

МАГМАТИЗМ  
И ОРУДЕНЕНИЕ  
АРМЯНСКОЙ ССР

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԵՐԿՐՈՒԹՅԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ  
ՄԱԳՄԱՏԻԶՄԻ ԵՎ ՀԱՆՔԱՑՆԱՑՈՒՄԸ

ՀԱՅՈՒԹՅՈՒՆՆԱԿԱՆ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅԱՆ  
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱԺԱՆՄՈՒՄԻ ԶԵԿՈՒՑԱԳՐԵՐ

ՊՐԱԿ 6

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

П-5

552.3(08) + 553

МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ  
АРМЯНСКОЙ ССР

ЗАПИСКИ АРМЯНСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ ВСЕСОЮЗНОГО  
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВЫПУСК 6

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ЕРЕВАН

1974

551 . 42 ( с 43 )  
М 12

Редакционная коллегия

И. Г. МАГАКЬЯН (ответ. редактор)

Н. И. ДОЛУХАНОВА, Э. Г. МАЛХАСЯН (зам. ответ. редактора)  
Г. О. ПИДЖЯН, М. А. САТИАН, З. О. ЧИБУХЧЯН, К. Г. ШИРИНЯН

М 0295 - 024 104 - 72  
703 ( 02 ) - 74

© Издательство АН Армянской ССР, 1974.

Ш. О. Амирян

## МЕСТО ЗОЛОТОРУДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РЯДУ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

За последние 20 лет на территории Армянской ССР открыты Зодское, Меградзорское, Гамзачимансое, Личкваз-Тейское, Гегарчинское месторождения и ряд проявлений золота. Автор в течение ряда лет занимался детальными минералого-геохимическими исследованиями руд перечисленных выше месторождений и металлогенией золота. (Амирян, 1960, 1964, 1966<sup>1,2</sup>, 1968, 1970<sup>1,2</sup>, 1971). Полученные, в результате этих исследований, данные позволяют привести некоторые соображения о связи золоторудной минерализации с другими формациями руд.

Установлено, что золото, кроме собственных месторождений, значительные примеси образуют также в рудах месторождений медно-молибденовой, полиметаллической, серно-медноколчеданной и свинцово-сурьмянной формаций. В месторождениях медно-молибденовой и колчеданной формаций золото в повышенной концентрации проявляется в полиметаллических и мышьяково-полиметаллических типах руд (Пиджян, 1958, 1960; Фарамазян, 1958; Карапетян, 1961; Зарьян, 1963; Пароникян, 1967). В месторождениях свинцово-сурьмянной формации оно образует высокие и повышенные концентрации в полиметаллических и сложных сульфоантимонитовых типах руд (Сагателян, 1961; Амирян, Акопян, 1963).

Отмеченные типы руд, кроме золота, характеризуются также повышенным содержанием теллура, серебра, висмута, сурьмы и мышьяка, среди которых особая склонность к золоту проявляется у теллура. При этом, теллур образует собственные минералы с висмутом (теллуровисмутит, тетрадимит), свинцом (альтait), серебром (гессит) и золотом (калаверит, сильванит, петцит). Если учесть, что теллур широко представлен в собственно золоторудных месторождениях, где он образует самостоятельные типы руд с многочисленными видами теллуридов, то станет более отчетливой тесная геохимическая связь золота и теллура в постмагматических среднетемпературных образованиях. Это сродство является критерием, указывающим на связь золотого оруденения с определенными комплексами пород и руд и с определенной металлогенической эпохой.

Перечисленные выше месторождения, за исключением Шаумян-Хаджского, возраст которого спорный, являются образованиями альпийской металлогенической эпохи и связаны с поздними и конечными

стадиями развития соответствующих зон (Магакьян, 1966, 1967). Связь медно-молибденовых, полиметаллических и свинцово-сурьмяных руд с интрузивными и жильными телами средних и умеренно-кислых пород в настоящее время не вызывает сомнения.

Постоянное изменение и развитие тектоно-магматических комплексов, металлогеническое, геохимическое и физико-химическое развитие рудогенерирующих очагов в определенные периоды приводили к резким и новым качественным изменениям в постмагматических образованиях, что выражается в образовании новых месторождений, отличающихся от прежних новыми сочетаниями элементов, новообразованиями минералов и иными количественно-качественными минералого-геохимическими особенностями. Появление в составе новых образований определенных переходных минералов, элементов и их ассоциаций из предыдущих месторождений указывает на общую генетическую принадлежность и тех, и других к одним и тем же очагам, но к различным стадиям развития этих очагов.

Накопление золота и сопутствующих ему элементов - теллура, висмута, серебра, мышьяка, сурьмы, свинца, ртути в виде сложных сульфидов и теллуридов в поздних продуктах гидротермального процесса каждого месторождения в отдельности является выражением более общей закономерности, заключающейся в мобилизации и концентрации этих элементов в наиболее поздних продуктах тектоново-магматического развития данной области. Поэтому промышленные концентрации отмеченных элементов следует искать в связи с наиболее молодыми проявлениями интрузивного магmatизма.

В результате развития общего рудогенерирующего очага в определенных геологических условиях образуются генетические ряды (Константинов Р.М., 1965) рудных формаций. Практическое значение выделения таких рядов, как отмечает И.Г.Магакьян (1967), заключается в прогнозировании недостающего члена ряда и организации поисков месторождений недостающей формации. Поэтому установление геологических условий рудообразования для каждой формации и их взаимоотношений с другими формациями приобретает первостепенное значение. Равным образом это касается и золоторудных формаций, следовательно, ниже мы остановимся на выяснении связи этих формаций с другими. По геологическим условиям образования и сходным минералого-геохимическим особенностям главные золоторудные месторождения Армянской ССР относятся к золото-сульфидно-теллуровой, золото-сульфидной, золото-свинцово-сурьмяной и золото-шеелитовой формациям. Второстепенное значение имеют золото-кварцевая формация, вторичные кварциты с золотом; "железная шляпа" колчеданных месторождений с наложенной золоторудной минерализацией и россыпные месторождения. Перечисленные выше формации в основном развиваются в двух зонах альпийской складчатости: Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской. В числе золоторудных месторождений в настоящее время заслуживают внимания Зодское, Гамзачиманскоe, Меградзорское, Гегарчинское и Личкваз-Тейское.

Зодское месторождение находится в Севано-Амасийской струк-

турно-металлогенической зоне, где, породы, слагающие геологическое строение, образуют нижнесенонский, верхненесенонский, эоцен-олигоценовый и миоплиоценовый структурные ярусы.

Зодское месторождение находится в породах нижненесенонского структурного яруса, но в отдельных случаях рудные тела пересекают более молодые интрузивные образования, которые прорывают породы верхне-сенонского структурного яруса. Возраст оруденения считается досреднемиоценовым (Амирян, 1968).

Золоторудная минерализация в Севано-Амасийской зоне является результатом развития верхнеэоцен-олигоцен-миоценового магматизма. С ранними дифференциатами этого магматического цикла связаны медно-серноколчеданные, полиметаллические месторождения и проявления Азербайджанской части зоны, Диликан-Тандзутского, Чкнах-Базумского, Амасия-Чкнахского рудных районов, а с поздними – золоторудные, ртутные, сурьмяные, реальгар-аурипигментовые и редкометальные месторождения и проявления.

Золоторудные месторождения занимают промежуточное положение в отмеченном ряду рудных формаций – до ртутной и после полиметаллической. Золото в описанной зоне представлено золото-сульфидной (Арманис и др.), золото-сульфидно-теллуровой (Зод) и золото-шебелитовой (Гамзачиман) формациями.

В рудном поле Зодского месторождения и в соседних районах генетический ряд представлена следующими формациями руд: серно-медно-колчеданной, полиметаллической, золото-сульфидной, золото-сульфидно-теллуровой и ртутной. Связь золоторудных формаций с предыдущими членами ряда осуществляется участием некоторых минералов и ассоциаций минералов золоторудных формаций в рудах предыдущих формаций в повышенном количестве, но находящихся в резком подчинении основных ассоциаций этих формаций, а с поздними членами ряда эта связь выражается присутствием киновари и карбонат-антимонитовой ассоциации в рудах золоторудной формации, или же участием сурьмы, мышьяка и ртути в этих рудах в виде различных сложных сульфосолей, сульфидов и теллуридов.

Гамзачиманско месторождение золото-шебелитовых руд находится в центральной части Севано-Амасийской зоны, где широкое развитие имеют породы эоценовой вулканогенной толщи, из-под которой, местами в ядрах узких и линейных антиклинальных складок выступают меловые известняки. Прорываются они магматическими образованиями эоцен-олигоценового времени, с которыми в парагенетической связи находятся железорудные, медно-гематитовые, серно-медноколчеданные, полиметаллические, золото-шебелитовые и свинцовые месторождения и проявления рудного района. В результате наложения золото-сульфидных и золото-шебелитовых руд на колчеданные руды последние обогащены золотом и представляют определенный интерес.

Перечисленные формации руд связаны с проявлениями различных фаз интрузивного магматизма (гипабиссального и суббулканического) и взаимосвязаны, как и в других рядах рудных формаций, переходными ассоциациями минералов, отдельными типоморфными минералами, гео-

химическими особенностями руд и общими геологическими взаимоотношениями. Характерной особенностью всех этих формаций, особенно поздних, является повышенная золотоносность. Постепенное повышение концентрации золота в постмагматических растворах, связанных с поздними дифференциатами верхнеэоцен-олигоценового магматизма, приводит к образованию золото-полиметаллических и золото-шеллитовых руд, возраст которых, по взаимоотношению с породами определяется как посленижне-олигоценовый.

Меградзорское месторождение золото-сульфидно-теллуровых руд находится на стыке Памбак-Зангезурской и Севано-Амасийской структурно-металлогенических зон. Наложение разнохарактерных зон несколько осложнило состав генетического ряда рудных формаций, вводя в него формацию медно-молибденовых, и отчасти железных руд.

Слагающие рудное поле месторождения породы образуют несколько структурных ярусов (Амирян, 1970). Рудная минерализация приурочена к породам эоценового структурного яруса и прорывающим их интрузивным массивом. С одной из ранних фаз внедрения эоценового комплекса — гранодиоритами, кварцевыми диоритами связаны контактно-метасоматические эпидот-гранат-магнетитовые, апатит-магнетитовые, полиметаллические, медно-пиритовые месторождения и проявления (Раздан, Ахавнадзор, Мармариқ, Зар, Кабахлу, Ахундово и др.).

В связи с предолигоценовым комплексом и малыми интрузиями до-верхнемиоценового времени (гранодиорит-парфирами, гранит-порфирами и лапмпрофирами) образовались золото-сульфидно-теллуровые, полиметаллические, медно-молибденовые, редкометальные, антимонитовые и реальгар-аурилгементовые месторождения и проявления (Меградзор, Анкаван, Сарнахпюр, Ахундово, Лесное, Арзаканско и др.).

Отмеченные формации руд взаимосвязаны друг с другом ассоциациями минералов, элементов, отдельными минералами и повышенными концентрациями элементов руд одной формации в рудах других. Так медно-молибденовая формация руд с золоторудной связана переходными медно-мышьяковой и полиметаллической ассоциациями минералов. Золоторудная формация с железорудными связана полиметаллической и золото-теллуровой ассоциациями. Редкометальная формация руд с золоторудной и другими связана ассоциациями минералов сурьмы и машьяка. Медно-молибденовая формация со скарновой железорудной связана халькопирит-молибденовой ассоциацией или же повышенной концентрацией молибдена в рудах последней формации.

Во всех отмеченных формациях наблюдается повышенное содержание серебра, свинца, золота, цинка, молибдена, сурьмы, висмута, меди и мышьяка. Отмеченные формации, объединенные общностью геологических условий образования, носят общие черты минералого-геохимического характера. Но, несмотря на это, члены генетического ряда отличаются друг от друга по присущим им минералого-геохимическим, структурно-текстурным, морфо-генетическим и геолого-структурным особенностям. В железорудной формации руд преобладают ассоциации минералов железа с гранатом, эпидотом, апатитом с подчиненной ролью сульфидов и, редко, теллуридов; в золотых рудах преобладают сульфиды полиметал-

лов, теллуриды, золото; в медно-молибденовой формации главными являются медно-молибденовая и медно-мышьяковая ассоциации, в подчинении находятся полиметаллические, золото-теллуровые. Редкометальная формация в основном представлена кварц-редкометальной и карбонат-редкометальной минерализацией, полиметаллическая и другие имеют подчиненное значение. Сурьмяная и реальгар-аурипигментовая формации представлены антимонитом, реальгаром и аурипигментом, роль остальных минералов незначительна.

Отмеченные различия обусловлены металлогенической специализацией отдельных фаз магматических комплексов, характером растворов, составом пород, глубиной становления магматических очагов, характером вмещающих пород и другими локальными геологическими факторами. Возраст различных членов ряда различен – от нижнеолигоценового (для железорудной, медно-pirитовой, полиметаллической формаций) до миоценового (для золоторудной, редкометальной, сурьмяной и реальгар-аурипигментовой формаций).

Гегарчинское месторождение расположено в средней части Памбак-Зангезурской структурно-металлической зоны, следовательно, носит характерные черты металлогенеза зоны и минералого-геохимические особенности, присущие постмагматическим образованиям района. Установленные в зоне и в рудном районе, рудные формации образуют генетический ряд в связи с третичным магматическим комплексом. В составе ряда участвуют медные, молибденовые, медно-молибден-полиметаллические, полиметаллические, свинцово-цинковые, золото-полиметаллические, свинцовые, золото-свинцово-сурьмяные, сурьмяные формации, взаимо связанные переходными, чуждыми для данной формации ассоциациями минералов и некоторыми общими чертами минералого-геохимического и генетического характера. В месторождениях молибденовой формации в подчиненном количестве участвует полиметаллическая ассоциация, нередко образуя обособленные участки. Эта ассоциация является основной в полиметаллической формации. В последней в небольших количествах появляется сульфоантимонитовая минерализация, которая преобладает в свинцово-сурьмяных месторождениях. Как видно, в этой зоне, и в рудном поле в частности, проявляются все переходные типы руд между двумя крайними членами ряда: медной, медно-молибденовой и стибнитовой (сурьмяной).

Гегарчинское месторождение является примером переходных месторождений от полиметаллических к сурьмяным, где в рудах участвуют пирротин-пирит-арсенопиритовые, пирит-халькопиритовые, полиметаллические, сульфоантимонитовые и антимонитовые типы руд. Основными носителями золота среди отмеченных типов руд являются полиметаллические и сульфоантимонитовые. В наиболее ранних типах руд установлена также молибденовая минерализация. Как следует, золото-полиметаллическая формация руд, с одной стороны, через полиметаллическую ассоциацию минералов связывается с медно-молибденовыми рудами, а с другой – через золотоносную свинцово-сурьмяную ассоциацию – с антимонитовыми.

Возраст оруденения по взаимоотношению с миоценовыми породами (Казарян и др., 1967) считается посленижнемиоценовым.

Азатекское месторождение золото-свинцово-сурьмяных руд находится в рудном поле Гегарчинского месторождения. Оно расположено на некотором удалении от Каялинской интрузии и по условиям образования, ассоциациям минералов и геохимическим особенностям относится к более поздним членам генетического ряда.

Азатекское золото-свинцово-сурьмяное месторождение с Гегарчинским месторождением золото-полиметаллических руд связано золотоносными полиметаллическими и сульфоантимонитовыми типами руд. Первый из них является основным типом руд Гегарчинского месторождения, а второй - Азатекского. Пирит-халькопиритовая и полиметаллическая минерализации в слабой степени проявляются в рудах Азатекского месторождения, а сульфоантимонитовая и антимонитовая - Гегарчинского. Принадлежность этих месторождений к одному генетическому ряду доказывается зональным расположением их по отношению к Каялинской интрузии, взаимоотношением с однотипными интрузивными и жильными породами, взаимными переходами типов руд, химизмом руд и другими особенностями геологического, минералогического и геохимического характера.

Личкваз - Тейское месторождение находится в пределах развития интрузивных пород Мегринского plutона, в юго-восточной части Памбак-Зангезурской зоны. В сложении рудного поля участвуют эоценовые порфиры, их туфы, туфобрекции, прорванные гранитоидами и их жильными дериватами. Рудные тела находятся как в порфиратах, так и в прорывающих их интрузивных породах.

Установленные в рудном поле рудные формации: медная, медно-молибденовая, полиметаллическая и золото-сульфидная связаны с наиболее молодым проявлением интрузивного магматизма - штоками и дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диабазовых порфиритов,андезито-дацитов и керсантитов, возраст которых считается (Гукасян, Меликссян, 1965) нижнемиоценовым. Значит, оруденение является посленижнемиоценовым.

Связь золото-сульфидных руд с медно-молибденовыми, а последних с медными рудами осуществляется через полиметаллические и медно-молибденовые ассоциации минералов. Медно-молибденовая ассоциация, являющаяся основной в рудах медно-молибденовой формации, в слабой степени проявляется в медных рудах (Джиндара), а полиметаллическая ассоциация, являющаяся основной ассоциацией полиметаллической формации, слабо представлена в месторождениях медно-молибденовой формации, при этом здесь она образуется в конце рудного процесса. Добавлением к полиметаллическим рудам золота и золотоносной арсенопиритовой ассоциации происходит переход от полиметаллических руд к золото-полиметаллическим, а последние в соседних рудах районных переходят у рудам сурьмяной и реальгар-ауриллгментовой формаций.

В заключение следует отметить, что промышленные месторождения золота Армянской ССР представлены золото-сульфидно-теллуровой, золото-сульфидной, золото-шеелитовой и золото-свинцово-сурьмяной формациями, которые в структурно-металлогенических зонах, рудных районах и рудных полях составляют генетические ряды с другими формациями, в одном случае с медно-серноколчеданной, полиметаллической,

рутной, сурьмяной и реальгар-аурипигментовой (Севано-Амасийская зона), а в другом - с железорудной, меднорудной, медно-молибденовой, полиметаллической, сурьмяной, реальгар-аурипигментовой и редкометальной. Золоторудные формации являются средними членами рядов и переходными ассоциациями минералов, элементов и своими геохимическими и генетическими особенностями связываются как с ранними, так и поздними членами ряда.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амирян Ш.О. Характер оруденения золота на одном месторождении. ДАН Арм.ССР, т.ХХХ, №4, 1960.
- Амирян Ш.О. Акопян А.Г. О золоторудной минерализации на одном сурьмяно-полиметаллическом месторождении Айоцзорского рудного района. Научно-тех.сб. "Геология и горное дело", № 3-4, 1963.
- Амирян Ш.О. Карапетян А.И. Минералого-геохимическая характеристика руд Меградзорского золоторудного месторождения. Изв. АН Арм.ССР, серия геол. и географ. наук, т.ХУП, №2, 1964.
- Амирян Ш.О. К минералогии и золоторудной минерализации Гамзачи-манского месторождения. Зап.Арм. отд. ВМО, вып. 3, 1966.<sup>1</sup>
- Амирян Ш.О. Некоторые новые данные по минералогии и геохимии руд Личквазского золоторудного месторождения. Изв. АН Арм.ССР серия геол. и геогр.наук, т.XIX, № 6, 1966.<sup>2</sup>
- Амирян Ш.О. Некоторые черты металлогении золота и золотоносные ассоциации минералов в Арм.ССР. Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", № 5, 1968.
- Амирян Ш.О. К условиям образования Меградзорского золоторудного месторождения. Записки Арм. отд. ВМО, вып. 4, 1970.<sup>1</sup>
- Амирян Ш.О. Некоторые соображения об источниках золоторудной минерализации по данным нейтронно-активационного анализа. АН Арм.ССР, т.2, 1970.<sup>2</sup>
- Амирян Ш.О. Тунян Г.А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Изв. АН Арм.ССР "Наука о Земле", № 5, 1971.
- Гукасян Р.Х. Меликсетян Б.М. Об абсолютном возрасте и закономерности формирования сложного Мегринского plutона. Изв. АН Арм.ССР, серия геол. и геогр. наук, т.ХУШ, №3-4, 1965.
- Зарьян Р.Н. К минералогии руд Аткизского участка Каджаранского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып.2, 1963.
- Казарян Г.А. и др. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья. Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", т.ХХ, № 4, 1967.
- Карапетян А.И. Характер оруденения золота на одном медно-молибденовом месторождении. Изв. АН Арм.ССР, серия геол. и геогр. наук, № 4, 1961.
- Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных исследова-

- ниях. В кн.: "Изучение закономерн. размещения минерализ. при металлог. исслед. рудных районов", Изд. "Недра", 1965.
- Магакьян И.Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Арм.ССР (на основе прогнозно-металлогенической карты). Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", т.XIX, № 4, 1966.
- Магакьян И.Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. Записки ВМО, II серия, ч.96, вып.5, л., Изд."Наука", 1967.
- Пароникян В.О. К геохимии благородных и некоторых редких элементов в колчеданной и полиметаллической формациях руд Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", т.XX, №5-6, 1967.
- Пиджян Г.О. К геохимии руд Дастанкертского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм.ССР, серия геол. и геогр. наук, № 4, 1958.
- Пиджян Г.О. К минералогии руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм.ССР, серия геол. и геогр. наук, № 2, 1960.
- Сагателян Э.А. Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Арм.ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1961.
- Фарамазян А.С. К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм.ССР, серия геол. и геогр. наук, т.XI, № 6, 1958.

Г. А. Тунян

## К УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕЙ-ЛИЧКВАЗСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Тей-Личквазское золоторудное месторождение находится в Мегринском районе Армянской ССР и входит в Памбак-Занげзурскую структурно-металлогеническую зону (И. Г. Магакьян, 1966), для которой характерна минерализация меди, молибдена, золота, свинца, цинка, сурьмы, мышьяка и ряда редких металлов.

В связи с разновозрастным и различного петрохимического характера интрузивным магматизмом в изучаемом районе широким распространением пользуются самые разнообразные формации руд, начиная от скарново-железорудных, кончая редкометальными. Среди этих формаций промышленное значение имеют медно-молибденовые, медные, полиметаллические и золото-сульфидные.

Золото-сульфидная формация руд, с одной стороны, связана с медной и медно-молибденовой формациями, а с другой, — свинцово-сурьмяной и сурьмяной. Отмеченные рудные формации генетически связаны с различными дериватами Мегринского многофазного плутона и составляют один генетический ряд.

В течение 1964–1970 гг. автор непосредственно участвовал в проведении геологоразведочных работ и детально изучал геологическое строение, условия образования и минералого-геохимические особенности руд Тей-Личквазского золоторудного месторождения. Результаты этих исследований частично опубликованы (Тунян, 1971; Амирян, Тунян 1971) и изложены в геологических отчетах, написанных автором за период 1964–1971 гг.

В настоящей статье, на основании имеющихся богатых фактических данных, излагаются соображения автора по некоторым вопросам формирования Тей-Личквазского золоторудного месторождения.

### Геологическое строение месторождения

В геологическом строении Тей-Личквазского золоторудного месторождения участвуют вулканогенно-осадочные и интрузивные породы.

В пределах месторождения наиболее древние породы представлены вулканогенными образованиями нижнего эоценса и являются останцами кровли интрузива. Слагают они восточную и северо-восточную части и в виде небольших останцев наблюдаются в центральной части месторождения.

Выделяются три разновидности порфиритов, которые четких границ не имеют и связаны между собой постепенными переходами: 1) интенсивно измененные, эпидотизированные порфириты и их туфобрекции; 2) светло-серые, в некоторой степени перекристаллизированные, порфириты андезито-дацитового состава; 3) темно-серые, плотные, местами интенсивно пиритизированные порфириты андезитового состава.

Эпидотизированные порфириты и туфобрекции (брекчиевидные порфириты) развиты в северной и юго-восточной частях Тейского месторождения. Характерным для этих пород является интенсивная окварцовость и эпидотизированность.

Светло-серые порфириты развиты у развалин сел. Тей и северо-западнее от них. Эти породы интенсивно изменены, окваркованы, серицизированы, вследствие чего приобрели светло-серый цвет.

Наиболее интенсивное изменение пород отмечается у контактов с прорывающими их интрузиями гранодиоритов. Состав этих порфиритов андезито-дацитовый.

Темно-серые порфириты андезитового состава являются самыми распространенными разностями порфиритов. Развиты они между Тейским и Личквазским месторождениями и на восточном фланге Тейского месторождения. Эти породы плотные, мелкоэзернистые, иногда пиритизированные, темно-серого цвета.

Район месторождения сложен почти исключительно магматическими породами третичного периода, возраст которых является спорным и среди исследователей нет единого мнения.

В районе наших исследований интрузивные породы прорывают вулканическую толщу нижнего эоценена и покрываются грубообломочной "Нор-Аревикской" толщей плиоценена, в основании которой залегает конгломерат, состоящий из галек интрузивных пород и порфиритов. Исходя из вышеизложенного, можно определенно говорить лишь о посленижнезоценовом и доплиоценовом возрасте интрузии.

Радиологические данные устанавливают верхнезоцен-миоценовый возраст интрузивных пород.

Интрузивные породы отличаются многообразием петрографического состава, от основных до кислых и щелочных. Такое разнообразие пород обусловлено кристаллизационной дифференциацией, явлениями гибридизма и ассиляции.

В составе Мегинского plutона С.А. Мовсесян (1951), С.С. Мкртчян (1958), А.И. Адамян (1955) выделяются от трех до пяти интрузивных фаз.

Непосредственно на месторождении развиты породы монцонитовой фазы интрузии, которые характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Среди пород монционитовой интрузии выделяются габбро, габбро-пироксениты, габбро-диориты, габбро-сиениты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, монцониты, кварцевые монцониты, сиенито-диориты. Все они характеризуются постепенными взаимопереходами.

Определенной закономерности в пространственном распределении различных типов пород внутри интрузива не наблюдается. Однако, от-

мечается, что наиболее основные породы, приурочены к крупным останцам вулканогенно-осадочной толщи нижнего эоцена, а также к наиболее высоким отметкам и эндоконтактам.

### Структурная характеристика

Тей-Личквазское рудное поле объединяет четыре месторождения, из коих Айгедзорское и Марал-Заминское представлены медно-молибденовыми, а Личквазское и Тейское месторождения – золото-сульфидным оруденением.

1. Айгедзорское молибденовое месторождение представлено серией кварц-молибденитовых жил, которые образуют полосу северо-восточного простирания, протяженностью 200–300 м. На месторождении разведены свыше десяти жил, выполняющих разрывы, оперяющие Дебаклинский разлом и представленные серией кулисообразно сменяющих друг друга по простирианию трещин.

2. Марал-Заминское молибденовое месторождение имеет штокверковый характер и резко отличается от Айгедзорского. Оруденение приурочено к зоне гидротермально измененных окварцованных гранодиоритов, прослеживающихся в северо-восточном направлении на 1,0 км., при мощности 300–400 метров.

3. Личквазское золоторудное месторождение расположено северо-западнее от Айгедзорского и заключает серию халькопирит-молибденит-кварцевых прожилков субширотного простирания и ряд кварцево-сульфидных с золотом жил северо-восточного простирания. Те и другие расположены в висячем боку Дебаклинского разлома.

4. Тейское золоторудное месторождение представлено линейно вытянутыми, крутопадающими на СЗ, гидротермально измененными зонами золото-сульфидных руд северо-восточного простирания.

Золотоносные структуры Тей-Личквазского месторождения залегают между Дебаклинским (рис. 1) и Тейским разломами, а молибеноносные – Тейским и Марал-Заминским разломами.

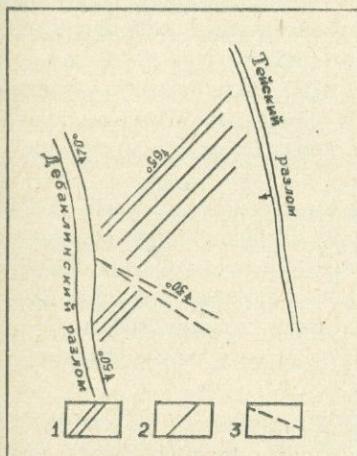


Рис.1. Структурная схема Тей-Личквазского золоторудного месторождения.  
1. Рудоконтролирующие разрывы. 2. Рудо-вмещающие разрывы. 3. Дорудные трещины скальвания

Кварцево-золоторудные жилы Личквазского месторождения развиваются в висячем боку Дебаклинского разлома в месте изгиба его простирации в северо-западном направлении. Золоторудные зоны Тейского месторождения, расположенные на удалении от Дебаклинского разлома, составляют продолжение по простирации рудных жил Личквазского месторождения.

