

Медноколчеданские.

Колчеданно-полиметаллические.

Никелевые (хромитовые).

Редкометалловые.

Золоторудные.

Медно-гематитовые.

Месторождения и рудопроявления (масштабы)



Крупные

Средние

Мелкие (рудопроявления).

Металлогенетические районирования
и элементы прогноза.

Границы базового рудного района в пределах
Австро-Широкой: Аляска - Американо-структур-
но-геологической (металлогенетической) зоны.

Дилижанское рудное поле.

Тандзутское рудное поле.

Пуштинское рудное поле.

Чибуклинское рудное поле.

Перспективные площадки распространения
прямых рудопроявляющих признаков с выделением
ми рудопроявлениями (предупреждающие постановки дета-
льных крупномасштабных поисковых работ с приме-
нением горных выработок, бурения и детальных
геофизических исследований) выделяются под по-
иски первой очереди для обнаружения скрытых (сле-
пых) рудных тел: серномалецковых, медноколчедан-
ных, колчеданно-полиметаллических и золото-се-
ребряных руд.



Перспективные площадки распространения рудо-
контролирующих признаков и благоприятных струк-
тур для выявления рудной минерализации с редчи-
ми находками ее (предупреждающие постановки поиско-
вых работ с применением геофизических исследо-
ваний и поверхностных горных выработок) выделя-
ются под поиски второй очереди для серномалецко-
вых, медноколчеданных и колчеданно-полиметалли-
ческих руд.

Фиг. 99. (продолжение 4,5).

Л и т е р а т у р а

- Азизбеков Ш.А., Дзоценидзе Г.С., 1965. Металлогения вулканогенных формаций Малого Кавказа. Котляр В.Н., Магакьян И.Г., Лейе Ю.А. "Вопросы металлогении". Докл. Сов. геол. XXII сес. межд. геол. конгр. Изд. Недра.
- Акопян В.Т. 1962. К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. т. XV, № I
- Арутюнян Р.А. 1961. К вопросу структуры и оруденения Маймех-Тандзутской тектонической подзоны. Изв. АН Арм. ССР серия геол. т. XIV, № 6.
- Асланян А.Т. 1949. О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геолог. № 5.
- Асланян А.Т. 1959. Региональная геология Армении. "Айпетрат", Ереван.
- Асланян А.Т. 1962. Температура в недрах земли и некоторые вопросы металлизации геосинклиналей и глубинных разломов. Труды III всес. совещ. по зак. форм. и разм. эндоген. м-ний Альпийской геос. зоны территории СССР. Баку.
- Ачикгезян С.О. 1969. Некоторые соображения об условиях формирования гидротермальных метасоматитов и место колчеданного оруденения в эволюции поствулканических процессов. Мат. к симп. "Крит. рудонос. метасоматитов. Алма-Ата."
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., 1962. Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Армянской ССР. Асланян А.М., Карапетян Г.А., Даштоян Г.Г., Мкртчян Д.Г., Тер-Григорян С.И., Чаталян С.Г. "Труды десятой сессии ком. и опред. абсол. возр. геол. формаций. Изд. АН СССР Москва-Ленинград.
- Баласанян С.И. 1968. Основные черты магматизма Армении. Изд. Ер. гос. университета. Ереван.
- Бетехтин А.Г. 1955. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. "Основ. проб. в уч. о маг. рудных м-ях". Изд. АН СССР. Москва.
- Беус А.А., Григорян С.В. 1965. Использование методов математической статистики при геохимических поисках. Москва. Гос. геол. ком. СССР.