Основной промышленный интерес представляет Тейское месторождение, где выявлен ряд золотоносных зон.

Указанные зоны представлены полосами сильно раздробленных, гидротермально измененных, пиритизированных пород, содержащих вкрапленность, гнезда, прожилки и жилы, сложенные пиритом, халькопиритом, сфalerитом, галенитом, арсенопиритом, кварцем и др.

Структура рудного поля характеризуется особенностями строения Дебаклинского разлома, а также элементами трещинной тектоники, связанной с внутренним строением массива. Дебаклинский разлом характеризуется волнистой поверхностью, выраженной в наличии изгибов в плане и выполнением отдельных участков. К изгибу разлома приурочены определяющие рудоносные разрывы месторождения.

В формировании рудовмещающих структур немалую роль сыграла система трещин, выполненных дайками различного состава.

На Айгедзорском и Марал-Заминском месторождениях четко проявлена северо-восточная система разрывов, выполненная аплитами и дайками диорит-порфиритов и северо-западная — дайками диабазовых порфиритов.

На Личквазском и Тейском месторождениях установлены, в основном, системы даек северо-восточного простирания (диоритовые порфириты, керсантиты, андезито-дациты).

Таким образом, предполагается, что дайковый комплекс рудного поля характеризуется проявлением двух систем трещин скальвания.

На Тейском месторождении керсантитовые дайки наиболее тесно пространственно ассоциируют с рудовмещающими структурами, вдоль которых породы наиболее сильно изменены гидротермальными процессами.

В рудном поле рудоносные структуры имеют несколько направлений, 1. Северо-западное; в нем развиты кварцево-молибденовые прожилки. 2. Северо-восточное; в нем развиты жилы с кварц-молибденовым оруднением Айгедзорского и Личквазского месторождений, кварц-золоторудные жилы Личквазского и золото-сульфидные зоны Тейского месторождения.

Тей-Личквазское месторождение находится между Дебаклинским разломом и, с другой стороны, — Тейским. Видимо, Дебаклинский разлом определяет положение рудовмещающих разрывов, представляющих собой трещины оперения в месте резкого изменения простирации разлома. Отсюда можно сделать вывод, что участки со сходной структурной позицией могут быть перспективными в отношении золото-сульфидной минерализации.

Наиболее богатые руды приурочены к участкам наложения разновозрастных ассоциаций, к местам сильно раздробленных, окварцованных пород и к трещинам различных систем в рудных зонах. Оруднение лока-

лизуется в узлах пересечения тектонических нарушений, в зонах интенсивной трещиноватости, дробления и гидротермального изменения пород.

Пострудные подвижки в рудном поле проявлены очень слабо. Отдельные интервалы рудных зон смешены пологопадающими нарушениями северо-западного простирания на 3-5 м. Эти подвижки в рудных зонах проявились неоднократно и привели к образованию глиники трения темного цвета вдоль зальбандов кварцевых жил, брекчированию и рассланцеванию руд.

### Минеральные ассоциации руд и их взаимоотношения

Тейское месторождение принадлежит к формации золото-сульфидных руд. Изучение взаимоотношений рудных тел и минеральных ассоциаций, срастание минералов и их агрегатов показывает, что в составе руд можно выделить несколько промышленных минеральных ассоциаций: кварц-пирит-халькопиритную, золото-полиметаллическую и кварц-арсенопиритовую, которые являются продуктами самостоятельных порций растворов и отличаются пространственным расположением и особенностями минерального состава и геохимии.

На месторождении кроме вышеотмеченных установлено наличие кварц-молибденитовых, кварцевых, кварц-пиритовых и кварц-карbonатных ассоциаций минералов, которые принадлежат к дорудным и пострудным образованиям: кварц-молибденитовая – принадлежит к более раннему этапу гидротермального рудообразования, в результате которого формировались медно-молибденовые месторождения и проявления рудного поля. Слабо проявленные кварц-молибденитовые прожилки секутся прожилками безрудного кварца, которыми начинается новый этап гидротермального рудообразования, формирующий месторождения золото-сульфидных руд.

Таким образом, рудный процесс начинается образованием безрудных кварцевых жил и прожилков, за которыми последовательно образуются пиритовые, пирит-халькопиритовые, полиметаллические, арсенопиритовые и кварц-карbonатные жилы и прожилки и зоны прожилково-вкрашенной минерализации.

Последовательность отложения перечисленных ассоциаций подтверждается непосредственным пересечением жил и прожилков сложенных ими, брекчированием и цементацией агрегатов ранее отложенных руд последующими и замещением ранних минералов поздними.

Кварц-молибденитовая ассоциация минералов на Тейском месторождении пользуется слабым развитием. Эта ассоциация широко развита на Айгедзорском и Марал-Заминском месторождениях, образует жилы и зоны прожилково-вкрашенной минерализации.

Кварц-молибденитовые и золото-сульфидные руды связаны общностью источника рудообразующих растворов. Однако по времени они несколько оторваны друг от друга, что доказывается взаимоотношением кварц-молибденитовых прожилков с кварцевыми и кварц-сульфидными жилами и прожилками золото-сульфидного этапа рудообразования.

В золото-сульфидных жилах Тейского месторождения установлено до 0,03% молибдена, что подтверждает генетическую общность молибденитовой и золото-сульфидной минерализации.

В составе молибденитовых руд спектральным анализом установлены: Mo - 0,12, Си - 1,0, Pb - 0,15, Zn - 0,015, Bi, Ga - 0,001, As - 0,2, Zn - 0,3%. В этих рудах содержание золота и серебра низкое.

Дорудный кварц встречается в виде жил и метасоматических новообразований в рудных зонах и рудовмещающих породах. Ранний кварц обычно раздроблен и деформирован. Иногда кварцевые прожилки сопровождаются эпидотом, хлоритом и пиритом. Минеральный состав кварцевых жил прост. Основной минерал - кварц. Редко встречаются пирит, халькопирит и сфалерит. Кварц в основном молочно-белого цвета.

Спектральным анализом в кварце установлены сотые и тысячные доли процента марганца, кобальта, титана, меди, свинца, цинка, сурьмы, висмута, мышьяка и стронция.

Кварц - пиритовая ассоциация минералов пользуется большим развитием. Кварц-пиритовые агрегаты образуют гнезда и прожилки в рудовмещающих породах и прослеживаются на расстоянии от нескольких сантиметров до 10 метров. Мощность их доходит до 5 см., иногда больше.

Большие площади занимает вкрапленный пирит. Очень сильно проявлена пиритизация в порфиритах.

В описанной ассоциации, в небольших количествах, встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, гематит и магнетит. В этих рудах спектральным анализом установлены: Mn, Си, Pb, Zn, As, Ti - 0,1-0,3%, Co, Bi - 0,006-0,008%. Химическими анализами в пиритовых рудах определены селен - 15, Тe - 12, Bi - 40, Ga - 12, Ge - 2,0 г/т. Пириты золота почти не содержат.

Пирит - халькопиритовая ассоциация представлена пиритом, халькопиритом, висмутином, козалитом с небольшой примесью золота, тетрадимита, теллуровисмутита, гессита, виттихенита, галенита, сфалерита, теннантита, тетраэдрита, геокронита, пирротина. Из жильных минералов присутствуют кварц, кальцит, анкерит, доломит, среди которых преобладает кварц.

Пирит-халькопиритовая ассоциация имеет широкое распространение и является одной из продуктивных в отношении меди и висмута.

Этой ассоциацией сложены отдельные жилы, гнезда. Кроме того, в виде прожилково-вкрапленной минерализации она широко проявляется в рудных зонах. Наиболее богатое скопление медной руды установлено в первой рудной зоне, на горизонтах штолен 13, 16 и 19, где встречаются участки, сложенные исключительно массивными агрегатами халькопирита.

Последовательность отложения минералов в этой ассоциации такова: кварц-пирит-сфалерит-халькопирит-пирротин-блеклая руда-галенит-висмутин-козалит-виттихенит-плагионит-теллуровисмутит-тетрадимит-гессит-золото. Под влиянием последующих подвижек пирит-халькопиритовые руды деформировались и катаклизировались, в результате чего образовались полосчатые, брекчевые, кокардовые текстуры и структуры и структуры замещения.

В пирит-халькопиритовых рудах химическими анализами (37 проб) установлены: селен - 25,2, теллур - 53, висмут - 770, галлий - 7,84,

германий - 2,34, индий - 3,37, кадмий - 35 г/т. Эта ассоциация бедна золотом. По результатам пробирных анализов 30 проб, содержание золота составляет 1,82, серебра - 85,8 г/т. Золото в этой ассоциации находится в виде редких включений. Содержание серебра иногда превышает 1 %. Из серебряных минералов в рудах установлен гессит.

По содержанию меди, висмута, серебра, селена, теллура и кадмия пирит-халькопиритовые руды имеют важное промышленное значение.

**Золото** - полиметаллическая ассоциация минералов является наиболее распространенной и главной. Этой ассоциацией сложны I, II и III золоторудные зоны и многие жилы месторождения, которые прослеживаются в северо-восточном направлении на несколько сот метров по простиранию и падению. В виде прожилково-вкрапленной минерализации полиметаллическая ассоциация минералов развивается в зонах брекчирования и дробления, имеющих промышленное значение. По простиранию участки богатых руд сменяются убогими, имея неравномерный характер распределения рудных элементов. Среди жил наблюдаются как простые, так и сложные. Все они имеют пережимы и раздувы. В раздувах мощность доходит до 5-6 метров, а в пережимах - 5-10 см. Иногда вдоль полиметаллических жил наблюдаются участки с арсено-пиритовой минерализацией, а в отдельных случаях они совместно пересекаются безрудными кварц-карbonатными прожилками (рис. 2).

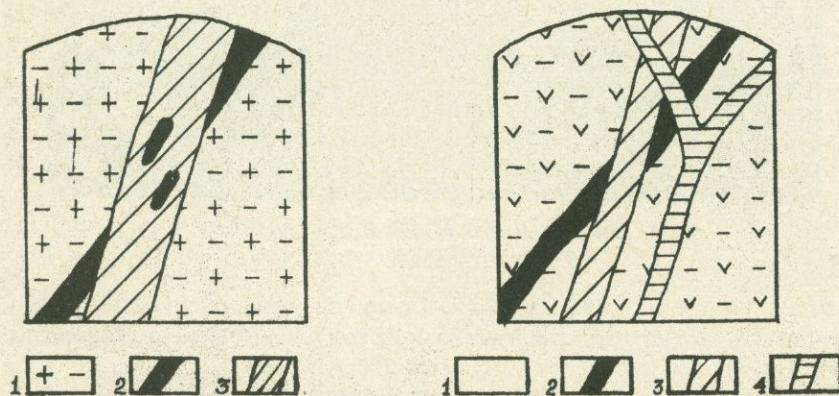


Рис. 2. Взаимоотношение стадии минерализации

Личквазское месторождение шт. 10 квершл. 1

1. Измененные гранодиориты.
2. Пирит-халькопиритовый прожилок.
3. Полиметаллическая жила.

Тейское месторождение шт. 16 штр. 14

1. Измененные порфиры.
2. Пирит-халькопиритовый прожилок.
3. Полиметаллическая жила.
4. Кварц-арсенопиритовый прожилок.

Полиметаллические руды сложены из кварца, пирита, сфалерита, халькопирита, золота, теннантита, тетраэдрита, киновари. Последова-

тельность выделения минералов такова: кварц-пирит-сфалерит-халькопирит-блеклая руда-борнит-галенит-бурнонит-киноварь-золото. Преобладающими текстурами этих руд являются: массивные, пятнистые, кокардовые, полосчатые и прожилковые.

Химическими анализами установлены селен - 19,0, теллур - 29, висмут - 240, галлий - 11, германий - 2,6, индий - 3,2, кадмий - 570 г/т. Пробирными анализами (39 проб) установлено содержание золота - 56,87, серебра - 366,83 г/т.

Эта ассоциация минералов в отношении золота и серебра является наиболее ценной и имеет промышленное значение. Золото в рудах представлено самородными частицами (рис. 3) размером до 0,5 мм и развивается по всем минералам руд.

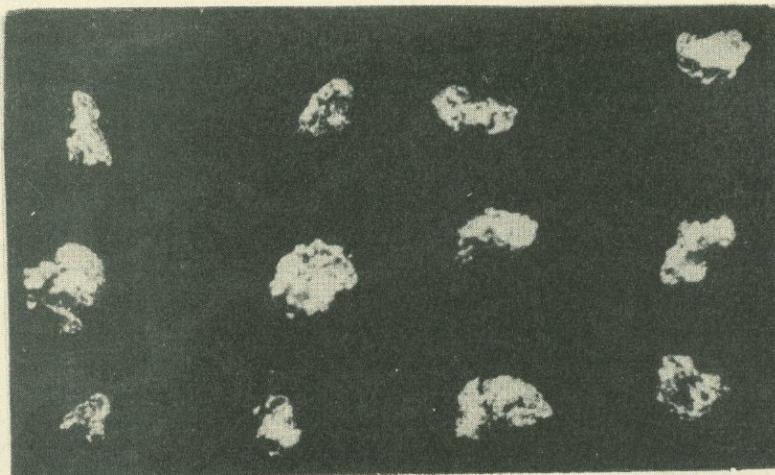


Рис. 3. Самородные частицы золота  
(увел. 20 раз)

Кварц - арсенопиритовая ассоциация минералов имеет небольшое развитие, но иногда образует само стоятельные прожилки, мощностью до 3-5 см. Очень часто эта ассоциация образует обособленные скопления в полиметаллических жилах. В этих случаях арсенопиритовые игольчатые кристаллы слагают каймы вокруг халькопиритовых и полиметаллических руд или же в виде прожилков рассекают их (рис. 2).

Развиваясь по контактам полиметаллических руд, арсенопиритовые прожилки образуют полосчатые и зональные текстуры. Минеральный состав руд: кварц, арсенопирит, золото, а также пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда, которые имеют подчиненное значение.

По содержанию благородных элементов, висмута и кадмия, арсенопиритовые руды являются одним из промышленных типов. Пробирными анализами (20 проб) установлено: золото - 27,69 г/т, серебро - 84,0 г/т. Химическими анализами определены: Cu - 0,21, Pb - 0,12, Zn - 0,13, As - 2,0, Sb - 0,35%; Bi - 130, Se - 9,8, Te - 15,0, Ga - 6,0, Ge - 1,3, Zn - 3,0, Cd - 10,2 г/т.

Кварц-карбонатная ассоциация имеет незначительное развитие. Прожилки этой ассоциации маломощны, невыдержаны по простиранию и расекают агрегаты минералов ранних стадий минерализации. В них спектральным анализом установлены доли процента меди, свинца, цинка, мышьяка и десятитысячные доли процента серебра, сурьмы и висмута.

Из вышеизложенного следует, что формирование месторождения происходило в результате длительных и многостадийных процессов и что золото-полиметаллическая минерализация представляет поздний этап единого рудного процесса, в ранний этап которого отложены медно-молибденовые руды, поэтому месторождения золото-полиметаллических руд располагаются в пределах рудных полей медно-молибденовых месторождений (Магакьян, 1966) на флангах или в верхних горизонтах их. Подтверждается (Тунян, 1971) единство руд медно-молибденовой и золото-сульфидной формаций и, следовательно, по аналогии с Тейским месторождением, возможность обнаружения золоторудной минерализации на периферии или на флангах других медно-молибденовых рудных полей.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амирян Ш.О., Тунян Г.А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", т. XXIУ, № 5, 1971.
- Магакьян И.Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", т. XIX, № 4, 1966.
- Тунян Г.А. Взаимоотношение медно-молибденового и золото-сульфидного оруденения и стадий минерализации на Айгедзорском рудном поле. Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", т. XXIУ, 1971.



К. М. Мурадян

ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ И МЕТАСОМАТИЗМА<sup>ж</sup>  
С ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ  
(на примере некоторых рудных полей Армянской ССР)

Материалом для настоящего сообщения послужило изучение отдельных рудных полей северной части Армянской ССР, расположенных в разновозрастных (юрских, меловых, палеогеновых) вулканогенных формациях и вулканогенно-интрузивных ассоциациях.

Проблема взаимосвязи оруденения (месторождения) и метасоматизма с вулкано-тектоническими и синвулканическими структурами (жерлами, некками), отличающаяся своими специфичными особенностями, только в последние годы в практике геологических работ начинает обращать на себя внимание исследователей (В.Н.Котляр, В.И.Смирнов, Г.С.Дзоценидзе, М.Б.Бородаевская, М.А.Фаворская, И.Г.Магакьян, Г.Ф.Яковлев, Г.Н.Щерба, И.В.Луцицкий, П.Д.Яковлев, Г.Ф.Червяковский, Г.М.Фремд, Е.Ф.Малеев, Т.Ватанабе и др.) Как отмечают В.Н.Котляр (1959, 1960, 1961, 1963<sup>1,2</sup>, 1965, 1966, 1968, 1969, 1970, и И.Г.Магакьян (1959 1965, 1967, 1970), преувеличение роли крупных интрузивных массивов в рудообразовании привело к явной недооценке связи оруденения и метасоматизма с вулканизмом, т.е. с вулкано-тектоническими и синвулканическими структурами (жерлами, криптовулканами и трубками взрыва). Такая связь выражается не только пространственно или парагенетически, но и генетически (в смысле общности их очага и тяготения к зонам длительно живущих глубинных разломов, типа расколов фундамента, являющихся магмоподводящими каналами, образующих вулкано-тектонические структуры, сочетающиеся с путями миграции синвулканических структур - как центров разгрузки рудоносных газогидротерм - рассолов).

В этом отношении наша республика (и Малый Кавказ в целом) является классическим примером области широкого развития палео-

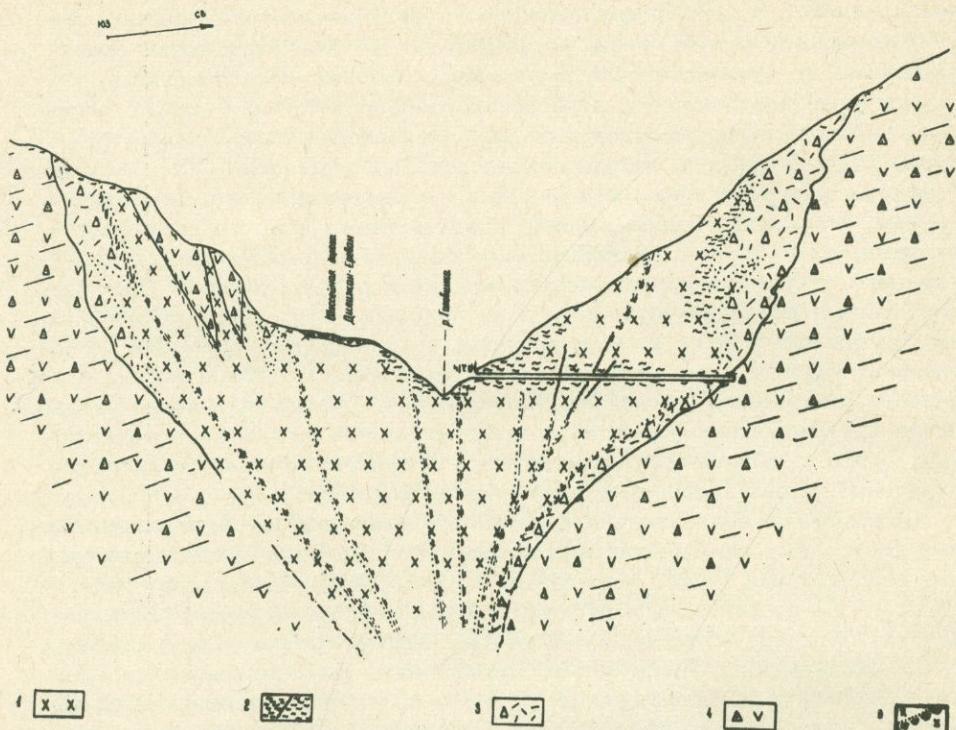
<sup>ж</sup> Вулкано-тектоническими структурами рудных полей являются структуры сложного генезиса, в формировании которых принимали участие как вулканические процессы (т.е. раннего периода, когда происходило заложение древних зон разломов, обычно залеченных вулканическими породами), так и тектонические движения, чаще всего синхронные с вулканизмом (синвулканические), иногда и более поздние (поствулканические): В.Н.Котляр, Г.Ф.Яковлев, Г.М.Фремд и др., (1968, 1969, 1970).

неовулканизма с хорошо сохранившимися вулкано-тектоническими, син-вулканическими структурами, но далеко не изученными с точки зрения выявления их решающей роли в близповерхностной металлогении.

Изучение показало, что в пределах разновозрастных (юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых и др.) вулканогенных формаций, структурно-формационных и металлогенических зон Армянской ССР распространены многочисленные колчеданные (серноколчеданные, медноклещенные, колчеданно-полиметаллические), а также золоторудные, энаргитовые, марганцевые, молибденовые реальгар-аурилигментовые, алатит-магнетитовые и другие месторождения и рудопроявления. Явно недостаточное изучение фациальнойности и типизации структурно-геологических особенностей этих разновозрастных вулканогенных формаций (и их взаимоотношения с гипабисальными интрузивами, метасоматизмом и оруденением, связанного с "ими") не привело к должному признанию рудоносности вулканогенных формаций и вулканогенно-интрузивных ассоциаций и их связи с вулкано-тектоническими, синвулканическими структурами отдельных рудных районов и полей Армянской ССР.

Проведенные за последние десять лет комплексные специализированные фациальные палеореконструкционные и структурно-вулканологические исследования (К.М. Мурадян, 1962, 1965, 1966, 1967, 1968, 1969, 1970, 1971) по отдельным рудным районам и рудным полям (Шамшадинских: Хндзорут-Тавуш-Ахумских ( $J_1$ ), Лалигюхских ( $C_2$ ), Базумских: Дилижанских, Тандзутских, Пушкинских, Чибухлинских, Арманиских, Ширакских и Анкадзорских ( $Pg_2$ ) и др.) дали возможность установить сложно-фациальный характер (покровная, экструзивная, криптовулканическая, жерловая, субвулканическая и др. фации) пород единого вулканогенного комплекса среднеюрской, верхнемеловой, среднезоценовой вулканогенно-интрузивной ассоциаций и выявить особенности зон вулканических структур околоджерловой и жерловой фации, с чем именно тесно ассоциируют метасоматические (окорудные) изменения и почти все месторождения и рудопроявления одноименных исследуемых рудных полей. Это дало основание по-новому оценить металлогению этих рудных полей и рассмотреть особенности формирования вулканогенных гидротермальных месторождений и рудопроявлений, связанных с регионально-линейными вулкано-тектоническими (и локально синвулканическими-жерловыми) структурами (постстройками) (фиг. 1, 2, 3, 4). Интересно отметить, что до последнего времени эти вулкано-тектонические и синвулканические структуры принимались (Саркисян, 1962; Мартиросян, 1964; Акопян, 1967 и др.) за оси антиклиналей или брахиантиклиналей (Казачий-бугорской, Тандзутской, Чернореченской, Арчутской и др.).

Проведенными исследованиями установлено, что эти вулкано-тектонические и локально синвулканические структуры формировались на фоне крупных долгоживущих (с  $J_1$ -ой?), многократно обновляющихся разрывных нарушений зон глубокого заложения (например, Базумский, Мургузский, Лалигюхский и др.) тяготея к переходным зонам антиклиналей к синклиналям. Это дает основание предполагать, что на современном эрозионном срезе эти вулканические постройки контролируются

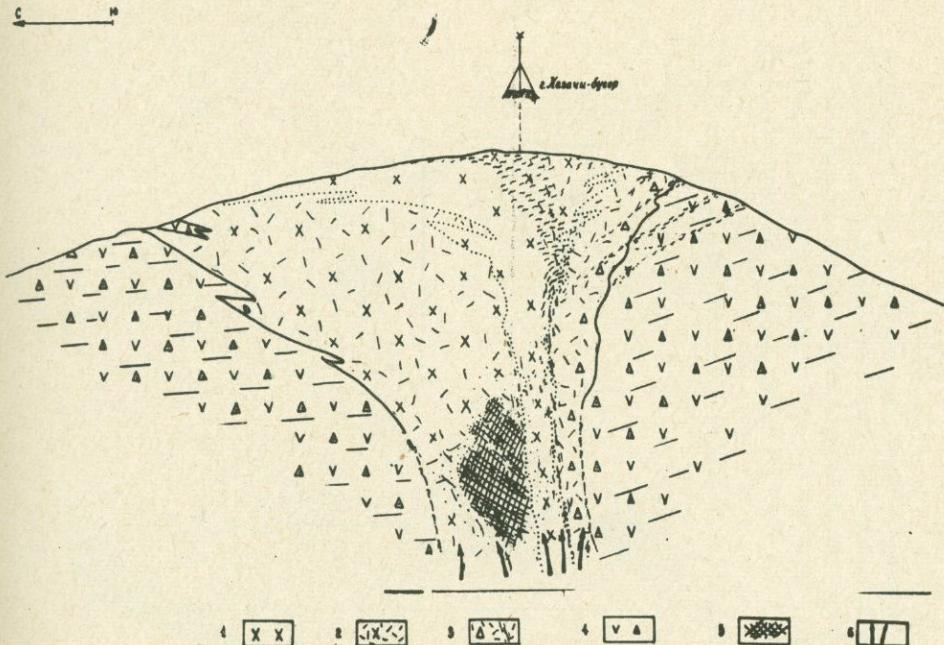


Фиг. 1. Схематический геологический разрез некка (месторождение) Арцруни (Дилижанская вулкано-тектоническая зона).

1. Липаритовые порфиры (жерловая, субвулканическая фации). 2. Гидротермально измененные липаритовые порфиры (вторичные кварциты). 3. Липаритовые порфиры жерловой фации с ксенолитами вмещающих пород. 4. Андезиты, андезито-базальты, их лавобрекции, туфы, туфобрекции (покровная фация). 5. Зоны мелкой-синвулканической трещиноватости.

региональным связанным нарушением поперечного изгиба (по экспериментальным воспроизведениям рудных полей (Белоусов, Гзовский, 1962–1965).