- Беус А.А. 1965. Изучение геохимической специализации геологических комплексов для целей регионального прогнозирования. Москва. Изд.Гос.геол.ком.СССР.
- Билибин Ю.А. 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи Гостеолтехиздат. Москва.
- Бородаевская М.Б. 1966. Положение медноколчеданного оруденения Южного Урала в истории развития вулканизма и метаморфизма. Тез. докладов "Второе Уральское петрографическое совещание, III (базальтоидный магматизм и его металлогения). Свердловск.
- Вартапетян Б.С. 1965. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд.АН АрмССР.
- Виноградов А.П. 1962. Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород. Геохимия № 7.
- Власов Г.М. 1964. Гидротермально измененные породы центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Изд.Недра
- Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. 1964. Структурно-геологическая позиция рудных полей эндогенных месторождений. Из кн. "Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах". Изд.Недра.
- Габриелян А.А. 1959. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР.
- Габриелян А.А. 1964. О связи магматизма и тектоники. Изв.АН Арм. ССР. Науки о земле. том.ХУП № 5.
- Габриелян А.А. 1966. Тектоническая карта Армянской ССР.Геотектоника № 4.
- Габриелян Г.К. 1962. Базумский хребет. "Геология Армянской ССР" т. I, Геоморфология. Ереван.
- Горжиевский Д.И. 1965. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом Изд.Недра.
- Козеренко В.Н. 1964. Вулканизм и верхняя мантия. "Проблемы вулканизма" мат.П вулк.совещ.Петропавловск-Камчатка.
- Горшков Г.С. 1964. Вулканизм и верхняя мантия. "Проблемы вулканизма" мат.П вулк.совещ.Петропавловск-Камчатка.
- Гзовский М.В. 1954. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. Изв. АН СССР, серия геоф., № 6.
- Григорян Г.О. 1962. Главные циклы рудоносного вулканизма Армении. Тезисы докл.Х/П, научн. сес. Ер.ГУ. Ереван.
- Григорян Г.О. 1964. Рудоносность экструживно-эффузивных комплексов Армянской ССР.

Джрбашян Р.Т., Елисеева О.П., 1964. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма
Остроумова А.С., Фаворская М.А.,
Армении. Сб. "Вопросы геологии Кавказа".

Дзоценидзе Г.С. 1965. О типах рудных месторождений, связанных с эффузивным вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа), Труды сов. "Рудоносность вулканогенных формаций" Москва.
Твалчрелидзе Г.А.

Заварицкий А.Н. 1943. О генезисе колчеданных месторождений. Изв.АН СССР, сер.геол. № 3.

Иванов С.Н., Прокин В.А., 1962. О природе рудоносных брахиантиклинальных поднятий Урала. Т.гор-геол.ин-та Урал.фил.АН СССР, вып.58.
Долматов Г.К.

Иванов С.Н. 1964. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма, "Проблемы генезиса руд". Док.сов.геол.ХХП сес.межд.геол.конгресса. Изд.Недра.

Иванов С.Н. 1966. О происхождении главных вулcano-плутонических ассоциаций геосинклиналей и их металлогении. "Второе Уральское петрографическое совещание - тезисы докладов III (базальтоидный магматизм и его металлогения). Свердловск.

Ивао Ш. 1965. Геохимическое изучение кремнистых и алунитовых месторождений района Угусу (Япония). Геохимия современных поствулканических процессов. Изд.Мир.

Кадик А.А. 1965. Состояние воды и силикатных компонентов в расплавах (магмах) кислого состава при высоких давлениях H_2O . В кн. "Геохимические исследования в области повышенных температур и давлений". Изд. Наука, Москва.

Кашкай М.А. 1956. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. Сов.геол., № 50.

Квятковский Е.М. 1966. Оценка точности полуколичественного спектрального анализа по шкале вероятностей. Зап. Ленингр-го орденов Ленина и Труд.Красн.Знамени гор.института им.Г.В.Плеханова, т. L, вып.2.

- Кигаи В.А. 1960. Об опыте применения метода окрашивания калишпатов в шлифах. Изв.АН СССР, сер.геол. № 3.
- Книппер А.Л., Костанян Ю.Л. 1964. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв.АН СССР, сер. геол. № 10.
- Коптев-Дворников В.С. (МГУ) 1964. О металлогенической специализации магматических комплексов. Магматические формации. Тр.3-го Всес.петр.сов.Изд."Наука". Москва.
- Руб.М.Г., Шаталов Е.Т. (ИГЕМ) 1964. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. в кн. "Металлогеническая специализация магматических комплексов" Изд.Недра. Москва.
- Коптев-Дворников В.С. и Руб М.Г. 1953. Очерк метасоматических процессов. В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений".
- Коржинский Д.С. 1963. Особенности послемагматических процессов в вулканогенных формациях. Тез.док. совещ. "Рудоносность вулканогенных формаций" Москва.
- Коржинский Д.С. 1934. Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении. Труды ГРО, вып. 335.
- Котляр В.Н. 1947. Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв.АН Арм.ССР № 8.
- Котляр В.Н. 1955. О магматических комплексах и оруденении. Сов.геол. № 43.
- Котляр В.Н. 1958. Памбак (геология, интрузивы и метаморфизма) Изд.АН Арм.ССР, Ереван.
- Котляр В.Н. 1960. Экструзивы, эффузивы и оруденения. Изв.высших уч.зав.Геология и разведка № 9.
- Котляр В.Н. 1961. Об особенностях месторождений, связанных с вулканическими жерлами. Разведка и охрана недр, 8.
- Котляр В.Н. 1963. О концентрической зональности рудоносных вулканических куполов, жерл и трубок взрыва. Тр.конф."Проблемы послемагматического рудообразования" том.1. Прага.

- Котляр В.Н. 1964. Оруденение и вулканизм(типы вулканогенных месторождений). "Проблемы генезиса руд" Док.Сов.Геол.на межд.геол.конгрессе XXII сессии. Изд.Недра.
- Котляр В.Н. 1966. О некоторых вопросах и аналогиях проявления минерализации в связи с нео-и палеовулканизмом. Тр.П вулк.сов."Современный вулканизм". Москва.
- Котляр В.Н.
Сейранян В.Б. 1969.Некоторые особенности формирования вулканогенных месторождений Алаверди-Кафанской формационно-металлогенической зоны. Тезисы III всес.вулк.совещ.Львов.
- Котляр В.Н. 1970. Основы теории рудообразования. Изд. Недра.
- Ляхович В.В. 1957. Изучение микроэлементов и акцессорных минералов в современной петрографии.Вопр. мин.,геох.и генезиса м-ий редких элементов. Тр.ИМГРЭ, вып.1.
- Ляхович В.В.,
Родионов Д.А. 1961. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Вопр.мет.изучения руд и минералов редких элементов.Изд. АН СССР. Тр.ИМГРЭ. вып.6.
- Ляхович В.В. 1963. Акцессорные минералы эффузивных и суб-эффузивных пород. Изв.АН СССР, серия геол., № 12.
- Лейе Ю.А. 1959. Новые данные о фациях, возрасте и взаимосвязи кварцевых порфиров Кафанского рудного поля. ДАН АрмССР, XXIX, № 3.
- Магакьян И.Г.
Мкртчян С.С. 1959. Генетическая связь оруденения с магматизмом(на примере Малого Кавказа).Зап. Арм. ВМО, вып.1.
- Магакьян И.Г. 1962.Сравнительная характеристика металлогении Малого Кавказа и Камчатско-Корякской зоны. Тез.док.на III всес.совещ.по зак.фор.и разм.энд.мест.Альпийской геос.зоны территории СССР. Баку.

- Магакьян И.Г.,
Котляр В.Н.
Хачатурян Э.А.
- Магакьян И.Г.
- Магакьян И.Г.
- Малеев Е.Ф.
- Малхасян Э.Г.,
Сопко П.Ф. и
Чернышев Н.М.
Малхасян Э.Г.
Лейе Ю.А.
- Меликсетян Б.М.
- Мезанцев О.К.,
Ратников В.М.,
Скороспелкин С.А.
- Мкртчян С.С.
- Мкртчян К.А.
1965. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. Тр.сов."Рудоносность вулканогенных формаций", Москва.
1966. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, "Науки о земле" т.ХІХ, том 4.
1966. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР, тез. докладов выездной сессии на Кавказе. Изд. Наука, Москва.
1966. Типы кислого вулканизма. ДАН СССР т.169. № 5
1959. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров северной Армении. ДАН АрмССР, т.ХХУШ, № 2.
1963. О связи колчеданных месторождений Армении с юрской вулканогенной формации. "Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций". Тр.лаб.палеов. вып.2. Алма-Ата.
196. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского Плутона (Армянская ССР) в кн."Металлогеническая специализация магматических комплексов" Изд. Недра. Москва.
1964. Статическая обработка данных геохимических поисков. Разведка и охрана недр., №10.
1962. Прогнозно-металлогеническая карта Алавердского рудного района Армянской ССР. Тез.док. на III Всес.сов.по зак.форм.и разм.эндог.м. - ий Альпийской геос.зоны территории СССР. Баку.
1962. Кварц-порфировые формации Малого Кавказа. Бюл.М. о-ва Исп.природы.отд.геол. т.ХХХУП, 4.