Отчетливо устанавливается, что минерализация и метасоматизм в пределах исследованных отдельных рудных полей контролируются теми же многократно и длительно обновляющимися вулкано-тектоническими (положительными–вулкано-купольными и отрицательными–вулкано-депрессионными) структурами регионального значения, к которым и приурочены жерловые фации рудоносного вулканогенного комплекса, образующего локально-синвулканические структуры (например, Арцруни, Казачий-бутор, Тандзут, Черная-речка, Арчут, Арманиц, Шагали ( $Pg_2$ ), Лалигюх ( $C_2$ ), Шамшадинская–Мадани-дзор, Зуйг–джрагац, Бэнкут ( $J_2$ ) и др. (фиг. 1, 2, 3, 4). Минерализация локализуется на участках бурного проявления кислого вулканизма (верхний байос, поздний мел, средний эоцен) в основном внутри и возле

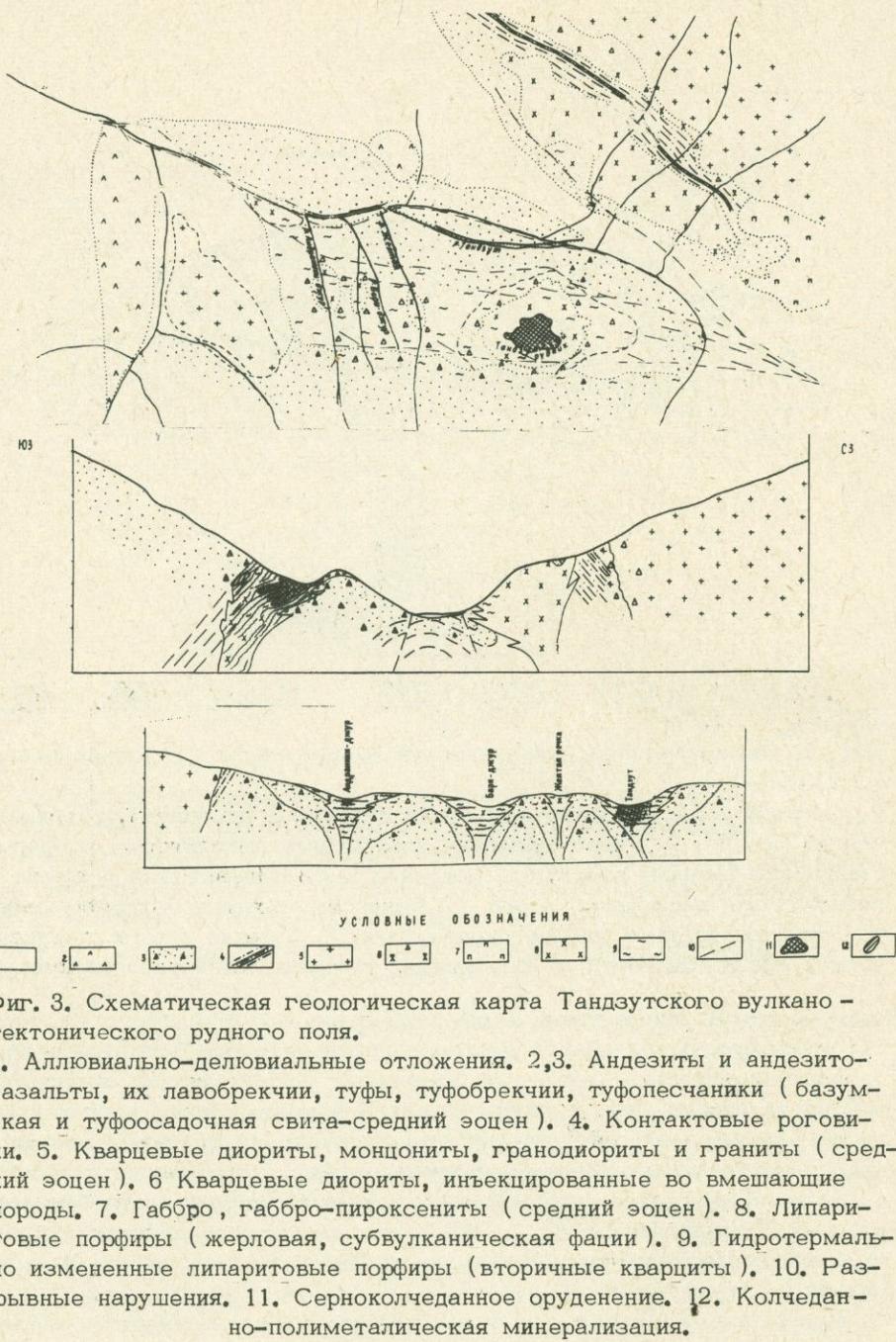


Фиг. 2. Схематический геологический разрез некка (рудопроявление) г.Казачий-бугор.

1. Липаритовые, липарито-дацитовые порфиры (жерловая, субвулканическая фации). 2. Гидротермально измененные липаритовые порфиры (жерловая фация – вторичные кварциты). 3. Липаритовые порфиры с ксенолитами вмещающих пород. 4. Андезиты их туфы и туфобрекции. 5. Серноколчеданное слепое рудное тело. 6. Мелкие зоны синвулканической трещиноватости и "вероятные" пути поднятий газогидротерм.

крыльев некков липаритовых (липарито-дацитовых) порфиров (которые являются продуктом резкой дифференциации исходной натриевой серии базальт-андезитовой магмы, из вторичных магматических очагов верхней части земной коры), сопровождаясь формациями и фациями пропилитов (амфибол-эпидотовая; эпидот-хлоритовая, хлорит-карбонатная, хлорит-серицитовая, кварц-серицитовая и др.) и вторичных кварцитов (монохварцевая, кварц-диаспоровая, кварц-алунитовая, кварц-баритовая, кварц-пирофиллитовая и др.). Руды характеризуются преимущественно тонкодисперсными, коломорфными метаколлоидными, зернистыми текстурами и структурами.

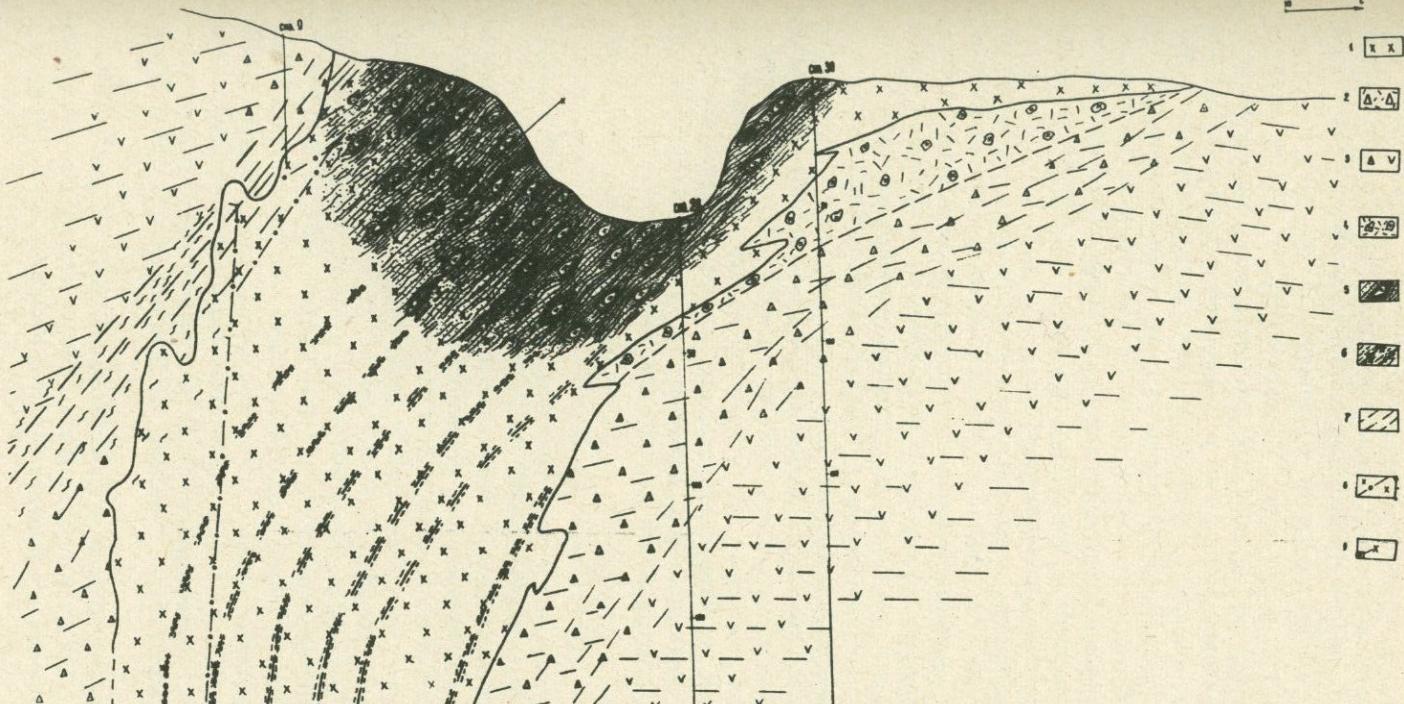
В пределах региональных вулкано-тектонических рудных полей и в локальных синвулканических структурах (независимо от возраста) наблюдается четкая взаимозависимость горизонтальной и вертикальной концентрической полиясцедентной зональности фаций метасоматитов с минерализацией: а) энаргитовой и серноколчеданной (с золотом); б) медноколчеданной; в) колчеданно-полиметаллической и др., которые



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта Тандзутского вулкано – тектонического рудного поля.

1. Аллювиально-делювиальные отложения. 2,3. Андезиты и андезито-базальты, их лавобрекции, туфы, туфобрекции, туфопесчаники (базумская и туфосадочная свита – средний эоцен). 4. Контактовые роговики. 5. Кварцевые диориты, монцониты, гранодиориты и граниты (средний эоцен). 6. Кварцевые диориты, инъектированные во вмещающие породы. 7. Габбро, габбро-пироксениты (средний эоцен). 8. Липаритовые порфиры (жерловая, субвулканическая фации). 9. Гидротермально измененные липаритовые порфиры (вторичные кварциты). 10. Разрывные нарушения. 11. Серноколчеданное оруденение. 12. Колчеданно-полиметаллическая минерализация.

характеризуются соответственно кварц-пирофиллитовой, кварц-сериициевой; кварц-серийт-хлоритовой и кварц-серийтовой фациями измене-



Фиг. 4. Схематический геологический разрез Тандзутского некка (месторождение Тандзут—разрез по рапьери).

1. Липаритовые порфиры (жерловая, субвулканическая фации). 2—4. Туфы и эруптивные брекчии липаритовых порфиров (жерловая фация). 3. Андезиты, их туфы, туфобрекчии (покровная фация). 5. Гассланцеванные липаритовые порфиры с эруптивными брекчиями аналогичного состава с серноколчеданной минерализацией, сопровождающейся кварц—пирофиллитовой фацией изменения. 6—7. Зона разрывных нарушений. 8. Полиметаллическая минерализация с кварц—серицитовой фацией изменения.

ний. Устанавливается одновозрастность оруденения с жерловыми, субвулканическими фациями вулканогенной формации. Возраст ассоциирующих вулканогенных пород и синхронных околоврудных метасоматитов по калий-argonовому методу определен в пределах 42–48 млн. лет (Р<sup>2</sup>), 157–180–167 млн. лет (2) и др.; по шкале ОНЗ АН СССР. Наблюдаются также присутствие одних и тех же минералов (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.) как в рудах, так и в виде акцессорных минералов в жерловых и субвулканических кислых породах вулканогенных комплексов (акцессорно-минеральная специализация), а также одинаковый набор элементов-примесей (и повышенные содержания) в акцессорных и породообразующих минералах пород вулканогенных комплексов, в метасоматитах и минералах руд (унаследованная геохимическая и металлогеническая специализация).

Взаимообусловленность жерловой фации вулканизма и метасоматизма с минерализацией в сочетании с региональными вулкано-тектоническими и локально синвулканическими структурами является новой формой связи гидротермального оруденения с магматизмом в пределах отдельных рудных районов и рудных полей северной части Армянской ССР.

Выделение и изучение металлогенической особенности локально-синвулканической структуры очагового типа (т.е. жерловой) с метасоматическими колонками, трассирующими крупными региональными тектоническими зонами разломов, являющимися своеобразным структурно-морфогенетическим поисковым критерием для обнаружения слепых рудных тел в пределах вулкано-тектонических структур рудных полей, в разновозрастных структурно-формационных зонах Армянской ССР и Малого Кавказа в целом является неотложной задачей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ватанабе Т. Вулканизм и рудообразование. Фунд. тр. заруб. ученых "Вулканизм и рудообразование". Изд. "Мир" Москва 1973.
- Котляр В.Н., Фаворская М.А. О взаимоотношениях некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. Вопросы вулканизма, Тр. 1 Всес. вулк. сов., Ереван, 1959.
- Котляр В.Н. Экструзивы, эффузивы и оруденения. Изв. высших уч. зав., "Геология и разведка", № 9, 1960.
- Котляр В.Н. О жерловых месторождениях и закономерностях их пространственного размещения. Тр. ИГН, Ереван 1963.
- Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений", изд. "Недра", 1968.
- Котляр В.Н., Сейранян В.Б. Некоторые особенности формирования вулканогенных месторождений Алaverди-Кафанской формационно-металлогенической зоны. Тез. док. Ш Всесоюз. вулк. совещания, Львов, 1969.
- Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. Изд. "Недра", 1970.
- Магакьян И.Г., Мкртчян С.С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогенеза на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, 1959.

- Магакьян И.Г., Котляр В.Н., Хачатуян Э.А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. Тр. сов. "Рудоносность вулканогенных формаций", 1965.
- Магакьян И.Г. Магматические и связанные с ними эндогенные рудные формации Малого Кавказа. ДАН Арм.ССР, 4, №5, 1970.
- Мурадян К.М. К вопросу о возрасте колчеданного оруденения Тандзутского месторождения. ДАН Арм.ССР, № 4, 1965.
- Мурадян К.М. Палеогеновый вулканализм и некоторые вопросы связи с ним колчеданного оруденения. Тез. док. Ш Всесоюзн. вулк. совещания, Львов, 1969.
- Мурадян К.М. Жерловые фации среднеэоценового субвулканического комплекса Дилижанских, Тандзутских, Анкадзорских, Ширакских, Чибухлинских рудных полей и некоторые вопросы связи с ними оруденения. Мат. Ш научн. конф. молод. научн. работн. Армении, Изд. АН Арм.ССР, 1970.
- Мурадян К.М. Новые данные по особенностям формирования Арчутского месторождения. Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", 1971.
- Мурадян К.М. Новые данные о природе верхнебайосского кислого вулканогенного комплекса Шамшадинского рудного района Арм.ССР. Мат. 1У научн. конф. молод. научн. работн. Армении, Изд. АН Арм.ССР, 1971.
- Яковлев Г.Ф., Старостин В.И. Изучение синвулканических структур колчеданных полей Южного Урала. В кн.: "Палеовулканализм Урала", 1968.
- Яковлев Г.Ф. Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений. Вест. Москов. унв.-та, № 1, 1968.
- Яковлев П.Д. Оленин В.В., Котляр В.Н. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканическими жерлами и трубками взрыва. Тр. сов. "Рудоносность вулканогенных формаций", изд. "Недра", 1965.
- Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Морфогенетические типы вулкано-тектонических структур восточно Сихотэ-Алинского пояса. Мат. сов. "Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока", Владивосток, 1970.
- Червяковский Г.Ф. Вулканические структуры в вулканогенных зонах Урала. ДАН СССР, т. 159, № 1, 1964.
- Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А. К картированию вулканогенных образований Урала. В кн.: "Палеовулканализм Урала". Вопросы методики изучения областей древнего вулканализма, т.1, 1968.

С. Б. Абовян

КЛАССИФИКАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ  
АРМЯНСКОЙ ССР И ИХ НОМЕНКЛАТУРА ПРИ  
ДЕТАЛЬНОМ РАСЧЛЕНЕНИИ

Ультрабазиты и связанные с ними габброиды на территории Армянской ССР обнажаются в виде двух дугообразных поясов северо-западного простирания - Севано-Амасийского и Вединского. Первый из них прослеживается вдоль Базумского, Ширакского и главным образом Севанского хребтов и характеризуется значительными размерами. Второй прослеживается в направлении с. Артшат - Веди - Нахичевань, достигая наибольшего развития в бассейне р. Веди, и отличается значительно меньшими размерами. Эти парные пояса представляют собой восточный отрезок Понтийского олиолитового пояса Тавро-Кавказской геосинклиналии, протягивающегося от Альп, через Балканы в Малую Азию. Небольшой выход ультраосновных пород - Арамаздский - расположен на юге Армянской ССР, на северном склоне Баргушатского хребта, в пределах г. Арамазд.

Массивы ультрабазитов и габброидов в указанных поясах слагают линейно вытянутые тела пласто-, дайко-, линзо-, реже штоко- и лакколитообразной форм, приуроченные к зонам глубинных разломов. Размеры их колеблются от нескольких сотен квадратных метров до 50-60 кв. км. Характерной особенностью строения некоторых массивов является их явно выраженная дифференцированность, в результате чего в нижних частях массивов располагаются ультраосновные породы, а в верхних - основные. На Арамаздском массиве выходы ультрабазитов образуют единую полосу северо-западного простирания шириной 1,0-1,5 км., длиной около 6 км. Массив в целом характеризуется грубозональным строением, причем ультрабазиты размещены среди габбро, связанны с ними постепенными переходами и представляют собой результат магматической дифференциации основной магмы (Межлумян, 1960).

Ультрабазиты Амасийского и Вединского поясов по площади развития несколько преобладают над габброидами и часто связаны с ними постепенными переходами. Особенности распределения указанных пород позволяет объединить их в единый габбро-перидотитовый магматический комплекс, который по совокупности признаков относится к типичным представителям альпинотипных ультрабазитов, а отмечаемая грубая вертикальная зональность в некоторых массивах, обусловленная особой их тектонической позицией (близостью кристаллического фундамента), позво-

ляет отметить, лишь некоторые признаки, характерные для стратиформных интрузивов ( по Т.П. Тайеру, 1963 ).

Среди ультраосновных пород наибольшее распространение имеют перидотиты ( Гарцбургиты и лерцолиты ); ими занято около 95 % всей площади ультрабазитов. Меньше распространены дуниты ( 3 % ) и пироксениты ( 1,5-2,0 % ). Как правило, перидотиты и дуниты сильно серпентинизированы. Количество серпентина в них составляет не менее 40-50 %. Часто встречаются участки, сложенные почти одними серпентиновыми минералами. Среди ультрабазитов арамаздского выхода наибольшим распространением пользуются магнетитовые оливиниты, весьма ограниченное развитие имеют магнетитовые перидотиты и пироксениты.

Для ультраосновных пород наиболее распространенной является классификация Б.М. Куплетского ( 1936 ), основанная на подсчете количественно-минерального состава 112 образцов - производных основной магмы. Полученная статистическая кривая распределения оливина в ультраосновных породах обнаруживает хорошо выраженный максимум при 35-55% и минимумы при 30 и 70% содержания оливина. Вытекающее отсюда рациональное разделение ультраосновных пород позволило ему получить следующие пять естественных групп: 0-10% оливина - пироксениты, 10-30% оливина - оливиновые пироксениты, 30-70% оливина - перидотиты, 70-85% оливина - пироксеновые оливиниты, 85-100% оливина - оливиниты и дуниты.

А.Н. Заварицкий ( 1955 ), не давая пределов колебания количеств оливина и пироксенов в цифровых выражениях, среди ультраосновных пород выделяет следующие разновидности:

1) Дунит - состоит преимущественно из одного только оливина и акцессорного хромита в виде идиоморфных кристаллов; как примесь иногда содержатся моноклинный и ромбический пироксены. Оливинит отличается от дунита наличием акцессорного магнетита в виде ксеноморфных зерен; обычно оливинит несколько более богат магнетитом, чем дунит хромитом.

2) Перидотит - состоит существенно из оливина, пироксенов ( ромбического и моноклинного ) и акцессорного хромита, магнетита, шпинели ( бурого пикотита и зеленого плеонаста ); среди перидотитов по минеральному составу различаются: а) гарцбургиты или саксониты - с ромбическим пироксеном, б) лерцолиты - как с ромбическим, так и моноклинным пироксеном, в) верлиты - с моноклинным пироксеном.

3) Пироксенит - состоит из пироксенов ромбического или моноклинного, иногда того и другого вместе, и акцессорного оливина, биотита и особенно магнетита и ильменита, иногда хромита. Когда, наряду с моноклинным пироксеном, в качестве породообразующего минерала присутствует и ромбический - порода называется вебстеритом. В остальных случаях пироксенитам дается название по главному ромбическому или моноклинному пироксену с прибавлением окончания "ит" ( диалллит, диопсидит и т.д. )

И.А. Малахов ( 1966 ) на основании пересчета химических анализов ультраосновных пород Урала, генетически связанных с перидотитовой магмой, дал количественную оценку распространения различных типов

ультрабазитов и установил границы между ними по соотношению оливина и пироксенов. Полученная кривая обладает тремя максимумами и двумя минимумами содержания оливина, что позволило выделить следующие группы ультраосновных пород: 90–100% оливина – дуниты и оливиниты, 75–90% оливина – оливиновые гарцбургиты или дунито-гарцбургиты, 30–75% оливина – гарцбургиты, 10–30% оливина – оливиновые пироксениты и 0–10% оливина – пироксениты. Можно отметить, что, считая в принципе правильным выделение промежуточной группы пород с 75–90% оливина, следует признать неудачным название "оливиновый гарцбургит".

Из кавказских геологов классификация ультраосновных и основных пород была дана Г.И. Керимовым (1959). Предложенная им классификация ультраосновных пород не отражает картину реального количественного соотношения между оливином и пироксеном, так как не основывается на пересчете количественно-минерального состава. Так, во всех разновидностях перidotитов количество пироксенов не превышает 20%, тогда как по существующим классификациям количество пироксенов в них колеблется от 10 до 70%.

Для суждения о количественных соотношениях между оливином и пироксеном в ультрабазитах Армянской ССР нами использованы результаты подсчета количественно-минерального состава 216 образцов и пересчета химических анализов 70 образцов. Для построения статистической кривой полученные данные нанесены на треугольную диаграмму, на вершинах которой помещены оливин, ромбический и моноклинный пироксены (фиг. 1). На кривой распространения оливина (фиг. 2) наблюдаются три максимума и три минимума, на основании которых выделяются следующие естественные группы ультраосновных пород: 100–90% оливина – дуниты, 90–40% оливина – перidotиты, 40–10% оливина – оливиновые пироксениты и 10–0% оливина – пироксениты.

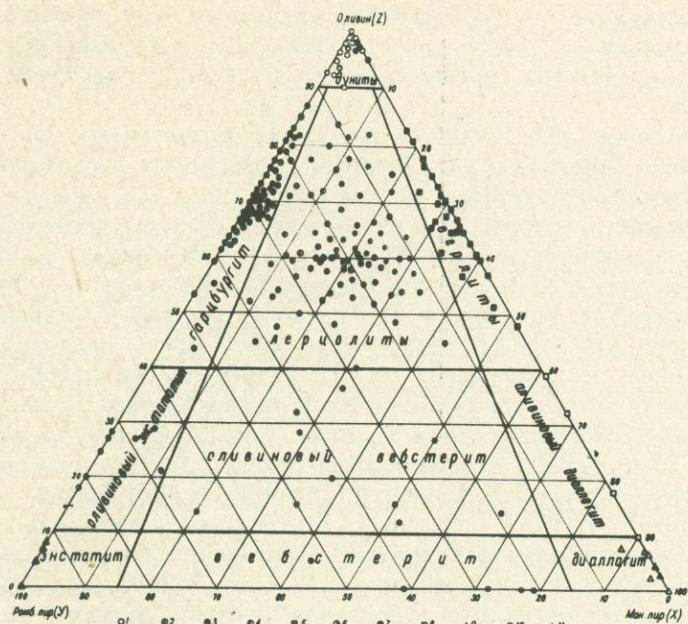
В дунитах в качестве примеси встречаются моноклинный и ромбический пироксены; так, из 58 образцов пироксены наблюдались в 17 образцах в количестве до 5% и лишь в трех образцах – до 10%. В подавляющем же большинстве случаев это мономинеральные породы.

Среди перidotитов, исходя из их минерального состава, различаются гарцбургиты (саксониты), лерцолиты и верлиты.

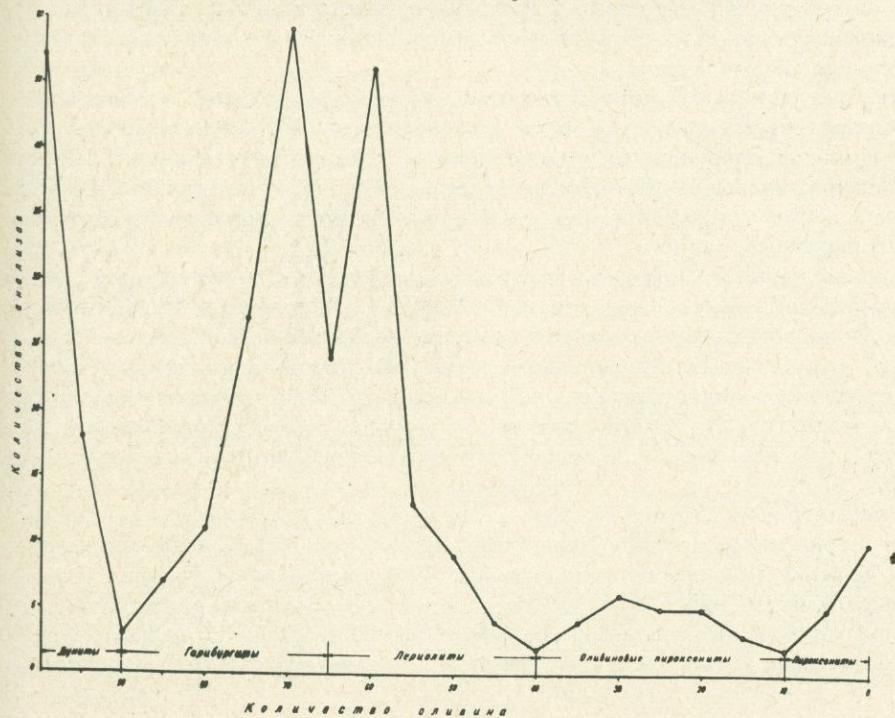
Термин "саксонит" А.Н. Заварицкий (1937) и Г.Л. Падалка (1937) применяют для группы пород, промежуточных между дунитами и гарцбургитами, то есть пород, состоящих преимущественно из оливина с небольшим содержанием энстатита. По А.Йохансену (Johannsen, 1949), саксонит – это ультраосновная порода, состоящая главным образом из ромбического пироксена. Иногда считают, что в саксонитах пироксен представлен энстатитом, а в гарцбургитах – бронзитом. Мы применяем название саксонит как синоним гарцбургита так, как это рассмотрено Е.А. Кузнецовым (1956). В гарцбургитах пироксен обычно представлен энстатитом, реже бронзитом, весьма редко гиперстеном.

Для лерцолитов характерно присутствие как ромбического, так и моноклинного пироксенов. К верлитам относятся разновидности перidotитов, которые содержат моноклинные пироксены.

Этот же принцип состава пироксенов лежит в основе определения



Фиг. 1. Классификация ультрабазитов Армянской ССР по первичному минеральному составу. 1) дунит, 2) оливинит, 3) гарцибургит, 4) лерцолит, 5) верлит, 6) оливиновый энстатитит, 7) оливиновый вебстерит, 8) оливиновый диаллагит, 9) энстатитит, 10) вебстерит, 11) диаллагит



Фиг. 2. Содержание оливина (в %) в ультрабазитах Армянской ССР.

названия пироксенитов - с ромбическим пироксеном - энстатититы, бронзиты и гиперстениты, с ромбическим и моноклинным пироксенами - вебстериты и с моноклинным пироксеном - диопсидиты, диаллагиты или клинопироксениты.

Оливинсодержащие разновидности пироксенитов принимают соответственно названия оливиновых энстатититов, оливиновых вербстеритов и оливиновых клинопироксенитов.

Важным является вопрос определения границы между отдельными разновидностями перidotитов - гарцбургитами, лерцолитами и верлитами и, соответственно, пироксенитов - энстатититами, вебстеритами и диалла - гитами. В лерцолитах, согласно общепринятым делению (Заварицкий, 1955; Вильямс и др., 1957), содержание ромбических и моноклинных пироксенов примерно одинаковое. По мнению И.А.Малахова (1966), к гарцбургитам целесообразно отнести разновидности перidotитов, содержащие более 2/3 ромбического пироксена от всего количества пироксенов. Нам кажется, что такой подход к определению границы между отдельными разновидностями перidotитов условный, так как к гарцбургитам можно отнести перidotиты с 70% содержанием ромбического пироксена и 30% содержанием моноклинного пироксена и к верлитам - перidotиты с 70% содержанием моноклинного пироксена и 30% содержанием ромбического пироксена (из всего количества пироксенов). Таким образом, фактически не учитывается наличие 30% содержания моноклинного пироксена в гарцбургитах или 30% содержания ромбического пироксена в верлитах, что, по-видимому, не совсем точно отражает состав отдельных разновидностей перidotитов. Исходя из этого, вероятно, количество моноклинного пироксена в гарцбургитах и ромбического пироксена в верлитах можно уменьшить до 15%, за счет чего увеличится поле развития лерцолитов на диаграмме (фиг. 1).

На статистической кривой граница между перidotитами и оливиновыми пироксенитами довольно четко отбивается по 40% содержанию оливина и между оливиновыми пироксенитами и пироксенитами - по 10% содержанию оливина. По Б.М.Куплетскому (1935) и И.А.Малахову (1966), граница между перidotитами и оливиновыми пироксенитами проходит по 30% содержанию оливина.