- Мкртчян К.А. 1964. О фазах эвгеосинклинального магматизма Матер.совещ.по проб.тектоники "Тектоника магматизм и закономерности размещения рудных м-ний". Изд.недра. Москва.
- Мурадян К.М. 1965₁. К вопросу о возрасте колчеданного оруденения Тандзутского месторождения. ДАН АрмССР, т. XL, № 4.
- Мурадян К.М. 1965₂. Иоцит из кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района Северной Армении. ДАН АрмССР, т. XL, № 5.
- Мурадян К.М. 1966. Геохимические особенности пород субвулканического комплекса Базумского рудного района Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, т. XIX, № 6.
- Мурадян К.М. 1967. Новые данные по геологии и металлогении. Базумского субвулканического комплекса (Северная часть Армянской ССР) Изв.АН Арм.ССР, т. XX, I-2.
- Мурадян К.М. 1968. Особенности среднеэоценового магматизма и металлогении Базумского рудного района Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXI, 6.
- Мурадян К.М. 1969. Палеогеновый вулканизм и некоторые вопросы связи с ним колчеданного оруденения. Тезисы III всесоюз.вулканол.совещ. Львов.
- Мурадян К.М. 1969 Акцессорные минералы кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района (Армянская ССР). Изв.АН АрмССР, т. XXII, № I.
- Мурадян К.М. 1970. Новые данные по особенностям формирования Арчутского месторождения. Изв.АН АрмССР, 3
- Мурадян К.М. 1970. Жерловые фации среднеэоценового субвулканического комплекса Дилижанских, Тандзутских, Анкадзорских, Пушкинских, Ширакских, Чибухлинских рудных полей и некоторые вопросы связи с ними оруденения. Третье респ.науч.конфер.молодых науч.работ.Армении.посвящ.100-летию со дня рожд. В.И.Ленина.
- Мурадян К.М. 1970. Палеогеновый вулканизм и некоторые особенности формирования вулканогенных месторождений. Труды III всесоюз.вулкан.совещ. Львов.

- Набоко С.И. 1965. Рудная минерализация в областях современного магмопроявления. Тр.сов. "Рудоносность вулканогенных формаций". Москва.
- Наковник Н.И. 1954. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап.мин.общ.т. XXXIV, № 2.
- Наковник Н.И. 1965. Вулканогенно-метасоматическая формация вторичных кварцитов на территории СССР и полезные ископаемые связанные с ней. Труд.совещ."Рудоносность вулканогенных формаций". Москва.
- Шаталов Е.Т. 1963. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд. АН СССР, Москва.
- Орлова А.В. 1964. Литологические факторы и их значение для размещения эндогенного оруденения. Из кн. "Лито. и струк. фак. разм. оруд. в рудных районах". Изд. Недра.
- Панто Г. 1963. Проблемы диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах (Венгрия). "Палеовулканология и проблемы вулканогенных формаций". Алма-Ата.
- Пейве А.В. 1956. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, серия геолог. № I.
- Разумовский Н.К. 1948. Логарифмически нормальный закон распределения вещества и его свойства. Зап. Ленинградского горного ин-та. т. XX.
- Родионов Д.А. 1961. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержания элементов в извержениях горных породах. Геохимия, № 4.
- Родионов Д.А. 1962. Об оценивании среднего содержания и дисперсии логнормально распределенных компонентов в породах и рудах.
- Руб М.Г. 1964. Критерии комагматичности интрузивных, субвулканических и эффузивных пород на примере
- Макеев Б.В. Мяо-Чанского района. Изв. АН СССР. сер. геол. № I.
- Васильева Г.Л.

- Руб М.Г. 1966. Акцессорные минералы и элементы как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов. "Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности". Алма-Ата.
- Руб М.Г. 1969. Новые данные о связи оруденения с магматизмом. Материалы IY всесоюз. петрог. совещ. Баку.
- Рудич Ж.Н. 1963. О соотношении фации в древних вулканических образованиях. "Проблемы палеовулканологии". Тр. лаб. палеов. вып. I. Алма-Ата.
- Саркисян О.А. 1959. Схема расчленения палеогена Севано-Ширакского синклинория. ДАН. Арм. ССР. т. XXIII, № 6.
- Саркисян О.А. 1966. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. МИТК, Ереван.
- Саркисян С.Ш. 1960. К металлогении Амасия-Акеринской структурно-металлогенической зоны. Тр. КИМС, вып. I(3).
- Саркисян С.Ш. 1963. Некоторые особенности магматизма в зоне глубинных разломов Закавказья. Изв. АН СССР, серия геолог. № 2.
- Смирнов В.И. 1960. Конвергентность колчеданных месторождений Вестник МГУ, серия геол., т. IV, № 2.
- Смирнов В.И. 1961. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей. Изв. АН СССР, серия геол. № 10.
- Смирнов В.И. 1966. Особенности металлогении ранней стадии геосинклинальных циклов геологического развития. Тез. док. выездной сессии на Кавказе. Изд. Наука. Москва.
- Смирнов В.И. 1969. Геология полезных ископаемых, Изд. Недра.
- Соловкин А.Н. 1948. О так называемых "кварцевых порфирах" Малого Кавказа (Аз. ССР). ДАН СССР СХ, № 8.
- Соловов А.П., Дубов Р.И. 1965. Применение методов физико-математического анализа при геохимических поисках. Бюллет. науч. тех. информации, № 63.
- Сопко П.Ф. 1961. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Ереван.

- Скрипченко Н.С. 1965. Об условиях накопления меденосной вулканогенной формации в Худесском рудном поле и размещении в ней медноколчеданных руд". Труды совещ. "Рудоносность вулканогенных формаций". Москва.
- Крюков Е.А.
- Твалчрелидзе Г.А. 1965. О некоторых особенностях эндогенного оруденения, связанного с эффузивным вулканизмом. В кн. "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые", Изд. Наука."
- Твалчрелидзе Г.А. 1966. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей на металлогенической основе, изд-во Недра .
- Томсон И.Н. 1964. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения. Из книги "Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах". Изд. Недра.
- Туровский С.Д. 1964. Минералого-геохимические особенности изверженных пород как индикатор металлогенической специализации интрузивных комплексов (на примере северного Тянь-Шаня) в книге "Металлогеническая специализация магматических комплексов". Изд. Недра. Москва.
- Усов М.А. 1935. Фации и фазы пород эффузивного облика. Проблемы сов. геологии., т. I, № 9.
- Устиев Е.К. 1959. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изв. АН СССР сер. геол. № II.
- Устиев Е.К. 1966. Основные проблемы изучения вулкано-плутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений. Матер. ко второму всес. вулканол. совещанию. Петропавловск-Камчатка. том. II, "Вулканические и вулканоплутонические формации".
- Уайт Д.Е. 1965. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. Геохимия современных поствулканических процессов. Изд. Мир.
- Андерсон Е.Т.

- Фаворская М.А. 1965. Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методы их изучения. В кн. "Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов" Изд.АН СССР.
- Фаворская М.А. 1969. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. Изд. Недра
- Фишкин М.Ю. 1966. Особенности формирования близповерхностных месторождений Советских Карпат и их связь с эффузивно-интрузивным комплексом. "Современный вулканизм" матер.ко II-му Всес.вулкан.совещанию.Петропавловск-Камчатка.том.I.
- Фремд Т.М. 1963. Значение актуалистических методов при решении некоторых вопросов палеовулканизма. Труды лабор.палеовулк."Проблемы палеовулканологии" вып.I. Алма-Ата.
- Хачатурян Э.А. 1957. К минералогии серноколчеданных руд Тандзутского и Чибухлинского месторождений Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, т.Х, № 3.
- Хачатурян Э.А. 1957а. К геохимии руд колчеданной формации северной Армении. Изв.АН АрмССР, т.Х, № 4.
- Хачатурян Э.А. 1959. Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. Изв.АН АрмССР т.ХП.№4.
- Хитаров Н.И.,
Кадик А.А.,
Лебедев Е.Б.
Хитаров Н.И.
Нагапетян Л.Б.
Лебедев Е.Б.
Чухров Ф.В. 1963. Оценка теплового эффекта отделения воды от кислого состава по данным системы альбит-вода. Геохимия, № 7.
1969. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). Геохимия, № 3.
1964. О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений Геология рудных месторождений, № I.
- Чухров Ф.В. 1965. К состоянию вопроса о роли коллоидов в рудообразовании. Сов.геол, № 2.
- Ширина К.Г. 1961. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд.Ереван.