Нельзя признать удачным термин "пироксеновый оливинит" или "пироксеновый дунит" Б.М. Куплетского и "оливиновый гарцбургит" И.А.Малахова. В первом случае теряется содержание термина "дунит" или "оливинит" как анхимономинеральных оливиновых пород, в которых в качестве первичного акцессорного минерала присутствуют соответственно хромит и магнетит. Во втором случае, употребляя термин "оливиновый гарцбургит", мы его как бы противопоставляем гарцбургитам, не содержащим оливин.

Рассматривая статистическую кривую (фиг. 2) в пределах распространения перidotитов (количество оливина от 40 до 90%), нетрудно заметить наличие небольшого максимума с 70% содержанием оливина и резко выраженного максимума с 60% содержанием оливина. Сопоставление с данными количественно-минерального состава соответствующих образцов позволило установить, что небольшой максимум с 70% содержанием

оливина соответствует главным образом ( 2/3 ) гарцбургитам, а резко выраженный максимум с 60% содержанием оливина - ( 2/3 ) лерцолитам. Таким образом, среди перидотитов можно выделить 90-65% оливина - гарцбургиты и 65-40% оливина - лерцолиты.

В более ранних работах ( Абоян, 1962 ) мы предложили расчленить ультраосновные породы также по степени серпентинизации, выделяя среди них свежие или слабо серпентинизированные ( до 25 % ), серпентинизированные ( 25-30 % ), сильно серпентинизированные ( 50-75 % ) разности и серпентиниты ( 75-100 % ). Среди последних предпочтительно выделять аподунитовые, апоперидотитовые и апопироксенитовые разновидности. Указанные матеморфические разновидности ультрабазитов должны быть выделены при детальном расчленении массивов ультраосновных пород. Естественно, выделение этих разновидностей в поле будет носить некоторый условный характер, так как принадлежность их к той или иной разновидности можно определить лишь при микроскопическом изучении. Условные границы пород, проведенные в полевых условиях, после такого изучения можно будет более или менее точно скорректировать.

Предлагаемое дробное расчленение ультрабазитов по степени серпентинизации имеет не только общее петрогенетическое значение в смысле восстановления первичного состава материнских пород массивов, но имеет также и важное мателлогеническое значение.

Как известно, все обнаруженные месторождения и проявления хромита, а также проявления платины ( Бетехтин, 1932, 1937; Абоян, 1962 ) Армянской ССР приурочены у дунитовым участкам и их серпентинизированным разновидностям. Следовательно, выделение указанных разновидностей пород может иметь поисковое значение. Не менее важное значение имеет знание первичного состава пород для выбора той или иной разновидности с целью их практического использования. Так, для производства форстеритовых оgneупоров, исходя из практики Уктусского и Тагильского месторождения дунита, по данным А.С.Бережного ( 1955 ), необходим серпентинизированный дунит, в котором количество серпентина достигает 56%. Для целей Шоржинского опытного завода требуются сильно серпентинизированные разновидности дунита и перидотита. Количество серпентина в породе имеет важное значение, так как от него зависит усадка породы при обжиге. По данным М.А. Оганесяна ( 1939 ), для целей химического разложения ультраосновных пород наиболее пригодным оказались аподунитовые серпентиниты. Коэффициент их разложения равен 0,95, а апоперидотитовых серпентинитов - немного ниже и составляет 0,65.

Из других пород, которые должны быть выделены, необходимо отметить магнезитизированные разновидности ультраосновных пород, являющиеся остатками древней коры выветривания. Как известно, эти породы являются важными и необходимыми добавками в качестве вяжущего вещества при производстве форстеритовых оgneупоров.

Для поисков оруденения асбеста большое значение имеет выделение: смятых и рассланцованных серпентинитов, карбонато-серпентиновых и таль-карбонато-серпентиновых пород, встречающихся среди ультраосновных пород в виде отдельных зон. Целесообразно выделить зоны указанных пород наряду с участками, сложенными обычными массивными серпентинитами.

Сравнительно меньшую роль в строении массивов ультраосновных пород играют контактово-метаморфические разновидности ультрабазитов — листвениты и связанные с ними доломиты. Листвениты состоят из кварца и карбонатов и представляют собой благоприятный материал для разложения с целью получения окиси магния и других окислов, входящих в их состав.

Еще меньше среди ультрабазитов развит другой тип кварц-карбонатных гидротермально измененных пород, которые необходимо отличить от лиственитов. Они образуют линейно вытянутые, крутопадающие линзо- и жилообразные тела и залегают среди ультраосновных пород, а нередко переходят в габброидные и вмещающие их вулканогенно-осадочные породы. Это важные в металлогеническом отношении породы, с которыми связано гидротермальное оруденение золота, ртути, сурьмы и мышьяка. Они внешне похожи на листвениты, но по условиям залегания и происхождению резко отличаются от них и, вероятно, связаны с гидротермальной деятельностью более молодых гранитоидных очагов мио-плиоценового возраста (Магакян, 1966).

Из пород комагматической жильной серии должны быть выделены гранатовые, хлоритовые и пироксенитовые породы, диабазы и различные порфиры.

Наконец, отдельными значками необходимо показать коренные месторождения, проявления и россыпи хромита, платины, золота, ртути, сурьмы, асбеста, магнезита и талька.

Таким образом, при детальном расчленении ультраосновных пород и связанных с ними метаморфических разновидностей и полезных ископаемых предлагается выделить следующие разновидности пород:

1. Свежие или слабо серпентинизированные дуниты (оливиниты), перидотиты, пироксениты, в которых количество серпентина достигает 25%.

2. Серпентинизированные дуниты (оливиниты), перидотиты, пироксениты с количеством серпентина от 25 до 50%.

3. Сильно серпентинизированные дуниты (оливиниты), перидотиты, пироксениты с количеством серпентина от 50 до 75%.

Перидотиты и пироксениты следует расчленить также и по их mineralному составу.

4. Серпентиниты аподунитовые (апооливинитовые), апоперидотитовые, апопироксенитовые с количеством серпентина от 75 до 100%.

5. Зоны смятых и рассланцованных серпентинитов, карбонато-серпентиновых и тальк-карбонато-серпентиновых пород.

6. Магнезитизированные разновидности ультраосновных пород.

7. Листвениты и связанные с ними доломиты.

8. Зоны гидротермально-измененных кварц-карбонатных пород.

9. Породы комагматической жильной серии.

10. Месторождения, проявления и россыпи хромита, платины, магнезита, асбеста, талька, золота, ртути, сурьмы и мышьяка.

Выделение указанных пород при расчленении массивов ультрабазитов будет иметь не только большое петрогенетическое значение для восстановления первичного состава пород, но и важное металлогенетическое

значение, позволяющее правильно направить поисковые и разведочные работы на полезные ископаемые, генетически и пространственно связанные с этими породами.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С.Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм.ССР, 1969.
- Бережной А.С. Об использовании уктусского дунита для производства форстеритовых огнеупоров. Сб. "Исследования минерального сырья", Госгеолтехиздат, 1955.
- Бетехтин А.Г. О платиноносности Гокчинских перidotитовых массивов (в Армении). Цветные металлы, № 3, 1932.
- Бетехтин А.Г. Шоржинский хромитоносный перidotитовый массив и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, т. 1, Изд. АН СССР, 1937.
- Вильямс Х.Ф., Тернер Дж., Гильберт Ч.М. Петрография. Изд. ИЛ. 1937.
- Заварицкий А.Н. Перidotитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. Петрография Урала, ч. 1, Изд. АН СССР, 1937.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы Изд. АН СССР, 1955.
- Керимов Г.И. К классификации основных и ультраосновных пород. ДАН Азерб.ССР, т. XУ, № 10, 1959.
- Кузнецов Е.А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1956.
- Куплетский Б.М. Количественно-минеральный состав основных пород. Тр. Петрогр. ин-та, вып. 6, 1936.
- Магакьян И.Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", т. XIX, № 4, 1966.
- Малахов Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Ин-та геологии Уральского фил. АН СССР, вып. 79, 1966.
- Межлумян Г.Б. К минералогии и генезису Сваранцского железорудного месторождения. Тр. II Закавк. конф. молодых науч. сотрудн., Изд. АН Азерб ССР, 1960.
- Оганесян М.А. Разложение серпентинитов хлористым аммонием и сернистым ангидридом. Изв. Рост. н/д ин-та прикладной химии, 1939.
- Падалка Г.Л. Западная полоса пород габбро-перidotитовой формации Урала. Петрография СССР, сер. 1, вып. 7, 1937.
- Тайер Т.П. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перidotитовыми комплексами. Тр. XXI Междунар. геол. конгр., вып. II. Тектоника и петрография, Изд. ИЛ, 1963.
- Johannsen A. A descriptive petrography of the igneous rocks, IV - Chicago Press, 1949.

Г. А. Казарян

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О НИЖНЕЭОЦЕНОВОМ ВУЛКАНИЗМЕ АРМЯНСКОЙ ССР

Отложения эоцена в Армении имеют широкое распространение, однако его нижний отдел развит только в определенных структурах (При-араксинской и Севано-Акеринской). Обычно отложения нижнего эоцена являются продолжением осадконакопления верхнего мела - палеоцена и только в участках местных и на склонах крупных региональных поднятий, между отмечеными и более древними отложениями, наблюдается перерыв и угловое несогласие.

Нижнеэоценовые отложения, как правило, представлены флишоидной фацией - песчаниками, известняками, мергелями, местами с конгломератами в основании. Они обычно содержат богатую нуммулитовую фауну подтверждающую их возраст (Габриелян, 1964).

Вулканогенные образования нижнего эоцена, главным образом в вулканогенно-обломочной фации, известны севернее бассейна оз. Севан - в Степанаванском районе и южнее - в Зангезуре (Мкртчян, 1958) и поэтому новые данные, полученные автором, в известной мере дополняют представления о нижнеэоценовом вулканизме Армянской ССР.

В южной части бассейна оз. Севан, на северном склоне Восточно-Севанского хребта, вырисовывается близширотная антиклинальная структура, ядро которой сложено породами верхнего мела, а крылья - отложениями дат-палеоцена и эоцена.

Ниже приводится сводный геологический разрез северного крыла этой антиклинальной структуры (южное крыло осложнено многочисленными тектоническими нарушениями, инъекциями субвулканических тел и перекрыто мио-плиоценовыми вулканогенными образованиями).

1. Ядро антиклинали сложено потоками лав оливиновых базальтов, андезито-базальтов и андезитов, перемежающимися вулканическими брекчиями, туфоконгломератами, туфами, соответствующими составу вышеупомянутых лав. В верхней части вулканогенной свиты встречаются прослойки известняков. Мощность (видимая) 300 м.

2. Органогенные известняки с богатой фауной маастрихтского возраста, слагающие северное крыло антиклинали. Мощность 80 м.

3. Алевролиты, мергели, песчаники дат-палеоцена (Габриелян, 1964), согласно перекрывающие известняки маастрихта. Мощность 180 м.

4. Грубозернистые песчаники с прослойками мелкогалечных конгломератов, известковистые песчаники с нуммулитовой фауной: *Nummulites globulus Leum (A)*, *N. cf. pernotus Schaub (A)*, *Discocyclina*.

Мощность 70 м.

5. Флишоид с ритмом мощностью в один метр, состоящий из фиолетовых грубозернистых песчаников, алевролитов и зеленых туфогенных песчаников. Мощность 140 м.

6. Толща эфузивных и эфузивно-обломочных пород, состоящая из чередующихся потоков базальтовых и андезито-базальтовых лав, их шлаков и прослоев туфогенных песчаников. В них довольно часты участки, сложенные из яшм и мелких обособлений агата. Мощность 360 м.

7. Вулканические брекчи, конгломераты, туфы, туфопесчаники с частыми признаками явлений подводного оползневания грунта. Эти образования по простиранию и по вертикали фациально замещают толщу эфузивных образований. Мощность 520 м.

8. Туфогенные песчаники табачного цвета, мелкогалечные брекчи с фауной моллюсков и нуммулитов : *Nummulites lavigatus Brug* (A), *N. parttschi de la Haute* (A), *Discocyclina*. Видимая мощность 70 м. Весь комплекс эоценовых образований трансгрессивно и с большим угловым несогласием перекрывается вулканогенными образованиями мио-плиоцена.

Как следует из приведенного геологического разреза, толща вулканогенных образований (пачка 6) залегает на фаунистически охарактеризованных породах низов нижнего эоцена (пачка 4) и перекрывается породами низов среднего эоцена (пачка 8), чем доказывается их нижнеэоценовый возраст.

Условия залегания пород всего описанного разреза показывает, что в промежутке времени между отложениями образований дат-палеоцена - нижнего эоцена и среднего эоцена имел место этап складчатости, так как первые (пачки 3-7) залегают с азимута падения  $350-355^{\circ}$  и углом падения  $55-65^{\circ}$ , а вторые (пачка 8) - с азимута падения  $75^{\circ}$  и углом падения  $25^{\circ}$ .

Вышеизложенный материал свидетельствует о том, что ведущую роль в составе нижнеэоценовых отложений южной части бассейна оз. Севан играют вулканогенные породы, представленные потоками и шлаками базальтового и андезито-базальтового состава, и вулканогенно-обломочные породы в виде брекций, туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов с суммарной мощностью около одного километра.

По данным Г.С. Арутюняна (устное сообщение), вулканогенные образования нижнеэоценового возраста развиты также в районе полуострова Адатапа.

Таким образом, суммируя имеющиеся факты, можно прийти к заключению, что нижнеэоценовый вулканизм охватывает всю территорию бассейна оз. Севан.

Нижнеэоценовые лавы характеризуются серо-зеленой, иногда с фиолетовым оттенком, окраской; плотным строением в центральных частях

x)  
Здесь и далее фауна как наших сборов, так и сборов А.Е. Птухяна определена А.Е. Птухяном.

потоков и сильно выраженной миндалекаменностью у подошвы и у крышки. Обычно они порфировые с хорошо видимыми призматическими вкрапленниками белого или слабо зеленоватого полевого шпата. Как количество, так и размеры миндалин зависят от фациальных условий формирования пород и, как правило, они заметно увеличиваются от центральных зон потоков к периферии, достигая у последних до 5-6 мм в диаметре и реже больше.

В отличие от лав, шлаки, ограничивающие потоки снизу и сверху, имеют буровато-серую окраску и более интенсивно выраженную миндалекаменность, где отдельные миндалины, первично представленные пустотами, часто являются сообщающимися.

Цементом обломков шлака обычно является карбонатный материал, часто встречаются также и яшмы. Миндалины, а иногда и крупные пустоты бывают выполнены агатом, которые нередко в центральной части переходят в друзы бесцветного кварца или аметиста.

Под микроскопом породы из потоков имеют порфировую структуру, где вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном и оливином. ( псевдоморфозы ).

Плагиоклаз образует вкрапленники размером 3,0x1,5 мм и микролиты длиной до 0,5 мм. Вкрапленники представлены зональными длинно-призматическими кристаллами, у которых ядро имеет состав лабрадора ( № 58-60 ), а края - андезина ( 40-42 ). Андезином представлены также и микролиты, участвующие в сложении основной массы. Вкрапленники плагиоклаза обычно свежие, иногда замещенные вдоль микротрещин карбонатом и альбитом.

Клинопироксен имеет светло-зеленовато-желтый цвет, слабо плеохроирует,  $c:Ng = 45^{\circ}$ ,  $Ng - pr = 0,025$  и соответствует авгиту. Зерна клинопироксена в породе имеют примерно одинаковые размеры, принадлежат одному поколению и участвуют в сложении основной массы. Необходимо отметить, что свежие зерна клинопироксена в основном встречаются в породах нижнего потока, в породах же верхних потоков он нацело замещен хлоритом и реже карбонатом.

Оlivин в породах устанавливается по характерным и идиоморфным формам кристаллов, выполненных псевдоморфозами боуллингита, хлорита и свободного кремнезема. При более глубоком изменении, которое распространено еще более широко, псевдоморфозы этих минералов замещены карбонатом и хлоритом.

Аксессорными минералами эти породы очень бедны, они представлены мелкими зернами магнетита и игольчатыми кристаллами апатита.

Вторичные минералы представлены боуллингитом, хлоритом, карбонатом, альбитом и свободным кремнеземом.

Структура нижнеоценовых эфузивов порфировая, где вкрапленники представлены оливином, плагиоклазом и клинопироксеном. Оливин является идиоморфным по отношению ко всем остальным породообразующим минералам, затем следует плагиоклаз и клинопироксен. Основная масса породы имеет диабазовую структуру с явным ксеноморфизмом клинопироксена относительно полевого шпата. Местами структура основной массы приобретает толеитовый характер, обусловленный наличием разложен-

ного (хлоритизированного) стекла с микролитами полевого шпата и рудного минерала в промежутках зерен плагиоклаза.

По химическому составу нижнеэоценовые эффузивы относятся к базальтам (табл. 1), причем по времени наблюдается некоторое слабо выраженное изменение состава магматического расплава по линии: андезит-

Таблица № 1

Химический состав и числовые характеристики, по А.Н.Заварицкому нижнеэоценовых эффузивов северного склона Восточно-Северного хребта

	1102 <sup>a</sup>	1104 <sup>a</sup>	1106		1102 <sup>a</sup>	1104 <sup>a</sup>	1106
SiO <sub>2</sub>	48,84	46,53	44,23	a	6,8	6,0	8,5
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,58	1,20	c	10,1	8,6	10,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,78	15,32	19,70	b	19,8	25,3	22,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,82	1,26	3,04	S	63,3	60,1	58,5
FeO	5,18	5,89	4,83	f'	47,3	28,9	37,0
MnO	0,13	0,15	0,10	m'	30,1	27,3	34,8
MgO	3,10	3,66	4,07	c	12,6	43,8	28,2
CaO	10,61	14,28	12,26	n	88,6	89,7	74,5
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,20	2,55	t	1,3	1,0	2,0
K <sub>2</sub> O	0,50	0,40	1,30	Y	18,7	4,3	13,3
H <sub>2</sub> O	0,44	0,68	0,29	Q	6,0	0,4	10,7
H <sub>2</sub> O +	-	-	1,86	a	0,7	0,7	0,8
	0,14	-	не обн.	c			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	-	-				
п.п.п.	5,90	9,77	5,39				
Сумма	99,99	100,51	100,82				

1102<sup>a</sup> - базальтовый порфирит, сев. склон Восточно-Севанского хребта. Нижняя часть вулканогенной толщи нижнего эоцена. Аналитик В.Бабаян.

1104<sup>a</sup> - базальтовый порфирит, там же. Средняя часть вулканогенной толщи. Аналитик С.Чаталян

1106 - базальтовый порфирит, там же. Верхняя часть вулканогенной толщи. Аналитик З.Гаспарян.

то-базальт - базальт- андезито-базальт. Описанные эффузивы отличаются от средних составов соответствующих пород, по Р.Дэли, сравнительно низким содержанием щелочей, в связи с чем на векториальной диаграмме А.Н.Заварицкого фигуративные точки их составов располагаются несколько левее от вариационной линии андезито-базальт - базальт, чем они несколько приближаются к плато-базальтам. В отличие от средних типов, эти породы характеризуются и несколько повышен-

ным количеством кальция, который, вероятно, в некоторой степени обусловлен присутствием в них большого количества карбонатных миндалин. В противоположность этому в них наблюдается насколько более низкое содержание магния, что, по-видимому, связано с изменением оливина и миграцией этого элемента.

В кратком изложении, историю нижнеэоценового вулканализма бассейна оз. Севан можно представить в следующем виде.

В домострихское время (в пределах верхнего мела), в районе современного Восточно-Севанского хребта в результате возникновения поперечного к общекавказской структуре разлома формировалась полоса вулканических аппаратов, образующих архипелаг островов. В начальной стадии формирования, имея характер вулкано-тектонического поднятия, эта структура в дальнейшем развитии выступила в роли поперечной антиклиналии, осложненной разломами, инъекциями субвулканических липаритов.

По соотношению объемов изверженного материала, среди которого вулканические шлаки и брекчи замечено преобладают над потоками лав, устанавливается довольно высокая эксплозивность верхнемелового вулканализма, а значительное участие в серии вулканогенных образований конгломератов, песчаников и известняков свидетельствует о прибрежно-мелководной среде их формирования.

После некоторого затишья во времени, совпадающем с периодом формирования известняков маастриха и сменивших их терригенных образований дат-палеоцена, вулканическая деятельность возобновилась с увеличенной интенсивностью в нижнем эоцене. Она вначале проявилась в виде подводных излияний лав, в фации умеренных глубин, с малым участием вулканогенно-обломочных материалов. Постепенно происходило расширение границ области вулканической деятельности, образовались архипелаги вулканических островов уже общекавказского простираия (от юга современного Севана до полуострова Адатапа). Значительное развитие вулканических шлаков, брекчий и туфов свидетельствуют об увеличении эксплозивности поздненижнеэоценовых извержений, а факты подводного оползневания грунта указывают на быстрое наращивание осадков и образование склонов с большой крутизной у основания подводных частей вулканических аппаратов. В конце нижнего эоцена имела место инверсия, которая выражается в появлении слоев конгломератов в низах среднего эоцена и угловым и азимутальным несогласием между ними.

В заключение можно сказать следующее:

1) Нижнеэоценовый вулканлизм Армянской ССР имеет более широкое распространение и охватывает также и бассейн озера Севан.

2) Нижнеэоценовый вулканический цикл бассейна оз. Севан имеет неполный характер, так как в нем отсутствуют породы среднего и кислого состава. Его нельзя считать начальным этапом всего эоценового эфузивного магматизма, потому что нижний и верхний отделы эоцена разделены перерывом в осадконакоплении и складкообразованием.

3) Состав эфузивного материала (лавы и другие вулканиты) довольно стабильный, что свидетельствует о постоянстве процессов, протекавших в магматическом очаге.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР  
1964.

Мкртчян С.С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР Изд.  
АН Арм. ССР, 1958.

К.Г. Ширинян, Л.Б. Нагапетян

## О НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГО-ПЕТРОСЛОГИЧЕСКИХ АСПЕКТАХ НОВЕЙШЕГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ

Изучение базальтового вулканизма имеет большое значение в познании истории развития земной коры и ее взаимоотношения с мантией. Вот почему уяснение многих вопросов происхождения базальтовых магм имеет не только петрологическое, но и общегеологическое значение. Это равным образом относится и к новейшему — верхнеплиоцен-четвертичному базальтовому вулканизму Армении.

Геолого-петрографические особенности базальтового вулканизма Армении в разные годы, с той или иной детальностью, рассматривались многими исследователями. В последние годы особенно детально они рассмотрены в работах А.А.Адамян (1961, 1963, 1968, 1969, 1970, 1971), посвятившей многие годы минералого-геохимическому изучению базальтов Лорийского плато и Приереванского района; Э.Х.Харазяна (1968, 1969, 1970, 1971), осветившего геолого-петрографические и петрохимические особенности базальтов Кечутского вулканического нагорья и прилегающих плато.

Несмотря на это интерес к базальтовому вулканизму не ослабевает и он в целом остается объектом дальнейших исследований по следующим причинам: в имеющихся работах освещены геолого-петрографические и геохимические особенности базальтового вулканизма лишь отдельных областей представляющих, главным образом, оторванные друг от друга районы Лорийского и Приереванского плато. Нет совершенно данных по базальтовому вулканизму Сюникского и Кафанского вулканических областей, и, что самое главное, отсутствуют сопоставления и сравнения особенностей базальтового вулканизма различных вулкано-структурных зон.

В связи с изложенным, а также по причине имеющихся неувязок, между данными отдельных исследователей мы на сегодня не имеем цельной картины геологических условий проявления, феноменологических и петрохимических особенностей базальтового вулканизма Армении в ее позднеорогенной стадии развития.

В объеме небольшой статьи, естественно, трудно рассмотреть все вопросы базальтового вулканизма, и поэтому в данном сообщении мы ограничиваемся разбором некоторых аспектов геологии и петрохимии базальтов, представляющими, на наш взгляд, первоочередной интерес.

Новейший базальтовый вулканизм Армении в своем пространствен-

ном размещении обнаруживает четкую приуроченность к определенным областям, представляющим самостоятельные блоковые структуры, а внутри них к конкретным тектоническим элементам.

Новейший базальтовый вулканизм проявляется в пределах двух тектонически обособленных структур (мегаблоков) - Транскавказского меридионального поднятия (Западная зона вулканизма) и Мисхано-Зангезурского мегаантеклиниория (Восточная зона вулканизма), ориентированного в СЗ-ЮВ направлении (Ширинян, 1969). В пределах первой структуры можно выделить три относительно самостоятельные очаговые зоны базальтового вулканизма, расположенные в пределах Кечутского и Арагацского щитовидных массивов. В пределах Мисхано-Зангезурского мегаантеклиниория также намечаются три обособленные очаговые зоны, расположенные в пределах Гегамского и Сюникского щитовидных вулканических массивов и Кафанского антиклиниория.

Все указанные щитовидные массивы в неотектоническом плане рассматриваются нами как относительно обособленные блоковые структуры, подчиненные указанным выше мегаблокам.

Базальтовый вулканизм двух крупных структурных единиц сопоставляется прежде всего по типу и масштабности проявления. В пределах Транскавказского поперечного поднятия (Западная зона) базальтовый вулканизм представлен исключительно линейными извержениями, приуроченными к тектоническим нарушениям типа сквозькоровых разломов. Тип извержений эфузивный.

В пределах Кечутского щитовидного массива такое нарушение проводится по его осевой части в виде крупной меридиональной трещины, погребенной в настоящее время под более молодыми вулканическими образованиями (Харазян, 1969).

В пределах Арагацского массива линейные извержения базальтовых лав констатированы в двух отдельных районах: на западных отрогах вдоль бассейна р. Ахурян и на юго-востоке (Приереванский район) вдоль современного русла реки Раздан.

Базальтовые излияния, связанные со сквозькоровыми разломами, по всей вероятности, связаны с верхнемантийными очагами. Об этом свидетельствуют, как мы убедимся ниже, выдержанность химического состава пород базальтовой формации во времени и в пространстве в пределах каждой из очаговых зон, а также огромные объемы изливаний. Сквозькоровые излияния базальтов затопляют большие площади, достигая 300-400 метровой суммарной мощности. С этим типом изливаний связаны базальты, слагающие Лорийское и Абовянское плато, бассейн р. Ахурян.

В Восточной зоне линейные сквозькоровые излияния базальтов известны лишь в Гегамской вулканической области где, однако, они проявлены значительно слабее. Спецификой Восточной зоны является центральный базальтовый вулканизм представленный не только в эфузивной но и в эксплозивной типах активности. Вулканические центры выражены небольшими шлаковыми конусами (с кратерами или без кратеров) расположенными по одному или группами.

Характерны непролongительные, по длине, потоки (Гарусар, Нораше-

ник и др.) и небольшие по площади залегания и мощности покровы (Ераблурское плато).

Особенности центрального базальтового вулканизма Восточной зоны и некоторые особенности петрохимии и очаговой эволюции лав, на которых мы остановимся ниже, дают нам основание говорить о приповерхностном внутрикоровом положении очагов их активности. Питание периферических очагов осуществлялось по второстепенным разломам, оперяющим главные разломы, возможно также связанные с очагами верхней мантии.

Перейдем к рассмотрению петрохимических особенностей базальтов.

Петрохимические особенности базальтовых лав Армении указывают, с одной стороны, на различные способы передвижения материнских магматических расплавов от места генерации до поверхности земли, с другой, на их связь с рядом изолированных друг от друга локальных очагов магмы.