- Штейнберг Д.С.,
Фоминых В.Г.
- Щерба Г.Н.
- Щерба Г.Н.
- Яковлева Е.Б.
- Яковлев П.Д.,
Оленин В.В.,
Котляр В.Н.,
Дружинин А.В.
- Янишевский В.М.,
Григорян С.В.,
Баранов Н.,
Вертепов Г.И.
- Яковлев Г.Ф.,
Зарайский Г.П.,
Старостин В.И.
- Яковлев Г.Ф.
- Amstutz G.G.
- Anderson C.A.
1961. Состав акцессорного титаномagnetита в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, т.139, № 5.
1965. Связь рудных месторождений Казахстана с герцинским вулканизмом. Тр.совещ."Рудоносность вулканогенных формаций". Москва.
1966. Руды, связанные палеовулканизмом и некоторые их особенности. "Геол.рудных м-ний" № 5.
1962. Основные черты вулканизма Рудного Алтая. "Вопросы вулканизма". Тр. I всес.вулк. совещания. Изд. Москва.
1963. Структуры месторождений, связанных с вулканическими жерлами и трубками взрыва. Тез.док. "Рудоносность вулканогенных формаций". Москва.
1963. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. Изд.Недра. Москва.
1965. Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района (южный Урал). Сов.геол, № 4.
1968. Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений. Вест.Москов. Университета № I.
- 1963 Space, time and symmetry in zoning. Symposium problems of postmagmatic ore deposition. Prague.
1950. Alteration and metallization in the Bagdad porphyry copper deposit, Arizona. Economic Geology, bd.45, Nr 7.

- Arthur R.,
Kinkel Jr. 1966. Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement. Economic Geology, volume 61, Nr. 4.
- Barnes H. 1967. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.-Y. Atlata.
- Berbard I.H. 1963. Polyascendent regional zoning in the metallogenic region of the Spissko-gemezske Rudohorie Mts., Czechoslovakia. Prague, Symposium problems of postmagmatic ore deposition vol. I.
- David V. Lewis 1955. Relationships of ore bodies to dikes and sills. Economic Geology. August.
- David V. Lewis 1959. Breccia Pipes in the Shoshone Range, Nevada. Economic Geology, V. 54, August, Nr. 5, Society of Economic Geologists.
- Greasey S.C. 1959. Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry copper deposits. Econ. Geol. Nr. 3.
- Iohnston W.P.,
I. David Lowell 1961. Geology and Origin of Mineralized Breccia Pipes in Copper Basin Arisone. Economic Geology Nr. 5, August.
- Kutina Jan 1963. The distinguishing of the monoascendent and polyascendent origin of associated minerals in the study of the zoning of the Pribram ore veins. Prague. Symposium problems of postmagmatic ore deposition vol. I.
- Park Ch.F. 1963. Zoning in ore deposits the pulsation theory and the role of structure in zoning. Symposium problems of postmagmatic ore deposition Prague.
- Rittman A. 1953. Magnetic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. Bul. Volcanologique Ser. II, t. XIV.
- Schwartz G.M. 1947. Hydrothermal alteration in the "Porphyry copper" deposits. Economic Geology, v. 42, Nr. 4.
- Schwartz G.M. 1959. Hydrothermal alteration. Economic Geology. V. 45, Nr. 2.
- Waters A.C. 1955. Volcanic rocks and the tectonic cycle. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. V. 62.

В В Е Д Е Н И Е

Глава I ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЗУМСКОГО

РУДНОГО РАЙОНА 4

А. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА 4

Б. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ . . . 6

В. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА В СИСТЕМЕ
СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ . . 6

Г. СТРАТИГРАФИЯ 7

Д. ТЕКТОНИКА 12

Е. МАГМАТИЗМ 14

СРЕДНЕЭОЦЕНОВАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ИНТРУЗИВНАЯ
АССОЦИАЦИЯ 15

1. В у л к а н о г е н н ы й к о м п л е к с . 15

2. С у б в у л к а н и ч е с к и й к о м п л е к с . . 15

3. И н т р у з и в н ы й к о м п л е к с . . . 27

Ж. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ 29

Глава II ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ СРЕДНЕЭОЦЕНОВОГО

СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА 29

А. Р а с п р о с т р а н е н и е и о б щ а я
х а р а к т е р и с т и к а с у б в у л к а -
н и ч е с к и х о б р а з о в а н и й в
п р е д е л а х Б а з у м с к о г о р у д -
н о г о р а й о н а 29Б. О с о б е н н о с т и г е о л о г и и , п е -
т р о г р а ф и и и р у д о н о с н о -
с т и э к с т р у з и в н о й , ж е р л о -
в о й , с у б в у л к а н и ч е с к о й
ф а ц и й с у б в у л к а н и ч е с к о г о
к о м п л е к с а 33

I. СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДИЛИЖАНСКОГО

РУДНОГО ПОЛЯ и связанные с ними месторождения
и рудопроявления 33

	стр.
2. СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТАНДЗУТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ и связанные с ними месторождения и рудопоявления	39
а. Лермонтовский нект	44
б. Тандзутские нект: месторождения Тандзут, проявления Желтая речка, Бари-джур, Андраники-джур и среднего течения р.Тандзут....	44
3. СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПУШКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ и связанные с ними рудопоявления	59
4. СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЧИБУХЛИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ и связанные с ними месторождения и рудопоявления	68
а) Чернореченские нект: месторождение Черная речка, проявления Рудокон, Чернореченское, Арманис	70
б) Желтореченские нект: месторождение Желтая речка, рудопоявление Желтая речка	76
5. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА	80
Глава III МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (АКЦЕССОРНЫХ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ) ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА БАЗУМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	96
А. ОПИСАНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ.	99
1. Группа железо-титановых акцессорных минералов: Магнетит и титаномagnetит (99). Ильменит (107) Гематит и мартит (107). Иолит (107).	
2. Группа кальций-редкоземельных акцессорных минералов	110
Апатит (110). Сфен (113). Эпидот (цоизит-тулит, клиноцоизит (113)).	
3. Группа циркониевых акцессорных минералов	115
Циркон (циртолит-наэгит, (115))	
4. Группа металлогенных акцессорных минералов..	116
а. Сульфиды	116
Пирит (116), Халькопирит (117), Галенит (116) сфалерит (116)	

6. Самородные металлы	II7
Самородное железо (II7). Самородный свинец (II7). Самородная медь (II8).	
5. Группа поствулканических и гипергенных минералов	II8
Б. Описание породообразующих минералов	II8
Кварц (II8). Плаггиоклаз (II8). Роговая обманка(актинолит, II8). Основная масса (II9)	
Глава IV ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА	I2I
Глава У ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ БАЗУМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	I3I
ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ, ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ДАЛЬНЕЙШИМ РАБОТАМ	I36
ЛИТЕРАТУРА	I54

КАРАПЕТ МУРАДОВИЧ МУРАДЯН
БАЗУМСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН
АРМЯНСКОЙ ССР

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

Редактор издательства Ж. В. НАЛЧАДЖЯН

ВФ 03358 Заказ 350, Тираж 350
Изд. 3380, Сдано в производство 30/VI 1971г. Подписано к
печати 24/III 1970г., Печ. 10,88, изд. 10,9 л. Бумага № 1,
60×90^{1/8} Цена 1 р. 20 к.
Типография Издательства АН Армянской ССР, г. Эчмиадзин

Цена 1 р. 20 к

17948