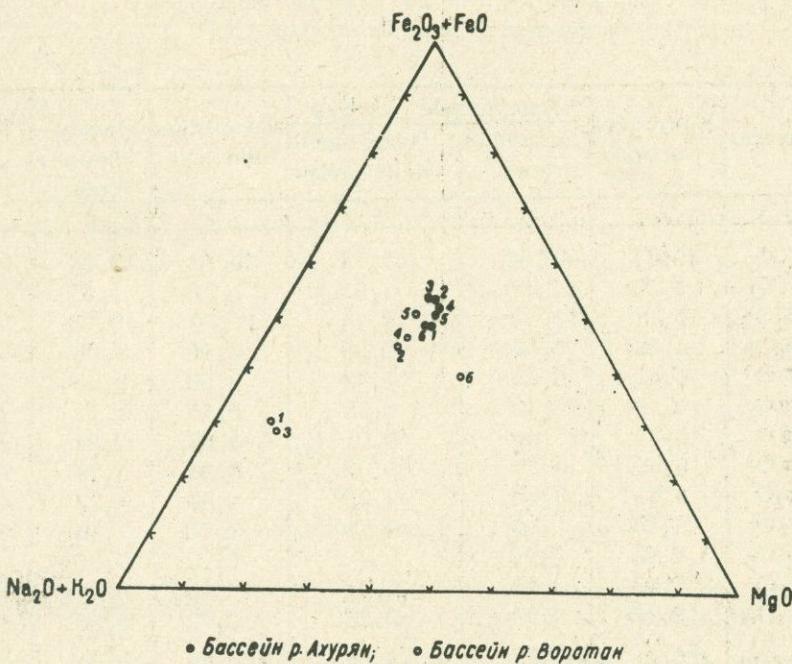
Следует полагать, что при наличии сквозной связи базальтового очага с центром активности на земной поверхности имелись наиблагоприятные условия для быстрого перемещения магматического расплава снизу вверх, воспрепятствовавшие нормальному ходу кристаллизационной дифференциации. Наоборот, образование разветвленной системы подводящих каналов, связывающих промежуточные периферические камеры магмы с главными магмоподводящими нарушениями, не только способствовало нормальному течению кристаллизационной дифференциации первичного расплава, но и создавало условия для его контаминации путем мобилизации вещества земной коры.

Обратимся к некоторым фактам. На тройной диаграмме (фиг. 1)  $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$  сопоставляются анализы бассейнов рек Ахурян (Арагацкий массив) и Воротан (Сюникский массив), соответственно представляющие линейные извержения Западной зоны вулканизма и центральные многовходные излияния Восточной зоны. В первом случае (черные кружочки) компактность расположения точек свидетельствует об отсутствии каких-либо существенных вариаций, связанных с дифференциацией. Во втором случае (белые кружочки), напротив, очевидна неоднократная дифференциация, вызванная небольшими перерывами в эруптивном акте\*.

В основании обнаженной части разреза р. Воротан залегают андезитовые туфобрекции ( $cSiO_2 = 60,63$  и при коэффициенте железистости  $\# = 9,13$ ), над ними залегает поток роговообманковых базальтов ( $SiO_2 = 50,99, \# = 6,81$ ); третий снизу слой представлен андезитовыми туфовыми песками ( $SiO_2 = 60,51, \# = 7,33$ ), и далее следует поток роговообманкового базальта ( $SiO_2 = 50,99, \# = 7,00$ ). Завершается разрез потоками оливинового базальта ( $SiO_2 = 46,60$  и  $\# = 5,38$ ).

Приведенные данные достаточно четко отражают ход очаговой дифференциации магматического расплава в периферическом очаге между отдельными эруптивными актами.

\* Порядковые номера на диаграмме соответствуют последовательности излияния.



Фиг. 1. Вариационная диаграмма  $MgO - (Na_2O + K_2O) + (Fe_2O_3 + FeO)$  базальтовых лав бассейнов рек Ахурян и Воротан

Следует указать, что роговообманковые лавы являются спецификой базальтового вулканизма Сюникского и Кафанского вулканических областей. Роговообманковые базальты Сюникской области к тому же богаты порфировыми вкрапленниками апатита (Ширинян, 1970). Все это указывает на связанное с очаговой дифференциацией скопление различных газов и водяных паров, а также на контаминацию магмы в периферических очагах.

Имеются другие – прямые факты, указывающие на мобилизацию базальтовым расплавом гранитового вещества коры. Об этом, в частности, свидетельствуют впервые обнаруженные нами в шлаковой постройке вулкана Гарусар и в его лавовом потоке эналогенных, метаморфически измененных хадалитов гранитоидных интрузий, а также друзы и отдельные кристаллы вторичного кварца.

Рассмотрим другие – общие и частные петрохимические особенности базальтовых лав Армении.

Мы не видим необходимости нагромождать данное сообщение многочисленными анализами базальтов, тем более, что многие из них опубликованы. В таблице 1 приведены средние химические составы базальтов по отдельным вулканоструктурным зонам. Более наглядно вырисовыва-

Таблица 1

Средние химические составы новейших  
базальтовых лав Армянской ССР

Окислы	Кечутское нагорье	Арагацское нагорье		Гегамское нагорье	Сюник- ское на- горье	Кафан- ский район		
		Западные отроги	Приереван- ский район					
		1	2	3	4	5	6	7
$\text{SiO}_2$	49,81	49,86	48,72	50,15	48,64	44,76		
$\text{TiO}_2$	1,20	1,30	1,03	1,21	1,35	1,38		
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,15	16,84	18,14	17,80	16,95	14,03		
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,38	5,52	5,30	6,96	6,96	9,20		
$\text{FeO}$	6,42	6,05	5,42	3,09	2,85	2,22		
$\text{MnO}$	0,13	0,10	0,20	0,15	0,17	0,34		
$\text{MgO}$	5,79	5,40	6,01	4,96	5,34	8,64		
$\text{CaO}$	9,39	9,35	9,63	8,95	9,12	11,77		
$\text{Na}_2\text{O}$	3,71	3,40	3,23	4,30	4,23	3,96		
$\text{K}_2\text{O}$	1,47	1,13	1,29	1,73	2,18	1,63		
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,08	0,20	-	0,22	0,80	1,19		
$\text{H}_2\text{O}$	0,48	0,35	0,41	0,05	0,34	0,20		
П.П.П.	0,40	0,59	0,55	0,72	0,93	1,33		
Сумма	100,41	100,09	99,93	100,29	99,96	100,65		
Количество анализов	20	24	8	9	19	7		

## Числовые характеристики по А.Н.Заварецкому

a	10,4	9,3	9,3	12,1	12,7	10,9
c	6,4	6,8	7,9	6,1	5,3	3,6
b	25,1	24,8	24,8	22,8	24,3	34,7
S	58,1	59,1	58,0	59,0	57,7	50,8
f	40,1	43,0	40,8	40,6	37,1	29,1
m	39,3	37,6	42,2	37,5	38,2	41,1
c	20,6	19,4	17,0	21,9	24,7	29,8
n	78,9	82,1	78,8	79,3	74,7	79,2
g	15,3	19,1	18,7	26,8	25,3	22,2
t	1,7	1,9	1,5	1,7	2,1	2,4
Q	-11,0	7,2	-10,5	-12,3	15,3	-23,8
a/c	1,6	1,3	1,2	2,0	2,4	3,0

Нормативные минералогические составы

1	2	3	4	5	6	7
Q	-	-	1,2	-	-	-
Oz	8,9	6,7	7,8	10,0	12,8	9,5
Ab	28,8	28,8	27,3	29,0	28,6	13,6
Ne	1,4	-	-	3,9	3,8	11,1
Ap	25,6	27,3	31,2	24,5	21,3	15,3
Oe	9,0	0,4	6,7	-	4,7	6,1
Dy	17,1	14,7	13,3	14,9	14,3	27,7
Ny	-	8,4	2,2	5,4	-	-
Ar	-	0,3	-	0,3	2,0	2,7
Il	2,3	2,4	2,0	2,3	2,6	2,7
Mt	6,3	7,9	7,6	6,9	5,8	4,2
Hm	-	-	-	2,2	3,0	6,4
Сумма	99,4	98,1	98,1	99,4	98,9	99,3

Сериальные индексы по А.Ритману

6	3,9	3,0	3,6	5,1	7,3	17,7
---	-----	-----	-----	-----	-----	------

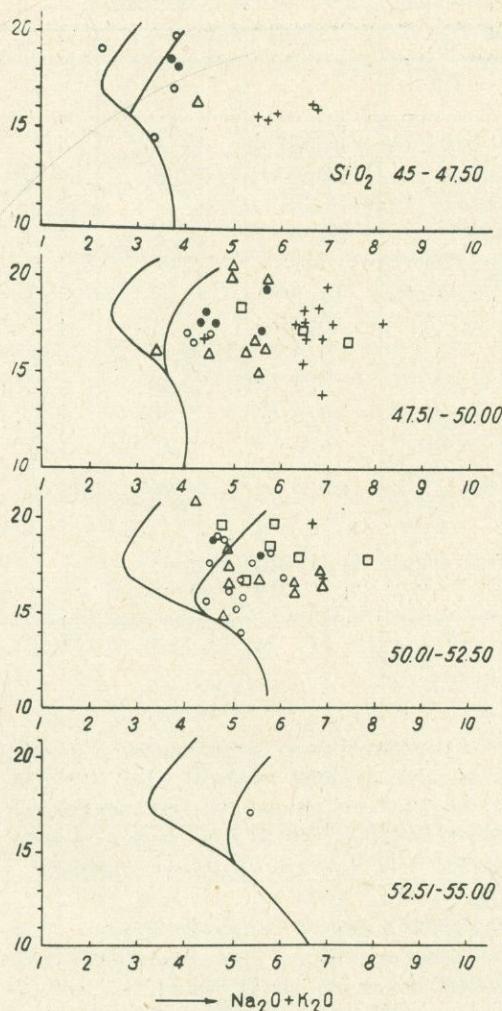
ются петрохимические особенности базальтового вулканизма в целом и по отдельным областям на приведенном нами графическом материале, составленном с учетом всех имеющихся анализов. При составлении таблицы средних составов и графических рисунков, кроме личных данных, нами использованы анализы А.А. Адамян, К.И. Карапетяна, Э.Х. Харазяна, Ю.Г. Гукасяна и др.

Цифровой и графический материалы в целом свидетельствуют о щелочном характере новейшего (позднеорогенного) базальтового вулканизма Армении. Сказанное особенно наглядно вырисовывается на известной классификационной диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ , предложенной Куно (Куно, 1960). Исключение составляют несколько анализов, расположенных в пределах поля высокоглинохемистых базальтов и всего один анализ в пределах толеитового поля.

Относя все базальты к щелочному семейству пород, мы не можем не заметить и существенные различия между представителями отдельных структурных зон.

Наименее щелочными являются базальтовые лавы Арагацского нагорья. Они же характеризуются высоким содержанием глинозема, в связи с чем на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (фиг. 2), они занимают близкое к глиноземистому полю положение. Лавы Арагацского нагорья характеризуются и наименьшей калиевой щелочностью, что хорошо отражено не только в весовых соотношения щелочных окислов ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ), но и в соотношения  $\text{Oz}/\text{Ab}$  в нормативном пересчете минералов (табл. 1).

Низкая щелочность лав арагацской структуры находит свое отра-



Фиг. 2. Диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (по Куну) для базальтовых лав Армении

△ Мечутсное нагорье; Арагацское нагорье;  
1• Приереванский р-н; 2. Западные отроги;  
□ Гегамское нагорье; + Сюникское нагорье

жение также в числовых характеристиках А.Н. Заварицкого: относительные низкие значения параметра "a" и соотношений "a/c".

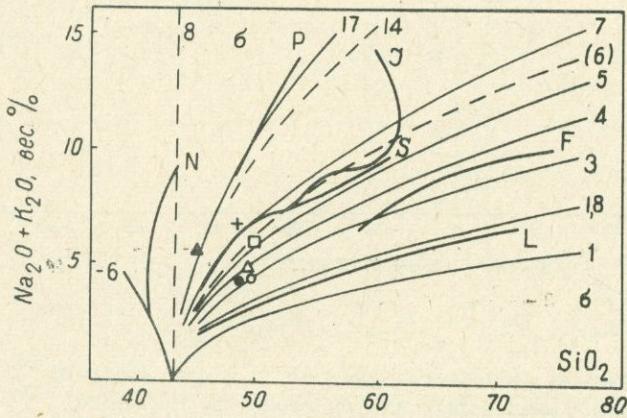
Можно к этому добавить, что в нормативно-минералогическом составе отсутствие нефелина констатируется только в лавах арагацского нагорья (табл. 1).

Коэффициент щелочности базальтов различных вулканоструктурных зон убывает в следующей последовательности: Сюникское нагорье —

13,4, Гегамское нагорье – 12,0, Кечутское нагорье – 10,3, Приереванский район Арагацской области – 9,3, западные отроги Арагацской области – 9,1. В той же последовательности убывают соотношения  $K_2O/Na_2O$ , соответственно равные: 0,51, 0,40, 0,39, 0,38, 0,32.

Согласно классификационной схеме Ритманна (Rittmann, 1958) базальтовые лавы Армении можно отнести к двум родственным группам: к Тихоокеанской (известково-щелочной ряд) и к Антлантической (натровый ряд). Причем выясняется, что Тихоокеанский тип представляют базальты Западной зоны вулканизма, а Антлантический тип – базальты восточной зоны (табл. 1, фиг. 3). Кроме того, среднее значение сериального индекса лав Гегамского нагорья ( $\delta = 5,1$ ) говорит о его переходном (субкальциево-натриевом) типе, а среднее значение сериального индекса лав Сюникского нагорья ( $\delta = 7,3$ ) дает нам основание отнести их к слабому (субнатриево-кальциевому) типу, приближающемуся даже к среднему (натрий-кальциевому) типу атлантической родственной группы. Типичными представителями этой группы являются базальты Кафанского района (табл. 1).

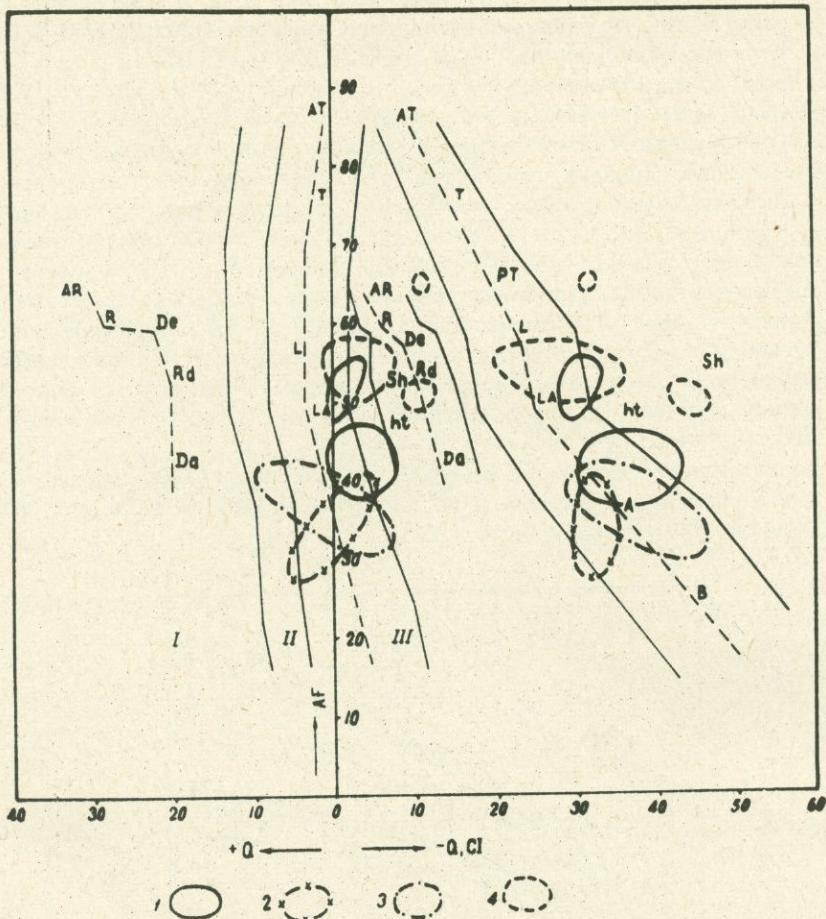
Петрохимические различия базальтовых лав различных структур достаточно наглядно отражены и на диаграмме  $\pm Q : AF : CI$  (фиг. 4), составленной по методу Иванова (1962).



△ Кечутское нагорье; Арагацское нагорье;  
• Приереванский р-он; ○ Западные отроги;  
□ Гегамское нагорье; + Сюникское нагорье  
▲ Кафанский район

Фиг. 3. Диаграмма отношений между кремнекислотой и щелочами (по Ритману) для базальтовых лав Армении

На диаграмме хорошо отражены не только различия в щелочности, но и различия в содержании цветных минералов ( $CI$  – цветной индекс) и кварца ( $\pm Q$ ). Как видно из диаграммы, содержание сво-

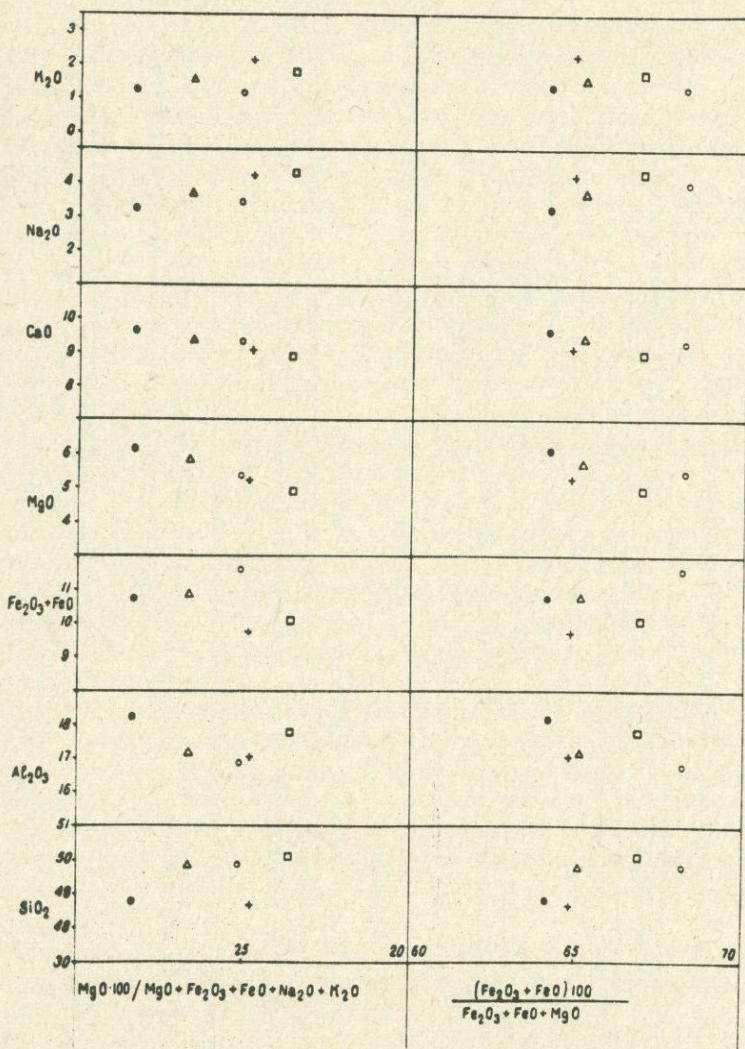


Фиг. 4. Диаграмма  $\pm Q : AF : Cl$  (по Иванову) для базальтовых лав Армении: 1. Лорийское плато, 2. Бассейн р. Ахурян, 3. Приереванский район, Сюникское нагорье.

бодного кварца наиболее характерно для лав Арагацского нагорья. В общем можно указать, что щелочность возрастает с уменьшением цветного индекса. Наблюдаемые исключения (Сюничское нагорье) связаны, возможно, с контаминацией магмы во вторичных периферических очагах.

Отсутствие прямой связи между щелочностью и избыточным квартцем свидетельствует о том, что та или иная щелочность базальтов является первичным признаком расплавов, а не наложенным явлением.

Некоторые дополнительные петрохимические характеристики базальтов различных структурных зон отражены на диаграмме показателей дифференцированности (фиг. 5).



△ Мечутское нагорье; ▲ Арагацское нагорье; ● Приереванский р-он; ○ Западные отроги;  
□ Гегамское нагорье; + Сюникское нагорье

Фиг. 5. Диаграмма коэффициента дифференциации базальтовых лав Армении.

Из сравнений показателей индексов затвердевания нетрудно видеть, что наименее дифференцированные базальты представляют западную зону глубокопрофильных трещинных излияний. Базальты этой же зоны характеризуются относительно высокими значениями  $Fe_2O_3 + FeO$  и  $MnO$ .

Из диаграммы выявляется следующая общая закономерность: чем

Таблица 2

54

## Особенности новейшего базальтового вулканизма Армении

Западная зона вулканизма	Восточная зона вулканизма
1. Тип извержений, природа магмоподводящих каналов и очагов	
1. Эффузивные трещинные извержения	1. Центральные многовыходные эффузивные и эксплоративные извержения. Трещинные эффузивные извержения
2. Разломы глубинного заложения, имеющие большое (до нескольких десятков км.) протяжение.	2. Моногенные кратерные или безкратерные вулканы малых размеров, расположенные на небольших площадях. Небольшие трещины, оперяющие главные магмоподводящие разломы.
3. Предполагается связь извержений с крупными очагами в верхней мантии.	3. Извержения связаны со вторичными периферическими очагами.
2. Морфоструктурные особенности продуктов извержения	
1. Платообразующие покровы, занимающие большие площади. Мощности значительные (до нескольких сот м.)	1. Короткие потоки и маломощные покровы, занимающие небольшие площади. Экслюзивные, аккумулятивные шлаковые конусы.
3. Петрографические и петрохимические особенности	
1. Щелочные оливиновые базальты Тихоокеанского (известково-щелочного) ряда.	1. Щелочные оливиновые и щелочные роговообманковые базальты трахибазальты, базаниты, атлантического (натриевого) ряда.
2. Характерная структура долеритовая.	2. Структура порфировая с микролатовой или полно-кристаллической основной массой. Структура лавокластов витропорфировая.

выше коэффициент затвердевания, тем ниже щелочность базальтов и, наоборот, выше магнезиальность и извеськовость: железистость убывает соответственно уменьшению коэффициента затвердевания, но начальные соотношения железистости и коэффициента затвердевания в базальтах Западной и Восточной зон вулканизма различны.

Наибольшую глиноzemистость имеют базальты Приереванского района. В целом в базальтах Западной зоны глиноzemистость закономерно убывает с уменьшением коэффициента дифференциации.

В Восточной зоне вулканизма мы наблюдаем обратную картину, обусловленную, по всей вероятности, контаминацией магмы.

Изложенный выше претрохимический материал удачно дополняет сложившиеся у нас геологические представления о базальтовом вулканализме Армении. Претрхимическая специфика базальтов каждой из главных и подчиненных им структур является неоспоримым фактом, лишний раз подтверждающим пространственную разобщенность очагов базальтовой магмы. Однако она ставит перед нами новый вопрос: чем обусловлены первичные различия химизма материнских расплавов в пределах каждого самостоятельного очага?

Ответить на этот вопрос очень трудно, поскольку на сегодня не только в Армении, но и во всех других областях проявления базальтовых магм нет достаточного фактического материала, объясняющего причину генерации различных типов базальтовых магм. В конечном итоге это может быть обусловлено тектонической обстановкой выплавки магмы и различиями в составе пород, служащими источниками магмообразования.

В рассмотренном нами примере базальтового вулканизма Армении различия тектонической обстановки обусловлены наличием мелких блоков структур, развитых на общем тектоническом фоне позднеорогенной складчатости. Смена состава материнских магмообразующих пород могла иметь место в связи с различными глубинами генерации магм, поскольку в пределах сравнительно небольшой территории Армении говорить о горизонтальных неоднородностях мантийных пород не приходится.

В различных структурных зонах Армении химические особенности формирующихся базальтовых магм определялись, по-видимому, различными глубинами первичных очагов выплавки.

Изучая связь между глубиной фокальной поверхности и петрологическими и геохимическими особенностями вулканов Курильской островной дуги, Э.К.Мархини и Д.С.Стратула (1971) обнаружили четкую функциональную зависимость между ними. В частности, было установлено, что с увеличением глубины в однотипных породах закономерно увеличивается в породах  $K_2O$  и  $Na_2O$ , отношение  $K_2O/Na_2O$ , величины индексов а-Заварицкого и б-Ритмана, коэффициент щелочности. Закономерно уменьшается сумма окислов железа, среднее содержание  $SiO_2$ .

Отмеченные взаимоотношения отдельных коэффициентов находят свое отражение и в базальтовом вулканализме Армении. В этой связи, опираясь на них, мы можем предполагать, что в Восчтоной зоне вул-

канизма генерация базальтовых расплавов имела место на сравнительно больших глубинах, чем в Западной зоне. В самой Западной зоне базальтовые лавы Кечутского массива, по сравнению с лавами Арагацского массива, связаны с относительно большими глубинами.

Е.К.Мархинин и Д.С.Стратула указывают, что с увеличением глубины иногда появляется роговая обманка. Связь роговой обманки с очагами больших глубин отмечалась ранее на основании изучения рогово-обманковых лав Сюникского массива (Ширинян, 1969) и, следовательно, нет противоречия с вышеизложенными предположениями о различных глубинах генерации базальтовых магм в Армении.

Имеющиеся по Курильской островной дуге данные (Мархинин, Стратула, 1971) зависимости некоторых параметров химического состава пород от глубины их очага дают нам основание предполагать, что выплавка базальтовых магм в Армении могло иметь место на глубинах порядка 200 км.

Говорить о глубине формирования базальтовых магм каждого из вулканоструктурных зон мы не можем, ввиду отсутствия данных о глубине формирования аналогов всех петрохимических типов базальтов Армении в цепи действующих вулканов Курильской островной дуги.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Адамян А.А. Неогеновые и четвертичные эфузивные породы Приереванского района, Изв. АН Арм. ССР, т.ХІУ, № 6, 1961.
- Адамян А.А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эфузивных пород Армении. Сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма", Изд. АН СССР, М., 1963.
- Адамян А.А. К геохимии лавовых образований Лорийского плато Армении. Изв. АН Арм. ССР, "Науки о Земле", т.21, № 6, 1968.
- Адамян А.А. Базальты. Геология Армянской ССР, том 1У, Петрография - вулканические породы, Изд. АН Арм. ССР, 1970.
- Адамян А.А. К вопросу происхождения верхнеплиоценовых базальтовых лав северо-западной части Арм. ССР на примере Лорийского плато. "Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне", Тезисы доклада Ш Всесоюзного вулк. совещания, Изд. Львовского Университета, 1969.
- Адамян А.А. Распределение элементов-примесей в минералах высокоглиноземистых базальтовых лав Лорийского плато (Армянская ССР). Изв. АН Арм. ССР, "Науки о Земле", т.24, № 2, 1971.
- Гукасян Ю.Г. Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахурян (окрестности с. Ваграмаберт). Изв. АН Арм. ССР, "Науки о Земле", № 4, 44-52, 1970.
- Карапетян К.И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Изв. АН Арм. ССР "Науки о Земле", № 3, 1969.
- Мархинин Е.К. Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. В кн. "Вулканизм и глубины Земли", "Науки", М., 1971.

- Харазян Э.Х. Новейшие вулканические образования верховьев р. Ахурян (Арм.ССР). Изв. АН Арм.ССР, сер. "Науки о Земле", № 5, 1968.
- Харазян Э.Х. Новейший вулканлизм северо-западной части Армянской ССР. "Вулканлизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне", Тезисы докладов к Ш Всесоюезному вулканологическому совещанию, Изд. Львовского Университета, 1969.
- Харазян Э.Х. Центры извержения в районе Кечутского хребта (Армянская ССР). Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", т. 23, 1970.
- Харазян Э.Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов Северо-Западной части Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР "Науки о Земле", т. 24, № 2, 1971.
- Химические составы изверженных и металломорфических горных пород Армянской ССР, Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1962.
- Ширинян К.Г. О петрохимических неоднородностях новейших (плио-плейстоценовых) вулканитов Армянской ССР. ДАН Арм.ССР, т. 48, № 4, 1969.
- Ширинян К.Г. Структурный контроль петрографических и минералогико-геохимических особенностей новейших вулканических комплексов Армении. "Вулканлизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне", Тезисы докладов к Ш Всесоюезному вулканологическому совещанию, Изд. Львовского университета, 1969.
- Ширинян К.Г. О кристаллизации апатита в лавах Сюникского вулканического нагорья. Сб. "Вопросы магматизма, рудообразования и минералогии Армянской ССР", Записки Армянского отделения Всесоюзного минералогического общества, вып. 4, Изд. гос. университета, 1970.
- Ширинян К.Г. Позднеорогенный вулканлизм. В кн.: "Позднеорогенный кислый вулканлизм Армянской ССР", Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1971.
- Иванов Р. Един петрохимичен метод и моделната систематика на някои магменискали. Известия на Геологическия институт "Стражмири Димитров", кн. X1, 1962.

Э.Г.Малхасян, Ю.А.Лейе, Л.В.Оганесян

## ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ХАЛАДЖ

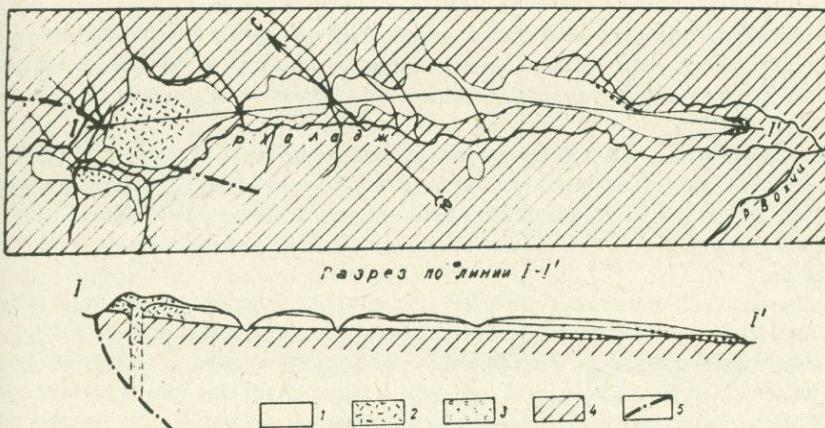
Молодые базальтоидные лавы в долине р.Халадж упоминаются уже в первых работах, относящихся к Кафанскому рудному району (Эрн, 1910, Конюшевский, 1911). Наиболее подробное описание приведено в работе В.Г.Грушевого и А.Л.Додина (1940), которые рассматривают все базальтоидные лавы района как производные одного вулканического центра, расположенного несколько северо-восточнее, у с.Арцваник. Позже, в пределах развития рассматриваемых лав, проводились только незначительные по объему разведочные работы с целью использования базальтов как местные стройматериалы. Оценка прогнозных запасов базальтов р.Халадж была дана в 1940г. геологом И.А.Тараяном (1949), которым приводятся также краткие сведения по их геологии.

Несколько иные представления высказаны В.Т.Акопяном (1962), который приходит к выводу о наличии собственного центра излияния рассматриваемого потока базальтоидов, расположенного у с.Норашеник.

Согласно К.Н.Паффенгольцу (1946), базальты р.Халадж соответствуют постплиоценовому возрасту. К такому же времени образования их относит и А.Т.Асланиан (1958).

Рассматриваемые базальты развиты преимущественно на левом склоне долины р.Халадж в ее среднем и нижнем течении. Общая протяженность потока составляет около 9 км. В настоящее время поток представлен тремя крупными изолированными блоками, возникшими за счет его полного пропиливания левыми притоками р.Халадж. К западу от с.Норашеник, где долина р.Халадж, очевидно, была полностью заужена лавой в связи с предполагаемым здесь центром излияния, при повторной выработке долины, часть потока сохранилась на правом берегу реки (фиг. 1). Общая площадь, занятая базальтами в долине р.Халадж, несколько превышает 5 км<sup>2</sup>. Средняя мощность покрова оценивается в 30-40 м, максимальная - 70-80 м.

Покров базальтов имеет сложное строение и представлен двумя наложенными друг на друга потоками, при этом верхний поток является более протяженным. Нижний, а там где он отсутствует - верхний, потоки налегают на аллювиальные образования древних террас, красно-бурые суглинки, залегающие в основании четвертичных образований или непосредственно на вулканогенно-осадочные породы средней и верхней юры. У юго-восточного окончания потока отчетливо виден



Фиг. 1. Схема расположения и геологический разрез потоков базальта в долине реки Халадж.

1. Базальты. 2. Прижерловые фации базальтов. 3. Четвертичные конгломераты и галечники. 4. Юрские вулканогенные образования. 5. Тектонические разрывы. 6. Линия разреза.

его кластический характер: он несет в себе обломки базальта, представляющие собою взломанную нижнюю корку потока, а также валуны и гальки слагающие аллювиальную террасу. Сами базальты характеризуются здесь повышенной пористостью, наличием крупных пустот и присутствием шаровой отдельности, что, возможно, связано с подпруживанием в этой части р. Вожчи.

На участке Бадалюрт базальты налегают непосредственно на краснобурье глины, в которых отчетливо видна зона обжига, проявляющаяся достаточно четко выраженной призматической отдельностью, прослеживаемой в глубь глины на 3–5 см. Однако чаще между базальтами и подстилающими глинами залегает маломощный слой рыхлых туфов, образование которых, очевидно, предшествовало излиянию базальтов.

Контакт между двумя потоками наблюдается повсеместно в виде характерных текстурных и других изменений в самих потоках. Между излияниями двух потоков, видимо, имел место значительный перерыв, о чем свидетельствует не только отсутствие верхней зоны закалки на некоторых участках нижнего потока, но и наличие прослоя конгломератов между потоками.

Центр излияния рассматриваемых базальтов находился в долине р. Халадж, у северо-западной оконечности потока, о чем свидетельствуют следующие факты:

1. Район с. Норашеник является наиболее высокой (гипсометричес-

ки) точкой распространения базальтов в долине р.Халадж и поэтому они могли только отсюда свободно продвигаться вниз по долине, что подтверждается и закономерным изменением мощности потоков с северо-запада на юго-восток. Современная топографическая обстановка, которая, очевидно, достаточно близка к таковой момента излияния, не позволяет допускать мысль о проникновении базальтов в долину р.Халадж, к району с.Норашеник, если бы центр их излияния находился у с.Арцваник.

2. Только в районе с.Норашеник, где базальты слагают наиболее значительное плато, широко развиты шлаки, лапиллы и цементирующие их туфы. Здесь же отмечаются наиболее пористые, пузырчатые лавы с глыбовой отдельностью и грубозернистые туфы, подстилающие потоки базальтов.

3. Указанный участок развития шлаков располагается на шве одного из крупнейших и наиболее мобильных разломов районе, что позволяет связывать излияние базальтов с его оживлением. Последнее подтверждается также и тем, что по шву этого разлома еще и в настоящее время отмечаются слабоминерализованные источники, а также скопления известковых травертинов в толще перекрывающих его лессовидных суглинков.

Рассматриваемые базальты представляют собою серые или темно-серые, зернистые, с порфировыми выделениями породы.

Преобладающей формой отдельности является столбчатая, представленная хорошо выраженным шести- и восьмигранными призмами, расположенными обычно вертикально. Поперечный размер призм не превышает 1 м, при высоте, в общем соответствующей мощности потока, что подчеркивает границу между двумя потоками.

В верхней части потока наличие грубогоризонтальных трещин создает своеобразие формы — призма столбчатой отдельности заканчивается неправильным шаром. Последний представляет собою отсеченную горизонтальной трещиной часть призмы, которая под воздействием выветривания принимает округлую форму. Иногда здесь развивается концентрически-скорлуповатая отдельность.

Собственно шаровые формы отдельности отмечаются только в тех местах, где возможно предполагать соприкосновение лавы с водными потоками. Здесь наблюдаются плосковыпуклые и булкообразные подушки, размеры которых по длиной оси не превышают 1,0—1,5 м. Формы отдельности типа подушечкой отмечаются только в нижней части потока, а кверху переходят в обычную, столбчатую.

Пустоты в потоках распространены неравномерно. Нижний поток характеризуется малым количеством мелких пустот и обычно окружной формы, которые редко бывают выполнены карбонатами или эпидотом полностью — обычно наблюдаются только их налет по стенкам. Незначительное количество пузырьков нашло свое отражение и в относительно низкой пористости базальтов, равной 9—10% (Агадорян, Исаакян, 1962).

Верхний поток, напротив, содержит более количество пустот более крупных размеров, которые передко объединяются, образуя слож-

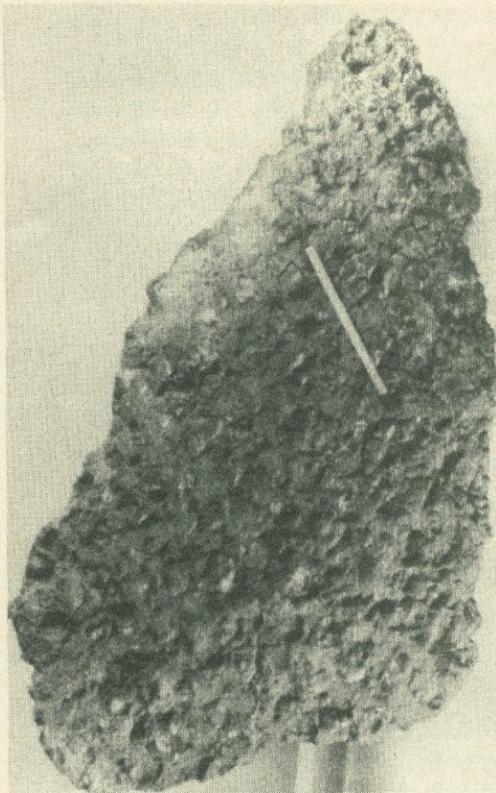
ные формы полостей. Со средины потока они сильно уплощаются, приобретая в целом эллипсоидальную форму. Такой характер пустот верхнего потока, наряду с их более интенсивным выполнением кварцем, эпидотом и карбонатом, свидетельствует о большой насыщенности ледучими лавами второго излияния, что подтверждается и его большой подвижностью.

Помимо зон закалки, расположенных в основании и у кровли потоков, были отмечены маломощные зоны, локализованные в средних частях нижнего потока. Как правило, эти зоны закалки совпадают с участками развития горизонтальных трещин или вытянутыми в горизонтальном направлении скоплениями пузырьков. Очевидно, эти зоны возникают за счет образований, получивших от Р.Л. Никольса (1936) наименование "отдельных единиц потока".

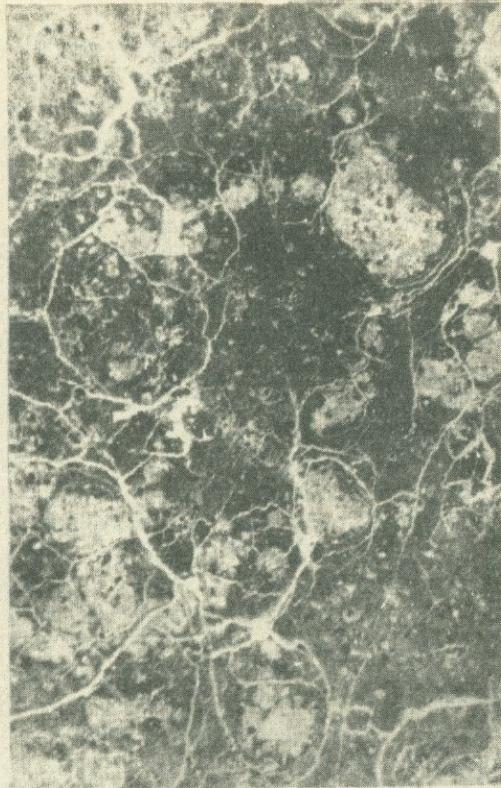
Наиболее интересной особенностью рассматриваемых базальтов является присутствие в центральной части нижнего потока "шариков", имеющих более темную окраску. Примерно с высоты 1/3 - 1/4 мощности потока в нем появляется осеннняя текстура, выражющаяся в наличии более светлых округлых пятен размером в 3-5 мм. Постепенно эти осветленные пятна создают общий светлый фон, на котором четко видны более темные (и более плотные) округлые образования. По мере подъема вверх по мощности потока "шарики" обособляются все более четко и увеличиваются в размерах. Если в нижней части потока они несут на себе еще примазки "цементирующей" осветленной массы, то в центральной части они совершенно обособлены. Выше некоторой центральной части шарики начинают постоянно исчезать и верхняя часть потока лишена даже "осенней" текстуры. Размеры шариков колеблются в пределах первых миллиметров до 3-4 см, но обычно 0,5-0,7 см. Наиболее крупные размещаются в центральной части зоны, здесь же они достигают и своего количественного максимума, фактически заполняя все пространство и соприкасаясь друг с другом, что придает породе оолитоподобное строение (фиг. 2). В большинстве своем шарики округлой формы и только в верхней части приобретают несколько уплощенную форму, вытягиваясь параллельно контактам потока.

По результатам изучения минерального и химического состава базальтов зона шарикового сложения в целом характеризуется минимальным содержанием вулканического стекла и оливина, максимальным содержанием магнетита и монопироксенов, резко заниженным количеством плагиоклаза и повышенным содержанием глинозема, щелочей и кальция.

В поперечном сечении шарики имеют однородное строение и цвета одной тональности. Поверхность шариков имеет скорлуповатое строение, хорошо выраженное в выветрелых участках, а также отчетливо наблюдаемое в пришлифовках (фиг. 3). При тесном соприкосновении нескольких шариков внешняя скорлуповатая кайма охватывает все шарики, являясь общей для них. Под микроскопом шарики отличаются от цементирующей массы только степенью раскристаллизации - в них полностью отсутствует стекло. По химическому составу шарики и цемент очень близки (табл. 1).



Фиг. 2. Обломок базальта из зоны, насыщенной шариками. Хорошо видны шарики или углубления, оставшиеся на их месте.



Фиг. 3. Базальты шарикового сложения. Видны резкие очертания шариков и их скорлуповатое строение. Пришлифованный образец. Увел. х 3.

Ощутимые различия между шариками и цементирующей массой наблюдаются в объемных весах — для шариков он равен 3,18, для цементирующей массы — 2,66.

В верхнем потоке описанные образования отсутствуют, здесь только в некоторых местах спорадически проявляется оспенная или пятнистая текстура.

Все описанные выше особенности внешнего строения потока схематически отражены на фиг. 4.

Под микроскопом рассматриваемые базальты представляют порфировые, почти полнокристаллические породы. В порфировых выделениях исключительно темноцветные минералы (монопироксен, оливин). Первый резко преобладает также в основной массе. В целом порода может быть охарактеризована как меланобазальт, а учитывая значительное количество оливина во вкрапленниках — как оливиновый базальт. Структура основной массы полнокристаллическая — микролитовая, интэрсертальная.

Размеры вкрапленников значительно превышают те же минералы

Таблица 1

Химический состав шариков и цементирующей массы<sup>x</sup>

Окислы	Шарики	Цементирующая масса	Результаты пересчета по Е.А. Кузнецкову		
			проекционные и дополнительные величины	шарики	цементная масса
SiO <sub>2</sub>	44,58	44,54	A	17,2	12,3
TiO <sub>2</sub>	1,25	1,25	C	4,8	7,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,15	13,75	M	50,3	50,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,57	5,96	Q	27,7	30,1
FeO	3,23	3,01	ψ	2,33	1,85
MnO	0,10	0,10	Mt	3,3	3,8
MgO	10,38	10,62	Cs	41,3	39,8
CaO	12,61	12,61	fo	53,0	55,6
Na <sub>2</sub> O	4,65	3,13	fa	5,7	4,9
K <sub>2</sub> O	1,30	0,99	K	12,6	11,7
H <sub>2</sub> O	0,40	0,50	C	21,7	37,0
п.п.п.	1,45	3,25	п	66,0	52,0
Сумма	99,67	99,66			

в основной массе – их отношение равно 1 : 10 – 1 : 20.

Количество вкрапленников в среднем составляет около 20% от общей площади шлифа.

Авгит по вкрапленниках представлен идиоморфными, короткопризматическими слабо окрашенными кристаллами, с хорошо выраженной спайностью в двух направлениях. Чрезвычайно характерным является зональное строение и передко наблюдаемая структура песочных часов. Угол с : Ng = 46–52°. Встречающийся довольно часто во вкрапленниках пироксенин отличается отсутствием окраски (бесцветный или серовато-белый) косым угасанием (с : Ng = 44–45°, иногда снижающимся до 22–25°).

Оlivин – представлен короткопризматическими кристаллами с шестиугольными, ромбическими поперечными сечениями. Очень редко отмечается спайностью. Как правило, не изменен и лишь изредка по трещинам наблюдается слабая серпентинизация.

Основная масса породы состоит в основном из мелких зерен пироксена, лейст плагиоклаза и незначительного количества стекла. Оливин в основной массе встречается чрезвычайно редко.

Плагиоклаз представлен лабрадором. Встречается плагиоклаз в виде микролейст в той или иной степени ориентированных, что прида-

<sup>x</sup>Химические анализы выполнены в лаборатории НИГМИ

ет основной массе трахитоидно-флюидальный характер.

Вулканическое стекло выполняет интерстииции между зернами, слагающими основную массу. Стекло очень чистое, прозрачное, бесцветное. Судя по показателю преломления, равному 1,522 (1,515–1,525) это типичное базальтовое стекло.

Из других минералов в породе отмечается магнетит в виде мелких зерен или сыпи, рассеянной как в основной массе, так и в порфировых вкраплениках оливина и монопироксенов, а также в ничтожных количествах (0,1–0,2%) бурые амфиболы и биотит. По простирианию потока (от центра излияния к фронту потока) различия в количественно-минерalogическом составе выражены слабо и проявляются в некотором увеличении количества вкраплеников оливина при понижении количества вкраплеников монопироксенов. Наблюдается также весьма незначительное уменьшение количества магнетита, проходящее параллельно с уменьшением размеров их зерен.

Более существенные и закономерные изменения наблюдаются в количественно-минералогическом составе по мощности потока (фиг. 4). В целом они соответствуют представлениям о магматической дифференциации: максимум тяжелых минералов отмечается несколько ниже середины потока, максимум легких — выше середины. Естественно, магматическая дифференциация отчетливей проявляется в более мощных потоках, чем и следует объяснить наблюдаемые различия между верхним и нижним потоками. Изменения в содержании стекла в породе являются также совершенно закономерными.

Сопоставляя полученные данные по изменению количественно-минералогического состава потока меланобазальтов с аналогичными сведениями по нормальным базальтам (Лунд, 1930), можно отметить менее четко выраженные максимумы цветных минералов и практически не – прерывное возрастание вверх по мощности потока легких минералов, что легко объясняется большим удельным весом первоначального расплава.

Размеры вкраплеников, выведенные как среднее из крупных зерен, также меняются вполне закономерно, отражая скорость остывания отдельных частей потока (фиг. 4).

Для верхнего потока максимальные размеры зерен наблюдаются в его средней части, минимальные — в верхней. Абсолютные значения средних размеров крупных зерен колеблются: магнетита — от 0,004 до 0,012, оливина — от 0,49 до 0,60, пироксенов — от 0,49 до 0,57 $\text{мм}^2$ .

В нижнем потоке распределение вкраплеников по крупности, в деталях, более сложное, хотя в целом оно соответствует закономерностям верхнего потока и приводимым в литературе данным (Шрок, 1950).

Для суждения о химизме рассматриваемых базальтов мы располагали 27 анализами проб, отобранных из различных, по простирианию и мощности, частей потока. Средние и крайние значения этих анализов приведены в табл. 2.

Данные этой таблицы позволяют заключить, что порода представлена, как это было показано и выше по минералогическому составу, меланобазальтам, главным отличием которых от нормальных базальтов

Таблица 2

Химический состав базальтов  
р. Халадж<sup>x</sup>

Окислы	Среднее из 27 приведенное к 100%	Минимальное	Максимальное	Результаты пересчета среднего состава	
				Числовые характеристики по А.Н.Заваризкому	проекционные величины по Е.А.Кузнецовой
1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	43,78	43,56	45,36	a = 7,0	A = 17,5
TiO <sub>2</sub>	1,19	0,57	1,52	c = 6,7	C = 16,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,25	13,75	19,34	b = 35,6	M = 41,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,95	3,65	6,89	s = 50,7	Q = 24,0
FeO	4,26	3,01	7,32	f = 23,5	Mt = 5,1
MnO	0,12	0,10	0,13	m = 54,0	Cs = 27,6
MgO	11,41	9,58	13,37	C = 22,5	Yo = 65,5
CaO	12,17	11,10	13,32	n = 35	Ya = 6,9
Na <sub>2</sub> O	2,66			t = 2,2	K = 8,0
K <sub>2</sub> O	0,76	1,95	5,03	g = 12	C = 43,0
SO <sub>3</sub>	0,48	0,45	0,51	Q = -19,3	n = 49,0
H <sub>2</sub> O	0,64	0,12	2,24		q = -10,6
п.п.п.	2,23	0,52	3,79		
	100,0				

<sup>x</sup> Первичные химические анализы выполнены в лабораториях НИГМИ, АИСМ и Ереванского Политехнического института.

<sup>xx</sup> Среднее суммы щелочей выведено по данным 11 анализов: отношение Na<sub>2</sub>O : K<sub>2</sub>O по данным 4 анализов равно 3,5 : 1.

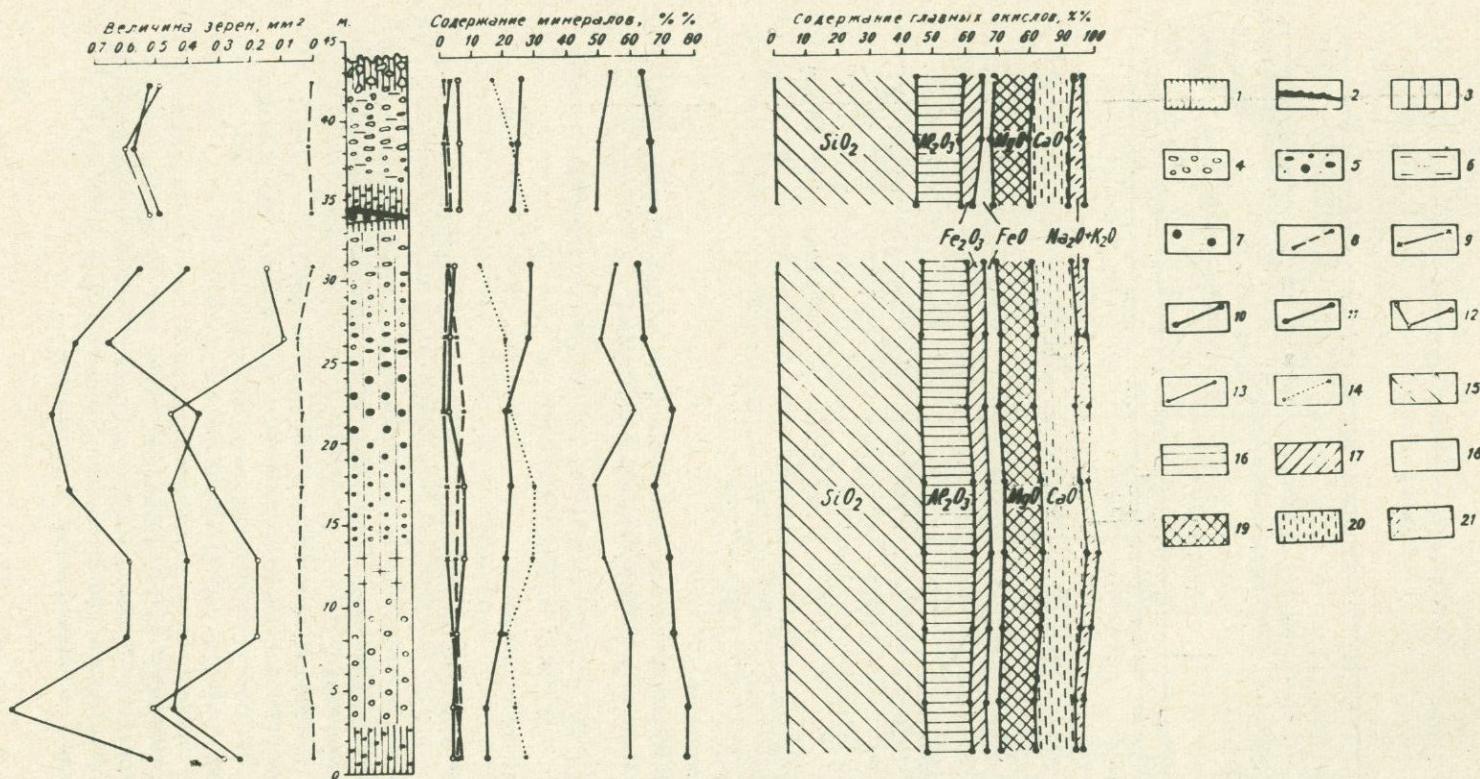
<sup>xxx</sup> По данным двух анализов

является пониженное содержание SiO<sub>2</sub> и повышенное содержание магния и кальция.

По данным пересчетов химического состава, рассматриваемая порода ближе всего стоит к кринаниту, отличаясь от последнего только большей меланократостью.

Прослеживая изменения химического состава породы по мощности потока, в содержании отдельных окислов можно отметить ряд закономерностей, в целом соответствующим тем, которые были вскрыты при анализе минералогического состава базальтов (фиг. 4).

Проведенные исследования позволяют отметить ряд характерных особенностей, отличающих рассматриваемые базальты от других аналогичных образований, и указать на общие признаки потоков основных лав, которые следует учитывать при изучении лавовых покровов (потоков) и выяснении условий их образования и залегания.



Фиг. 4. Схема строения потоков базальта.

1. зона закалки, 2. взломанная и сцементированная корка потока, 3. столбчатая отдельность, 4. пустоты, 5. шарики, 6. плитчатая отдельность (совпадает с единицами потока), 7. галька базальтов (низа конгломератов между потоками). Содержания минералов и размеры вкрапленников: 8. магнетит, 9. вулканическое стекло, 10. плагиоклаз, 11. монопироксень (всего), 12. оливин, 13. монопироксен в основной массе, 14. Вкрапленники (всего от общей площади шлифа). Содержание главных окислов: 15. кремнекислота, 16. глинозем, 17. окись железа, 18. закись железа, 19. окись магния, 20. окись кальция, 21. сумма окисей щелочей.

1. Характер изменения текстурных особенностей потоков по простианию, в сочетании с другими геологическими данными, позволяет уверенно определять центр излияния. В рассмотренном случае он располагается у северо-западного окончания потока, в районе с. Норашеник.

2. Наличие зоны закалки, глыбовой, а в местах соприкосновения с водой-шаровой отдельностью кластический характер взломанной и вновь сцепленной корки у подошвы, включения валунов и галек аллювиальной террасы, обожженные подстилающие глины, характер распределения и форма пустот, а также формы отдельности дают основание рассматривать потоки как нормально залегающие, а описанные признаки внешнего и внутреннего строения использовать в качестве критериев при оценке условий образования и залегания потоков в других районах.

Из особенностей нижнего потока следует отметить меньшую мощность верхней зоны закалки (по отношению к нижней). Это может быть объяснено значительным перерывом между излияниями первого и второго потока и размывом его верхней поверхности, о чем свидетельствует наличие конгломератов с галькой базальта между двумя потоками.

Верхний поток отличается меньшей мощностью, пузырчатой верхней поверхностью достаточно мощной верхней зоны закалки, наличием большого количества удлиненных пустот и плитчатой отдельности в средней части потока. Все это, в сочетании с его большим (по отношению к нижнему потоку) распространением, при меньшей мощности свидетельствует о насыщенности этой порции лавы летучими и как следствие ее большей подвижности.

3. Распределение вулканического стекла и отдельных минералов, а также их размеров по мощности потока отражает скорость остывания его отдельных частей и представления о магматической дифференации. Различия в распределении компонентов в нижнем и верхнем потоках следует объяснить различиями в их мощности, а также существенной эрозией верхней части нижнего потока. Последнее подтверждается также различиями в поведении окисного и закисного железа в нижнем и верхнем потоках. Возможно, этим следует объяснить и относительное смещение вверх наиболее грубозернистой части потока, т.е. части, застывшей позже других.

Возможно и другое объяснение смещения вверх зоны, наиболее долго сохранившей пластичность — излияние базальтов в речную долину, заполненную холодной водой, привело к более интенсивному остыванию потока снизу.

Отмеченные особенности распределения минералов по мощности потоков подтверждаются характером изменения содержания отдельных компонентов, которые характеризуют нормальное залегание наземных потоков основной магмы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм.ССР, 1962.  
Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван, Изд. "Айгирк", 1958.

- Ацагорян З., Исаакян С. Зависимость прочности базальтов от их петрографических характеристик. "Промышленность Армении", № 4, 1962.
- Грушевой В.Г., Додин А.Л. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 133, 1940.
- Конюшевский Л.К. Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветопольской губернии. Мат. для геологии Кавказа, кн. 10, сер. III, 1911.
- Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, 1946
- Тарайн И.А. Базальты. Минеральные ресурсы Армянской ССР (неметаллические ископаемые). Изд. АН Арм. ССР 1949.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород М., Изд. ИЛ 1950.
- Эрн А. Отчет об исследованиях Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елизаветопольской губернии. Мат. для геологии Кавказа, сер. III, кн. 9, 1910.
- Lund R.I. Differentiation in the Cape Spencer flow (Nova Scoria). Am. Mineralogist, 15, 1930
- Nichols R.I. Flow - units in basalt. Jour. Geology 44, 1936.

К.И. Карапетян, Л.Б. Саруханян

## ОБ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ ТРАХИАНДЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ

На Гегамском нагорье, главным образом на восточных склонах и водоразделе, обнажаются своеобразные вулканические породы повышенной щелочности, объединяемые в трахиандезитовую формацию (комплекс). Породы формации, представленные трахиандезито-базальтами, трахиандезитами, трахидацитами, трахилипаратитами и трахитами, в основной своей массе перекрыты более поздними вулканитами и выступают фрагментарно. Трахиандезиты и, частично, трахиандезито-базальты выходят за пределы Гегамского нагорья; встречаются они и на Варденисском нагорье /2/, и в Западном Айоцдзоре ("свита дацитовых лав" А.С. Остроумовой /6/).

Долгое время трахиандезитовая формация фактически оставалась неизученной. Даже в сводке 1970 г., посвященной петрографии вулканических пород Армянской ССР /7/, приводятся отрывочные и очень неполные данные Б.М. Куплетского /4/ и А.С. Гинзберга /2/. В ходе работ по вулканизму Гегамского нагорья К.И. Карапетяном была выделена эта формация и изучены ее геология и петрография. Минералогия и геохимия пород формации исследуются Л.Б. Саруханян; уже получены первые результаты, представляющие несомненный интерес. Учитывая факт слабой изученности акцессорных минералов пород подобного состава, да и вулканитов вообще, мы сочли возможным опубликовать полуценные данные в виде настоящего сообщения. При составлении статьи авторы пользовались консультациями Б.М. Меликsetяна, которому выражают глубокую признательность.

### Геолого-петрографический очерк

Стратиграфическое положение трахиандезитовой формации, несмотря на сравнительно небольшое количество обнажений и их изолированность, определяется довольно четко. В верховьях ущелья р. Грыздор породы формации секут и налегают на гегамскую вулканогенно-обломочную свиту, вероятный возраст которой средний плиоцен /1/, а в других пунктах перекрываются лавами манычарского типа (с. Гехаркуник, "мыс с развалинами") и липарито-обсидиановыми образованиями водораздела нагорья (верховья р. Ухтуакунк). Возраст формации, скорее всего, среднеплиоценовый: налегающие на нее манычарские лавы несогласно перекрыты верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами окрестностей гор. Камо.

Породы формации, преобладающие выраженные в эфузивной фации, дислоцированы; наиболее значительно они разорваны в зоне Гехаркуникской системы разломов. Образование формации связано с вулканической деятельностью ареального /многовыходного/ типа. Сохранившиеся вулканы единичны; к достоверным центрам извержения относятся трахиапаритовый купол у с. Гехаркуник и трахиандезитовый купол Еракатар (верховья р. Азат). Очень возможно, что руинами вулканов являются обнаружения на "мысе с развалинами", у с. Еранос и Архашенские холмы.

В последовательности формирования состава формации намечается закономерное постепенное повышение кислотности по схеме: трахиандезито-базальты, трахиандезиты, трахидациты, трахиапариты. Не ясно в этом эволюционном ряду лишь место трахитов; их взаимоотношения с другими породами формации не наблюдались.

Трахиандезито-базальты встречаются в виде дайки в верховьях реки Грыдзор; основное развитие этих пород приходится на Западной Айцдзор /6/.

Таблица 1  
Количество-минеральный состав (в объемных %)  
пород трахиандезитовой формации

Порода	Плагиоклаз	Калишпат	Гиперстен	Клинопироксен	Роговая обманка	Биотит	Всего вкрапленников	Основная масса
Трахиандезит	19,1	-	-	0,5	2,8	6,3	28,7	71,3
Трахидацит	8,1	1,8	-	-	-	0,9	10,8	89,2
Трахиапарит	2,9	5,4	-	-	-	1,2	9,5	90,5
Трахит	29,4	-	0,6	2,6	-	3,5	36,1	63,9

Примечание: в таблице приведены средние значения по пяти подсчетам для каждой из проб.

Трахиандезиты в объеме формации пользуются абсолютным преобладанием. В большинстве случаев это розоватые и серые эвпорфировые породы с относительно крупными вкрапленниками (до 8-10 мм). Порфировые выделения представлены плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, клинопироксеном и иногда гиперстеном; распределены они неравномерно, в особенности биотит, который нередко отсутствует вообще. Основная масса слагается из плагиоклаза, клинопироксена, небольшого количества рудного минерала и стекла, часто полураскристаллизованного. Структура основной массы - микролитовая и гиалопилитовая. По отдельным порам развиты черепитчатые агрегаты кристобалита.

Трахидациты обнаружены в двух местах: на "мысе с развалинами" и у с. Еранос, где они налегают на трахиандезиты. Это черно-серые, черные олигофировые породы, содержащие вкрапленники плагиоклаза, кали-

шпата, биотита размером до 2,0мм. В трахидацитах "мыса с развалинами" встречаются небольшие, вероятно гомеогенного типа, скопления -сегрегации, состоящие из плахиоклаза, клинопироксена, рудного минерала и, иногда, оливина. Основная масса имеет гиалопилитовое и даже стекловатое строение; она состоит из микролитов плахиоклаза, очень небольшого количества клинопироксена, калишпата (?), рудного минерала и слабо раскристаллизованного стекла.

Таблица 2

Средние химические составы пород  
трахиандезитовой формации

Элементы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	60,76	63,27	68,23	62,48
TiO <sub>2</sub>	1,02	0,64	0,30	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,33	16,52	15,51	15,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,16	2,73	1,88	2,63
FeO	1,82	2,17	0,75	1,59
MnO	0,17	0,11	0,11	0,07
MgO	1,48	1,53	1,21	1,31
CaO	4,01	3,08	0,84	4,04
Na <sub>2</sub> O	5,15	4,85	5,64	4,50
K <sub>2</sub> O	3,58	3,95	3,84	5,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	0,18	Не опр.
H <sub>2</sub> O-	0,22	-	0,24	0,11
п.п.п.	0,46	1,65	1,33	2,23
Сумма	100,16	100,50	99,86	100,47

Примечание: 1 - трахиандезит (ср. из 6 анал.); 2 - трахидацит (ср. из 2 анал.); 3 - трахилипарит (ср. из 3 анал.); 4 - трахит (ср. из 2 анал.).

Трахилипариты, как правило, образуют белые, розовато-белые и светло-серые жилки различной мощности (от 0,5 - 1,0мм до 35-40 см), рассекающие трахидациты; только у с. Гехаркуник они образуют самостоятельный небольшой купол. Характерно, что в контакто-вых частях жилок нет зон закалки; здесь трахидациты и трахилипариты извергались единой массой или последовательно с небольшим перерывом.

Порфировые выделения трахилипаритов выражены калишпатом, плахиоклазом, биотитом и, очень редко, клинопироксеном, образующими кристаллы размером не более 2,5мм. Основная масса, имеющая ортофировое или близкое к ней строение, образована микролитами калишпата, плахиоклаза, очень небольшого количества титаномагнетита и совершенно чистого, бесцветного стекла. В отдельных случаях в породе встречается кристобалит. На некоторых участках в трахилипаритах зафиксированы ленточные и шаровые обособления ликвационного происхождения /3/.

Трахиты слагают два небольших обнажения в междуречье Куку - Грыззор. Представлены они серыми и темно-серыми породами плезиофирирового строения, многочисленные микровкрапленники которых образованы плагиоклазом, биотитом, клинопироксеном и гиперстеном. Основная масса апогиалиновая; стекло, заряженное рудной сырью и содержащее очень редкие первичные микролиты плагиоклаза, полураскристаллизовано и раскристаллизовано в полевошпатовую массу.

На некоторых участках трахиты сложно рассекаются жилками гиалотрахитов (?) толщиной от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Состав вкрапленников тот же, что и трахитов, но основная масса представлена свежим, часто флюидальным кристаллитовым стеклом. Обычная окраска стекла коричневая, желтоватая, синевато-серая.

#### Аксессорные минералы пород трахиандезитовой формации

Для изучения акссесорных минералов из каждой разновидности, исключая трахиандезито-базальты и гиалотрахиты (?), было отобрано по одной пробе весом в 12 кг. Опробированы были трахиандезиты из окрестностей с. Караплуг, трахидацит и трахилипарат "мыса с развалинами" и трахит из обнажения у с. Сарухан. Пробы измельчались до фракции диаметром менее 0,25 мм, промывались в лотках и делились в тяжелых жидкостях и электромагнитным сепаратором. Подсчет минеральных зерен производился под бинокулярным микроскопом, расчет среднего содержания в г/т - по формуле В.В. Ляховича и Д.А. Родиона /5/.

При диагностике минералов применялись оптические, рентгенометрические (аналитик Н.В. Ревазова) и полукаличественные спектральные анализы (аналитик С.А. Мнацаканян); все первичные данные, могущие представить определенный интерес, приводятся в статье. Микроскопические исследования, за редким исключением, не позволили выяснить взаимоотношения отдельных акссесорных минералов; большинство из них в шлифах вообще не фиксируется.

Сведения по минеральному составу и химизму минералов и опробованных пород, а также средние содержания акссесорных минералов сведены в соответствующие таблицы.

Всего было обнаружено и изучено свыше 30 акссесорных минерала; ниже приводится сжатая характеристика некоторых из них.

Титаномагнетит (с содержанием Ti 3-10%) - самый распространенный рудный материал, составляющий около 30% от всех акссесорных минералов пород формаций. Представлен он обломками, редко отмечаются кристаллы октаэдрического габитуса. Размеры обломков и кристаллов варьируют в больших пределах от 0,01 до 1-1,5 мм. Очень характерны срастания титаномагнетита с породообразующими минералами. Титаномагнетит с поверхности иногда лимонитизирован, редко отмечается и лейкоксенизация.

<sup>x</sup>Условия съемки: Cu - Ni; экспозиция 11 ч., D - 57,3 мм, только для вюрцита экспозиция 13 ч. и сурика - 12 ч.

Таблица 3

Распределение акцессорных минералов в породах  
трахиандезитовой формации (г/т)

	Минералы	Породы			
		Трахиандезит	Трахидацит	Трахиолипарит	Трахит
Собственно магматические	Титаномагнетит	15274,94	8803,17	7106,56	19182,16
	Ильменит	208,69	35,71	26,55	98,62
	Сфен	154,42	16,83	-	0,38
	Апатит	941,42	72,21	85,56	141,02
	Циркон	902,96	77,17	82,06	114,69
	Рутил	0,87	0,35	0,62	0,83
Поствулканические	Пирротин	-	-	-	59,80
	Гематит	153,27	24,71	-	67,14
	Пирит	87,89	49,94	64,82	110,98
	Сфалерит	-	0,59	16,10	58,49
	Галенит	-	-	1,21	2,01
	Марказит	-	-	Ед. эн.	-
	Халькопирит	0,55	-	-	4,20
	Блеклая руда	-	-	-	0,31
	Молибденит	1,28	0,48	0,80	0,94
	Турмалин	Ед. эн.	-	-	Ед. эн.
	Барит	-	Ед. эн.	-	-
	Флюорит	-	-	Ед. эн.	-
	Лейкоксен	0,69	0,14	-	1,35
	Псиломелан	-	-	-	889,09
	Цеолиты	-	Ед. эн.	-	-
	Датолит	-	-	Ед. эн.	-
	Кахчолонг	-	Ед. эн.	-	-
Контактовые	Марганцовистый кальцит	-	-	-	0,38
	Самородный цинк	-	Ед. эн.	-	0,48
	Самородный свинец	-	Ед. эн.	-	-
	Гранат	57,52	-	-	-
	Шпинель	-	-	Ед. эн.	-
	Скаполит	-	0,24	-	0,35
Вторичные	Кордиерит	-	Ед. эн.	-	-
	Монтичеллит	-	Ед. эн.	-	-
	Периклаз	Ед. эн.	Ед. эн.	-	-
	Лимонит	108,61	35,05	20,19	63,33
	Вюрцит	-	-	-	Ед. эн.
	Малахит	-	-	-	Ед. эн.
	Сурик	-	-	Ед. эн.	-
	Смитсонит	-	-	-	Ед. эн.

Ильменит встречается во всех типах пород. Представлен он в форме таблитчатых кристаллов с плохо выраженным гранями ромбоэдров. Нередко ильменит встречается в срастании с силикатами. Единичные зерна покрыты серовато-белым лейкоксеном. Содержание Mg в ильмените достигает 2%, а Mn - 0,2%, Fe - 1%.

Сфен в крайне неравномерном содержании встречен в трахиандезите, трахидазите и трахите. Для сфена характерны обломки кристаллов размером 0,03 - 0,3 мм, только в трахиандезите редко отмечаются плоскотаблитчатые кристаллы с развитием граней (001). Сфен обычно прозрачен с вариацией от медово-желтого до желтого цвета. Сфен установлен только в шлихах; в единичных зернах он находится в срастании с пироксеном, амфиболом, сфалеритом, пиритом.

Апатит в неравномерном распределении встречается во всех типах пород. Для апатита характерен гексагональный призматический габитус с преимущественным развитием граней призмы (1010) и пирамиды (1011); отмечаются как короткопризматические, так и длиннопризматические до игольчатого облика кристаллы. Призматические грани нередко покрыты параллельной оси С штриховкой. Среди изученных апатитов по цвету и морфологическим особенностям выделяются две разновидности.

1. Бесцветные, водяно-прозрачные апатиты во всех породах имеют ограничение: развитие и представлены обломками кристаллов различных размеров (от 0,02 до 0,8 мм). Обычно они образуют включения в кристаллах биотита. Показатели преломления № = 1,637, № = 1,633.

2. Окрашенные разности апатитов имеют широкое распространение. Во всех типах пород цвет апатита почти одинаковый при незначительном изменении интенсивности окраски: от бледно-желтого до коричневого цвета, причем для последних отмечается закономерное увеличение интенсивности окраски от центра к периферии. Эта особенность отчетливо наблюдается у крупных кристаллов в трахиандезите. Размеры кристаллов различны, наиболее крупные кристаллы апатита отмечаются в трахиандезите (до 1-1,5 мм по длиной оси -  $l$  и 0,03-0,3 мм в поперечнике -  $d$ ), мелкие - в трахите ( $l$  - 0,02-0,08 мм и  $d$  - 0,01-0,06 мм), в остальных типах пород наиболее характерны размеры по  $l$  - 0,03-0,4 мм и  $d$  - 0,01-0,1 мм ( $l : d = 3:1$ ).

В кристаллах биотита наряду с бесцветным апатитом отмечаются и призматические кристаллы интенсивной окраски. В трахиандезите отмечаются срастания окрашенного апатита и циркона, свидетельствующие, по всей вероятности, о более позднем времени образования такого апатита. Ряд замеров показателей преломления окрашенных разностей показал колебания № в пределах 1,641-1,645 и № = 1,636-1,639.

Данные спектрального и рентгенометрического анализов и определения показателей преломления позволяют исследуемые апатиты отнести к фтор-апатиту. Спектральный анализ апатита из всех разностей показал присутствие почти одних и тех же элементов-примесей (табл. 4).

Циркон встречен во всех породах. В распределении апатита и циркона наблюдается прямая зависимость: с увеличением содержания апатита возрастает и содержание циркона. Для кристаллов циркона очень характерны включения минералов электромагнитной фракции.

Обычно кристаллы циркона призматического габитуса с развитыми гранями призмы (110), (100) и бипирамид (111), (101); в трахите отмечаются и игольчатые кристаллы циркона. Характеризуются кристаллы циркона и слабым развитием острых бипирамид. Нередко также встречаются кристаллы с притупленными ребрами. Очень редки двойники.

В породах формации наблюдаются три разновидности циркона: ярко-оранжевого (в трахиандезите), бледно-розового цветов (во всех разновидностях пород), очень редко отмечаются бесцветные (в трахите). За редким исключением (в трахиолипарите) кристаллы циркона непрозрачные. Более крупные кристаллы циркона развиты в трахиандезите (до 1мм по  $i$  и 0,3мм по  $d$ ), но в этих же породах развиты кристаллы циркона размером  $i = 0,01 - 0,2$  мм и  $d = 0,01 - 0,03$  мм, редко с отношением  $i : d = 7 : 1$  с четко выраженным призматическим гранями. Наиболее широко развиты такие кристаллы в трахите, трахиолипарите и трахиандезите.

Цирконы из трахита, трахиолипарита, в отличие от циркона из трахиандезита, характеризуются плохой сохранностью, особенно удлиненно-призматические кристаллы. В трахиандезите хорошо развитые кристаллы циркона с образованием плеохроичных ореолов нередко фиксируются в кристаллах биотита, наравне с апатитом. Эти кристаллы содержат и большое количество газово-жидких включений.

Морфологические особенности, окраска кристаллов и взаимоотношения с биотитом и апатитом позволяют выделить две генерации циркона. В цирконе из трахиандезита и трахиолипарита содержание  $\text{Нf}$  колеблется в пределах 0,1-0,3%;  $\text{Y} - 0,001 - 0,03\%$ ;  $\text{Yb} - 0,001 - 0,01\%$ ;  $\text{La} - 0,003 - 0,01\%$  и  $\text{Ce} - 0,003 - 0,01\%$  (табл. 4).

Рутил в незначительных количествах присутствует во всех породах формации. Минерал редко представлен цельными призматическими кристаллами; в основном же встречается в виде их обломков размером 0,02-0,05 мм, темно-красного цвета. Для рутила характерны спастания с пироксеном; иногда рутил обрастает сфером. Спектральным анализом в рутиле зафиксированы  $\text{Nb} - 0,003 - 0,01\%$ ;  $\text{V} - 0,1 - 0,3\%$ .

Пирротин обнаружен в трахите и представлен обломками неправильной формы, бронзово-желтого цвета с буроватым оттенком. Размеры обломков не превышают 0,02-0,3 мм.

Гематит отсутствует только трахиолипарите; распределен неравномерно. Относительно высокое содержание отмечается в трахиандезите. Гематит представлен в виде мелких пластинчатых образований темно-бурового до черного цветов.

Пирит самый распространенный сульфидный минерал, встречающийся во всех породах. Для трахита характерно присутствие кристаллического пирита в виде куба с характерной штриховкой на гранях параллельно ребрам и нередкой побежалостью; для остальных пород наиболее характерен зернистый агрегат пирита. Размер кристаллов достигает 1-1,5 мм, в зерен - 0,05-0,5 мм. В пирите установлены многие элементы-примеси:  $\text{As} 0,0003 - 0,001\%$ ,  $\text{Ni}, \text{Co}$  до сотых долей процента и т.д. (табл. 4).

Сфалерит отсутствует только в трахиандезите. Во всех случаях

Данные спектрального анализа акцессорных минералов из пород  
трапианандезитовой формации.

Таблица 4

Минералы	# проб	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Na	K	Mn	Ni	Co	Ti	U	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	B	Zn	Cd	Ga	Yt	Yb	La	Ce	Sr	Ba	U	P	Be	Sc	As	Nb	Th	B1	Sb
Апатит	4	● ● ○ ● ● ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	● ○	○	○	○	○	○	○	○	○			
	2	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	● ○	○	○	○	○	○	○	○				
	3	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	+	○	○	○	○	○	○	● ○	○	○	○	○	○	○	○				
	1	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	● ○	○	○	○	○	○	○	○				
Циркон	1	● ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○				
	2	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Сфалерит	4	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
	3	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
	2	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Титаномагнетит	4	● ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
	1	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Пирит	4	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
	1	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Сфен	1	● ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
	2	● ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Барит	2	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Галенит	4	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Псиломелан	4	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Халькопирит	4	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Рутил	4	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
Ильменит	1	○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					

## У с л о в н ы е о б о з н а ч е н и я

● - 10%;

● - 3-10%;

○ - 1-3%;

○ - 0,3-1%;

○ - 0,1-0,3%;

⊕ - 0,03-0,1%;

⊕ - 0,01-0,03%;

⊖ - 0,003-0,01%;

⊖ - 0,001-0,003%;

⊖ - 0,0003-0,001%.

[ - трапианандезит, 2 - трапидозит, 3 - трапиллит, 4 - трахит.]

сфалерит представлен обломками кристаллов кубического габитуса, с редким развитием в трахите полного кристалла тетраэдрического облика. Цвет сфалерита в трахиолипарите и трахидаците в основном темно-зеленый до черного; в трахите, кроме того, встречается лимонно-желтая разновидность. Для кристаллов темной окраски характерно просвечивание в центральной части. В трахите отмечаются тесные срастания с галенитом, а в единичных зернах — со смитсонитом. В сфалерите из всех пород спектрографически установлен  $\text{Ag}$  с вариацией содержания в пределах 0,001–0,01 %.

Галенит обнаружен в трахите и трахиолипарите в виде обломков, стально-серого цвета. Содержание  $\text{Ag}$  в галените достигает 0,01–0,03;  $\text{Bi} - 0,0003 - 0,001$ ;  $\text{Sb} - 0,0003 - 0,001$ ;  $\text{As} - 0,0003 - 0,001\%$ .

Марказит отмечен только в трахиолипарите в единичных знаках; определен рентгенометрически. Представлен марказит образованиями неправильной формы, латунно-желтого цвета, размером не более 0,03 мм.

Таблица 5

Рентгенометрическая характеристика марказита

№ ли- ний	$\frac{d_{\alpha}}{n}$										
1	2	3,40	6	4	2,020	10	3	1,639	14	3–4	1,440
2	9	2,742	7	1	1,870	11	3	1,583	15	2	1,366
3	9	2,603	8	10	1,756	12	3–2	1,521	16	2	1,108
4	3ш	2,329	9	3	1,689	13	1	1,481	17	3	1,083
5	4	2,148									

Халькопирит присутствует в трахиандезите и трахиолипарите и представлен обломками кристаллов латунно-желтого цвета, размером 0,02–1 мм. Для халькопирита характерна пестрая побежалость и срастание с блеклой рудой, пиритом и сфалеритом. В трахите на единичных зернах отмечаются мелкие выделения малахита. В халькопирите установлены  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{As}$  и т.д.

Блеклая руда установлена только в трахите. Отмечаются тесные срастания блеклой руды и халькопирита, редко она образует корки на зернах халькопирита. Блеклая руда имеет железно-черный цвет и полуметаллический блеск. Для дебаффраммы характерными линиями являются 3,013 (10); 1,835 (9); 1,583 (6).

Молибденит в малых количествах развит во всех породах. Встречается в чешуйчатых агрегатах свинцово-серого цвета. Размер чешуек молибденита достигает 1–1,5 мм в поперечнике в трахиандезите, а в остальных разностях пород не превышает 0,05 мм. Рентгенометрические исследования позволяют относить молибденит к гексагональному типу.

Турмалин установлен в трахиандезите и трахите в единичных знаках. Представлен радиально-лучистым агрегатом, темно-зеленого

цвета со стеклянным блеском. Из элементов-примесей турмалина в трахиандезите установлены: Mn -> 0,1; Ni -> 0,01; Ti -> 1; V -> 0,03; Zn -~0,1; Sr - 0,03-0,1; Ba -~0,3%.

Барит в единичных знаках в трахидиците; представлен молочно-белого цвета обломками кристаллов таблитчатого габитуса, размером 0,02-0,08 мм. Совершение Sr в барите не превышает 0,3%.

Флюорит обнаружен в единичных знаках в трахилитарите в виде обломков кристаллов бледно-фиолетового цвета, размером 0,02-0,06 мм, N = 1,436.

Псиломелан в довольно значительном количестве (689,09 г/т) встречен только в трахите. Представлен псиломелан обломками кристаллов стально-серого цвета с полуметаллическим блеском, размером до 1-1,5 мм. Из элементов-примесей установлено высокое содержание Zn - 1-3; Ba - 0,3-1; Pb - 0,3%.

Марганцовистый кальцит обнаружен только в трахите и определен рентгенометрически. Представлен мелкими (до 0,02 мм) зернами желтоватого цвета, в иммерсии бесцветный с совершенной спайностью по ромбоэдру.

Самородный цинк встречается в трахите и в единичных знаках в трахидиците. В обоих случаях представлен пластинчатыми образованиями стально-серого цвета, размером 0,02-0,04 мм.

Самородный свинец в единичных знаках установлен в трахидиците и представлен крючковатыми пластинками свинцово-серого цвета, размером 0,03 мм.

Гранаты установлены только в трахиандезите и выражены плохо образованными кристаллами ромбического додекаэдра; чаще они присутствуют в виде обломочных зерен темно-коричневого, редко черного цветов.

Рентгенометрическое, оптическое и спектральное изучение показало, что гранаты представлены андрадитом и шерломитом. Из элементов-примесей в андрадите установлены: Mn -> 0,08; Na -> 1; Ti -> 1; Ni -~0,001; K -~0,1; Mg - 1-3; Cr - 0,01-0,03; Y -> 0,001; La - 0,003-0,01; Ba - 0,003-0,01 - 0,003%.

Шерломит, окрашенный в черный цвет, встречается очень редко и почти всегда в срастании со сфеном.

Таблица 6  
Рентгенометрическая характеристика шерломита

№ ли- ний	$\frac{d}{n}$								
1	1 2,698	4	1 1,973	6	4 1,600	8	2 1,089		
2	9 2,468	5	6 1,669	7	2 1,290	9	3 1,070		
3	1 2,344								

Шпинель в единичных знаках отмечается в трахилитарите. Минерал представлен кристаллами октаэдрического габитуса размером 0,05-0,01 мм, темно-коричневого цвета со стеклянным блеском. На некоторых кристаллах отмечается пленка гидроокислов.

Вюртцит отмечен в единичных знаках в трахите и определен рентгенометрически (табл. 7). Микроскопически вюртцит представлен обломками темно-бурого цвета, размером 0,02 мм.

Таблица 7

Рентгенометрическая характеристика вюртцита

№ ли- нии	$\Sigma$	$\frac{d\alpha}{n}$									
1	10	3,230	3	6	2,970	5	5	2,138	7	4ш	1,618
2	10	3,120	4	4	2,712	6	2	2,054			

Сурик в единичных знаках установлен в трахидаце. Представляет собой обломочные образования, ярко-оранжевого, красноватого цветов, размером 0,01–0,03 мм. В двух зернах отмечаются срастания с галенитом. Установлен сурик только рентгенометрически (табл. 8); основа его определена спектрографически.

Таблица 8

Рентгенометрическая характеристика сурика

№ ли- нии	$\Sigma$	$\frac{d\alpha}{n}$									
1	9	3,340	4	3	1,885	6	6	1,749	8	2	1,592
2	10	2,844	5	2	1,821	7	4	1,639	9	2	1,539
3	2 дв	2,632									

Смитсонит встречается в трахите в единичных знаках, определен рентгенометрически. Представлен смитсонит бесформенными зернами размером не более 0,04 мм. В отдельных случаях наблюдается обрастание сфалерита смитсонитом.

Заключение

Приведенные в статье сведения об акцессорных минералах из-за еще недостаточной изученности, конечно, не могут служить основанием для многих выводов и суждений. Тем не менее уже эти первые данные позволяют достаточно уверенно подчеркнуть следующее.

1. Среди акцессориев выделяются минералы "сквозные", общие для всех разновидностей пород (титаномагнетит, ильменит, апатит, циркон, рутил, пирит, молибденит), и специфичные, характерные для каждой разновидности. Трахиандезитам свойственны гранаты, трахидацитам –

барит, цеолиты, кахчолонг, самородный свинец, кордиерит, монтичеллит, трахилитаритам - марказит, флюорит, датолит, шпинель, трахитам - блеклая руда, псиломелан, марганцовистый кальцит. В группе специфических минералов отсутствуют собственно магматические; в то же время эти последние (исключая сфер) являются "сквозными".

2. Важно отметить, что в содержании "сквозных" собственно магматических акцессорных минералов наблюдается прямая зависимость от количества порфировых выделений. Наиболее высокие концентрации этих минералов определены в трахиандезитах и трахитах - породах, отличающихся резко повышенным содержанием порфировых выделений (табл. 1 и 3). Такая зависимость определенно указывает на кристаллизацию этих акцессориев в интрапетруической раннюю стадию кристаллизации пород.

3. Большая часть акцессорных минералов имеет поствулканическое происхождение. Большое разнообразие и достаточно высокие концентрации этих минералов свидетельствуют о богатстве магмы летучими компонентами и относительно интенсивной эманационной дифференциации.

4. Присутствие отдельных контактовых акцессорных минералов (шпинель, скаполит, периклаз и др.) указывает на то, что магматические расплавы вступали во взаимодействие с карбонатами породы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Аветисян В.А. Дургарян В.А. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканических образований бассейна среднего течения р. Раздан по геохронологическим и радиогеохронологическим исследованиям Изв. АН Арм. ССР "Науки о Земле", т. XXIУ, № 2, 1971.
- Гинзберг А.С. Геолого-петрографическое описание южного побережья оз. Севан. В сб. "Бассейн оз. Севан", т. I, вып. 1, изд. АН ССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, Л., 1930.
- Карапетян К.И. Шаровидные и ленточные обособления в трахилипиритах Гегамского нагорья (Армянская ССР). В сб.: "Петрографические критерии ликвации в кислых лавах", Тр. ИГЕМ, вып. 90, 1963.
- Куплетский Б.М. Геолого-петрографический очерк восточной части Ахмаганского вулканического плато. В сб.: "Бассейн оз. Севан", т. I, изд. АН ССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, Л., 1929.
- Ляхович В.В., Родионов Д.А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Тр. ИМГРЭ, вып. 6, 1961.
- Остроумова А.С. Базальто-трахитовая формация Малого Кавказа. "Щелочные вулканические формации складчатых областей", изд. "Недра", Л., 1967.
- Остроумова А.С., Абоян С.Б. Мио-плиоценовые вулканические породы бассейна озера Севан. "Геология Армянской ССР", Петро-графия, т. IУ, Вулканические породы, изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.

Э. Г. Малхасян

## ПОЛОЖЕНИЕ И ЗНАЧЕНИЕ ГАББРО-ДИАБАЗОВ И МИКРОДИОРИТОВ В ГЕОЛОГИИ КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В пределах Кафанского рудного поля развиты небольшие тела габбро-диабазовых пород, возраст и генезис которых, а также их отношение к оруденению, разными исследователями трактовались по-разному. В настоящее время как нами, так и рядом других исследователей описываемого рудного района эти образования относятся к послеюрскому, точнее, к меловому возрасту, однако их значение в решении вопроса рудообразования настолько существенно, что в настоящей работе считаем необходимым кратко остановиться на них.

Наибольшим распространением эти породы пользуются в южной части месторождения, на левом склоне долины р. Выхчи, хотя отдельные тела аналогичных пород отмечаются и на севере, в районе рудника № 6, где они прорывают гидротермально измененные рудовмещающие породы, рудные тела и верхнеюрские образования.

Аналогичные выходы интрузивных пород на правом берегу р. Выхчи прорывают туфоконгломераты верхней юры / правый борт ущелья Гют - кюмчет /.

Малая площадь, занимаемая габбро-диабазовыми телами, их неравномерные контуры на поверхности, а иногда и порфировая структура с мелкополнокристаллической основной массой указывают на малую степень эрозии, только что вскрывшей эти породы.

Выходы описываемых пород имеют в основном дайкообразную форму. Ширина тел колеблется от 5 до 20-25 м, длина иногда достигает 500 м.

В разных местах рудного поля выходы указанных пород прорывают различные свиты юрских вулканогенных образований. Выходы, находящиеся непосредственно на левом берегу р. Выхчи, прорывают толщу брекчиивидных эпидотизированных порфиритов.

Выходы, находящиеся севернее месторождения Шаумян, севернее с. Каварт и около месторождения Халадж, прорывают кварцевые порфириты барабатумской серии / м-ния Шаумян и Халадж / и туфоконгломераты средней юры / около с. Каварт /.

Верхняя возрастная граница габбро-диабазов в пределах рудного района не датируется.

Большинством исследователей / В. Г. Грушевой, В. Н. Котляр, А. Л. Додин и др. / описываемые образования Кафанского рудного поля считались

сателлитами крупного Мегринского гранитоидного интрузива третичного возраста, относились к разновидностям кварцевых габбро-монцонитов и назывались диоритами и габбро-диоритами.

Л.Н.Логвин считает, что эти породы больше тяготеют к диоритам, чем к габбро, а в заключение отмечает, что они близко стоят к диорито-сиенитам, монцонитам и др., но в силу присутствия в них значительного количества пироксена называет их авгитовыми диоритами. Этим Л.Н.Логвин, как правильно отметили Р.А.Аракелян и Г.О.Пиджян пытаются доказать, что эти мелкие дайко- или штокообразные тела сходны с породами Мегринского plutона. Основным очагом рудообразования Кафанского рудного поля Л.Н.Логвин, как и предыдущие исследователи, считают указанные дайко- или штокообразные габбро-диабазы.

Резко отличное мнение о возрасте и генезисе описываемых образований высказали Р.А.Аракелян и Г.О.Пиджян (1956), которые указанные штокообразные гипабиссальные тела относили к корням излияний среднеюрских авгитовых порфиритов (эпидотизированных порфиритов нижней (?) юры - Э.М./.). К такому выводу авторы пришли на основании сопоставления минералогического состава описываемых пород со среднеюрскими порфиритами. Таким образом, последние авторы отвергают мнение о третичном возрасте интрузивов и предлагают их считать дериватами очага криптобатолитового типа и делают вывод о доверхнеюрском, точнее среднеюрском, их возрасте.

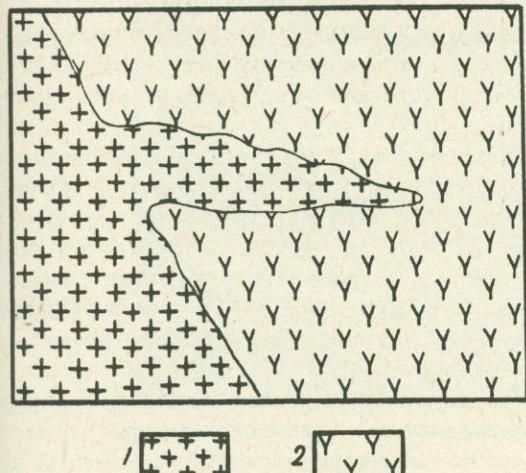
Как видно, предположения о времени внедрения штокообразных габбро-диабазовых тел очень разноречивые. К сожалению, некоторые из них не подкрепляются достаточно фактическими материалами, а в отдельных случаях первостепенное значение придается минералогическому сходству пород, что, конечно, не является решающим фактором.

Произведенные нами исследования и детальное изучение этих пород в рудниках № 6, Халадж и др. Кафанского месторождения разрешают уверенно высказать мнение, что эти тела являются относительно более молодыми магматическими образованиями в пределах Кафанского рудного поля, чем все слагающие рудное поле породы.

Основные доводы, подтверждающие относительно молодой возраст габбро-диабазовых образований, следующие:

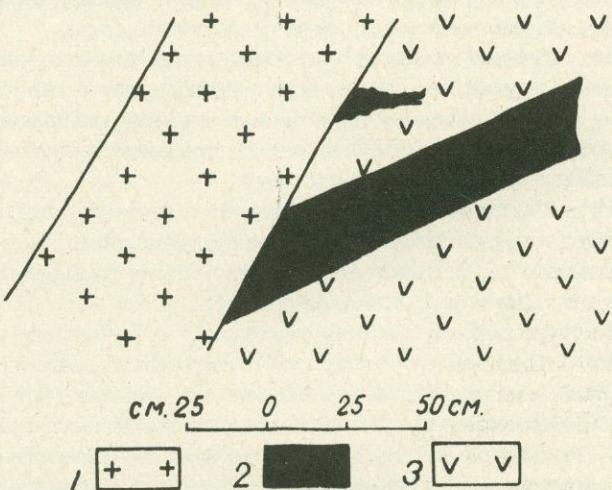
1. Эти породы прорывают образования средней / район Каварта и Халаджа / и верхней юры в районе Гютюмчечта и др.
2. Габбро-диабазовые тела в руднике № 6 прорывают плагиоклазовые порфириты средней юры / фиг. 1/, что указывает на послесреднеюрское образование габбро-диабазов и, следовательно, на то, что они не являются корнями порфиритовых толщ.
3. В пределах рудного поля в Халаджском руднике и руднике № 6 габбро-диабазы прорывают вторичные кварциты, огипсованные и другие гидротермально измененные породы и пересекают рудные жилы / фиг. 2/. Этот факт говорит о пострудном образовании габбро-диабазов и отрицает возможность считать их основными очагами рудообразования Кафанского рудного поля.
4. Габбро-диабазы очень свежие, они не подвергнуты процессам

М. 50 0 50 100 М.



Фиг.1. Габбро-диабазы (1) юго-восточного участка рудника №6 / 1У южный квершлаг /, прорывающие плахиоклазовые андезитовые порфириты средней юры (2). / По Э.Г. Малхасяну /.

гидротермального изменения и не содержат никаких следов оруденения, характерного для Кафанского месторождения.



Фиг.2. Габбро-диабазы (1) в районе востающего № 18 рудника № 6 прорывающие рудную жилу № 29 (2) и среднеюрские плахиоклазовые андезитовые порфириты (3). / По Э.Г. Малхасяну /.

5. Возраст этих пород, определенный методом сравнительной дисперсии двухпреломления по плахиоклазу (определенная З.О. Чибухчяна),

дает 121 млн. лет, что соответствует нижнемеловому времени.

6. Исходя из тектонического районирования Малого Кавказа и развития этих зон, описываемые габбро-диабазовые образования ни в коем случае нельзя считать дериватами или сателлитами таких интрузивов, как Мегринский, Баргушатский и др., находящихся в другой тектоно-магматической зоне и имеющих другую историю развития. Описываемые образования значительно отличаются от пород Мегринского или Баргушатского интрузивов по своим петрографическим, геохимическим и металлогеническим признакам.

7. По аналогии с другими идентичными образованиями, находящимися в северной части Сомхето-Карабахской зоны /Алавердский район/, имеющей одинаковую историю развития, возраст этих пород также следует считать меловым, а с учетом радиологических данных - нижнемеловым, при этом вполне допуская, что они генетически могут быть связаны с Цавским интрузивным массивом, расположенным в этой же тектоно-магматической зоне, возраст которого нами еще в 1957г. был установлен как нижнемеловой (Малхасян, 1957).

По петрографическому составу и относительному возрасту эти образования относятся к двум разновидностям - габбро-диабазам (местами с переходом в габбро-диориты) и микродиоритам; последние являются несколько более молодыми образованиями.

По форме залегания, масштабам, своей морфологии и внешнему виду они очень сходны друг с другом. Макроскопически как габбро-диабазы, так и микродиориты имеют темно-серый, почти черный цвет. Сложение пород мелко- и равномернозернистое.

Более молодой возраст микродиоритов устанавливается тем, что в районе Куртамяка они пересекают дайки плагиоклазовых порфиритов, которые в свою очередь пересекают габбро-диабазовые тела.

Микроскопически микродиориты отличаются несколько иным минералогическим составом и структурой.

Габбро-диабазы известны на левом берегу р. Вожчи /участок Куртамяк, ущелье Галидзор, район Кафанской МТС/, в ущелье Гюткюмчет, западнее с. В.Вачаган, в 1 км. севернее Каварт, в районах месторождения Шаумян и Халадж.

Структура породы габбро-офитовая /фиг. 3/ или габбровая. Габбро-офитовая структура от габбровой отличается сравнительно большим идиоморфизмом плагиоклаза, тогда как в последней плагиоклаз, так же как и пироксен, развит в виде ксеноморфных изометрических кристаллов. От офитовой структуры она отличается таблитчатыми кристаллами плагиоклазов и обладает несколько меньшим идиоморфизмом по отношению к моноклинному пироксену. Такие структурные особенности и дают основание называть породу габбро-диабазом. Отдельные участки шлифа имеют микропегматитовую структуру, выражющуюся в закономерном прорастании полевого шпата с кварцем.

Основной минеральный состав породы: плагиоклаз / 56-68 % Ап /, пироксен, единичные зерна кварца.

Из вторично-образованных минералов присутствуют хлорит и пелит. Аксессорные минералы представлены титаномагнетитом и пиритом.



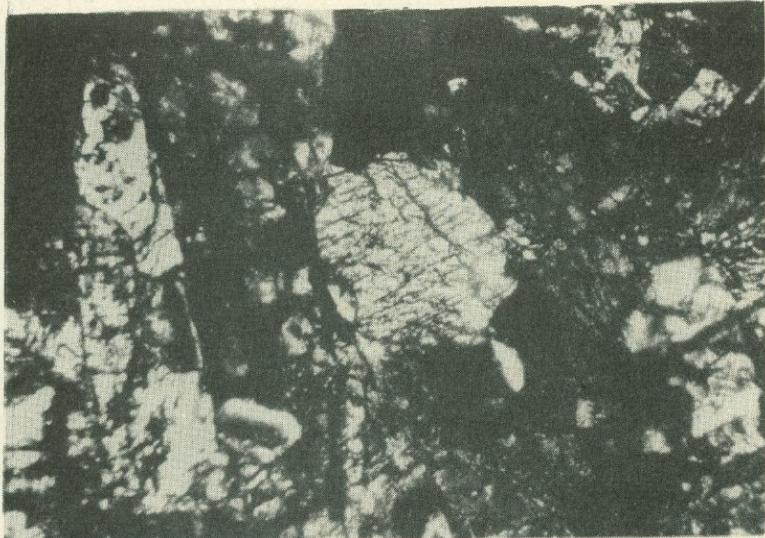
Фиг. 3. Габбро-диабаз. Ув. 42, ник. X.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми, короткопризматическими, более или менее идиоморфными кристаллами. Величина кристаллов 0,3 – 0,5 мм и только изредка достигает 1 мм в длину. В основном они принадлежат к лабрадору /56–68% Ап/, но иногда встречаются и более основные /75% Ап/, приближающиеся к битовниту. Кристаллы сдвойникиованы по альбитовому, карлсбадскому и другим законам  $DNg = 60^\circ$ ,  $DN_m = 49^\circ$ ,  $DN_p = 57^\circ$ ,  $DNg = 32,5^\circ$ ,  $DN_m = 65^\circ$ ,  $DN_p = 66,2^\circ$ . Свежих кристаллов плагиоклаза сохранилось мало. Как правило, они мутноватые, в ряде случаев альбитизированы.

Пироксен представлен или ксеноморфными кристаллами, занимающими промежутки между индивидами плагиоклазов, или образует изометричные зерна, не приспособляющиеся к очертаниям полевого штата. Выделяются две разновидности пироксена: диаллаг и диопсид /фиг. 4/. Редко встречаются мелкие игольчатые кристаллы, по всей вероятности, принадлежащие к актинолиту.

Диаллаг имеет ясно выраженную отдельность по /100/ и погасание –  $cNg = 44-46^\circ$ ,  $2v = 59-60^\circ$ , двупреломление  $Ng - Np = 0,025$ . В шлифах диаллаг бесцветен. В некоторых зернах диаллага наблюдаются включения другого, более ранней генерации пироксена, принадлежащего к диопсиду. Последний характеризуется сравнительно низким  $2v$  и углом погасания: –  $2v = 55^\circ$ ,  $cNg = 40-42^\circ$ , двупреломление –  $Ng - Np = 0,027$ . Оптические данные, согласно Винчеллу, показывают, что эта разновидность пироксена содержит в своем составе большее количество магния по сравнению с первой. Зерна более магнезиальной разности идиоморфны по отношению к менее магнезиальной. Среди включений имеются поперечные, почти квадратные сечения с двумя направлениями спайности, пересекающимися под углом  $87^\circ$ .

Кварц в небольшом количестве отмечен почти во всех шлифах и



Фиг. 4. Пироксены двух генераций — диопсид /белый/ и диаллаг серый в габбро-диабазах.  
Ув. 64, ник. X

представлен ксеноморфными кристаллами, заполняющими промежутки между плагиоклазом и пироксеном. Нередко с полевым шпатом образует тонкие гранофировые структуры. В случаях повышенного содержания кварца в породе намечается переход к кварцевым габбро-диабазам.

Из вторично-образованных минералов сравнительно большое развитие имеет хлорит / в шлифах в среднем 7 %/, который развивается по пироксену. Обычно это мелкие листочки и чешуйки светло-зелено-ватого цвета.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом и пиритом. Они образуют идиоморфные и редко скелетные формы кристаллов.

Как показывают результаты химических анализов и их числовые характеристики, породы эти принадлежат к ряду кварцевых габбро (табл. 2, 3). К аналогичному выводу приводят также результаты количественно-минералогического подсчета этих пород (табл. 1).

Следует отметить, что в большинстве случаев контакт габбро-диабазов с вмещающими породами резкий. Отдельные обнажения сопровождаются ореолом эпидото-кварцевых роговиков. Зона контактных изменений обычно очень узкая и зачастую вовсе неуловима.

Около отдельных выходов левого берега р. Вохчи, где они прорывают нижнеюрскую /?/ толщу эпидотизированных плагиоклазовых порфиритов, хорошо сохранилась вся переходная зона контактового изменения / мощность 1,5 м/ от нетронутой части интрузии до экзоконтактов. В минералогическом составе контактовой зоны больших изменений не отмечается, однако наблюдается чувствительное изменение в количественном соотношении минералов.

Таблица 1

Средний количественно-минералогический  
состав габбро-диабазов /объемн. %/

Минералы	Количество в %
Плагиоклаз / № 56–68 /	50–66
Пироксен	15–20
Кварц	5–10
Аксессорные минералы	1–3
Вторичные минералы	5–10

Микродиориты констатированы в районе Куртамяка на левом берегу р. Вожчи и примерно в 1 км. южнее с. Бех.

Выходы этих пород имеют дайкообразную форму и занимают площадь примерно 60–70 м<sup>2</sup>.

По морфологии они близки к габбро-диабазам. Сравнительно более молодой возраст микродиоритов определяется тем, что они пересекают габбро-диабазы нижнемелового возраста.

Макроскопически микродиориты представляют собой тонкозернистые, очень плотные темно-серого цвета породы.

Под микроскопом структура породы микродиабазовая / фиг. 5/.



Фиг. 5. Микродиорит.  
Ув. 42, ник. X

Порода в основном состоит из лейст основного плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены авгитом и изредка хлоритом. Авгит либо образует мелкие зерна, выполняющие угловатые промежутки, либо дает крупные выделения, пронизанные лейстами плагиоклаза. В интенсивно измененных разностях лейсты плагиоклаза с идиоморфными контурами включены в плотную тонкозернистую массу.

Плагиоклаз представлен сильно замутненным альбитом. В отдельных шлифах наблюдается более свежий плагиоклаз основного состава.

Таблица 2

## Химический состав Кафанских габбро-диабазов

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п.п.п	Сумма
1	151	50,83	0,82	18,35	4,84	5,18	0,14	3,35	7,62	1,59	0,76	0,39	5,57	99,44
2	174	52,60	1,13	15,45	6,28	6,88	0,29	4,55	6,70	2,62	0,66	0,18	2,62	99,96
3	662	51,34	1,18	17,47	5,37	8,08	0,30	4,53	7,05	1,99	0,24	0,34	2,06	99,95
4	664	53,16	1,55	15,89	3,53	7,63	0,16	4,37	6,35	3,94	0,77	0,22	2,00	99,57
5	669	56,34	1,23	15,26	6,18	7,92	0,17	3,38	2,33	3,90	0,33	0,20	2,64	99,88
6	133	50,78	1,17	15,45	5,21	8,34	0,18	4,05	6,85	2,87	0,25	0,48	3,69	99,32
7	137	53,05	0,95	16,24	4,38	7,86	0,12	4,62	7,31	3,07	0,35	0,21	1,87	100,03
8	187	54,05	1,28	14,37	6,21	8,01	0,21	4,21	6,88	3,11	0,27	0,11	1,01	100,02
9	200	49,75	1,05	17,65	5,47	7,88	0,28	3,44	7,65	4,25	0,61	0,34	1,52	99,99

Первые пять анализов произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм.ССР аналитиками А.А.Петросян и Т.А.Авакян /из колл. С.С.Ванюшина/. Последние четыре анализа произведены в Химическом институте АН Арм.ССР аналитиком А.С. Саядяном / колл. Э.Г.Малхасяна/.

Образцы взяты: № 151 – в ущелье Галидзор, № 174 – в ущелье В. Шаумян, № 662 – в руднике № 6, скв. 175, гориз. – 100, № 664 – в руднике № 6, скв. № 232, № 669 – в руднике № 6, гор. – 220, № 133 – севернее сел. Каварт, № 137 – в ущелье Гюткюмчет, № 187 – севернее рудника им. Шаумяна, № 200 – в районе рудника Халадж.

Таблица 3

Числовые характеристики габбро-диабазов по  
А.Н. Заварицкому

№ п/п	№ обр.	a	c	b	s	a'	c'	f'	m'	n	t	f	Q
1	151	5,3	10,5	18,1	66,1	7,6	-	57,0	35,3	76,4	1,0	25,5	11,1
2	174	7,2	7,0	22,1	64,1	-	6,5	56,0	36,5	82,3	1,5	25,0	6,4
3	662	6,0	9,8	23,1	62,7	7,5	-	56,2	35,3	91,4	1,6	21,1	5,0
4	664	10,1	0,8	25,3	63,7	-	28,2	41,8	30,0	88,9	2,1	11,6	6,5
5	669	8,8	3,0	24,0	64,2	23,03	-	52,8	23,6	95,4	1,5	21,9	7,8
6	133	7,2	7,5	22,3	63,0	-	6,6	60,6	32,8	93,8	1,7	38,9	4,1
7	137	7,2	7,4	23,1	62,3	-	6,9	49,8	43,2	94,2	1,2	33,7	2,8
8	187	7,1	6,0	24,5	62,0	-	19,1	52,3	28,9	94,3	1,6	4,6	4,2
9	200	10,6	7,2	21,7	60,4	-	11,8	60,0	28,0	91,8	1,5	8,0	- 7,5

Таблица 4

## Химический состав микродиоритов

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Сумма
1	158	51,26	1,13	15,83	5,65	8,59	0,55	3,85	6,23	2,87	0,51	0,45	2,97	99,89
2	170	47,02	1,73	14,10	6,43	7,94	Не опр.	5,68	5,81	4,33	0,69	0,24	5,72	99,19
3	141	49,83	1,36	15,24	6,21	7,32	0,15	4,90	7,32	3,00	0,42	0,10	4,44	100,29

Анализы произведены: № 158 в Химическом институте АН Армянской ССР аналитиком А.С.Саядяном, № 170 и 141 - в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР аналитиком А.А. Петросян.

Образцы взяты: № 158 - в 1 км. южнее с. Бех, № 170 - на левом берегу р. Вохчи, 1 км. западнее г. Кафана, № 141 - в Гализурском ущелье /колл. Э.Г. Малхасяна/.

Таблица 5

## Числовые характеристики микродиоритов по А.Н.Заварицкому

№ п/п	№ обр.	a	c	b	s	c'	f'	m'	n	t	y	Q
1	158	7,5	7,6	21,9	62,8	2,3	65,9	31,8	90,2	0,2	35,5	3,2
2	170	11,2	4,4	26,5	57,8	11,5	49,8	38,6	90,9	2,7	21,2	-11,1
3	141	7,5	7,0	24,3	60,5	9,8	53,5	36,0	92,0	2,0	23,0	-0,3

Кварц в микродиоритах не констатирован.

Как видно из результатов химических анализов описанных пород и их числовых характеристик (табл. 4,5) породы эти по петрохимическим особенностям аналогичны габбро-диабазовым образованиям и их следует относить к одному магматическому очагу, но к различным импульсам его деятельности.

Возвращаясь к вопросу генезиса колчеданного оруденения Кафанско-го месторождения следует отметить, что до 1960-х годов согласно представлениям большинства авторов оруденение генетически связывалось с габбро-диоритами (габбро-диабазами. - Э.М.), которые считались сателлитами Мегринского гранитоидного plutона третичного возраста. Соответственно, к этому же возрасту авторы относили и оруденение. Что касается кварцевых порфиров, кварцевых альбитофирам и диабазов, то они считались не прямыми источниками оруденения, а только "...посредниками, ... вызывающими поднятие с глубинных частей еще не растявшейся интрузии новых порций насыщенных гидротерм и дающих пути для их проникновения в верхние горизонты".

За последнее десятилетие появился также ряд работ (Вартапетян, 1960 и др.), в которых отстаивалась точка зрения о генетической связи промышленного оруденения Кафанского месторождения с мелкими выходами гранитоидов, являющихся дериватами Мегринского plutона и относившихся к третичному возрасту, или вообще отрицалась роль субвулканических образований не только в рудообразовании, но и в смысле столько-нибудь существенного гидротермального изменения пород (Казарян, 1965).

Несостоятельность этих взглядов вытекает из анализа всего фактического материала и подтверждается, прежде всего, тем фактом, что указанные интрузии являются пострудными - они отчетливо секут гидротермально измененные породы, руды и перекрывающие их верхнеюрские отложения. Нельзя согласиться также с мнением о том, что кварцевые плагиопорфир и кварцевые альбитофиры являются дериватами указанных интрузий. Как выше было сказано, такое мнение не соответствует фактическим данным. Помимо того, что эти образования являются разновозрастными и отделены друг от друга значительным интервалом времени, в пределах рудного поля имеются факты их прямых взаимоотношений. Так, на участке Куртамяк, в районе вершины г. Саядаш и в нижнем течении Арачадзорского ручья дайкообразные тела кварцевых плагиопорфиров отчетливо секутся микродиоритами и габбро-диабазами, что исключает возможность рассмотрения первых как дериватов последних.

#### ЛИТЕРАТУРА

Аракелян Р.А., Пиджян Г.О. Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождения. ДАН Арм.ССР, т. XXII, № 1, 1956.

Вартапетян Б.С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении. Советская геология, № 10, 1960.

Казарян А.Г. О вторичных кварцитах Армянской ССР. ДАН Арм.ССР,  
т. XL, № 1, 1965.

Малхасян Э.Г. Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива.  
ДАН Арм.ССР, т. XXV, № 4, 1957.

Р.Л. Мелконян

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
И СОСТАВА АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ  
ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО  
РАЙОНА

Акцессорные минералы в интрузивах Алавердского рудного района ранее изучались С.И. Баласаняном /1/ и Г.А. Казаряном /4/, однако, поскольку эти исследования носили побочный характер, они ограничивались в основном выяснением видового состава акцессорных минералов в породах различных фаз и фаций отдельных массивов. Особенности же вещественного состава акцессориев и их количественного распределения оставались в целом не изученными, между тем как именно они и представляют наибольший интерес при возрастной корреляции интрузивов, выяснении их возможнойрудоносности и петрогенезиса. В этом аспекте и рассматриваются в настоящей статье различные особенности акцессорных минералов интрузивных комплексов Алавердского рудного района.

Краткая геолого-петрографическая характеристика  
интрузивных комплексов

В пределах Алавердского рудного района нами выделяются три разновозрастных, разноинформационных интрузивных комплекса — среднеюрский плагиогранитовый (Ахпатский массив), нижнемеловой кварцево-диоритовый (Кохбский массив), предверхнезоценовый габбро-гранодиоритовый (Банушский массив) /3,7/. Формирование отмеченных комплексов происходит в течение собственно геосинклинального подэтапа развития Антикавказа, охватывающего промежуток времени от нижней юры до верхнего эоцена /9/. При этом становление Ахпатского массива во времени связано с частной (предкелловейской) инверсией Сомхето-Кафанской геосинклинали, внедрение Кохбского массива сопряжено с периодом геоантиклинального воздымания геосинклинали (нижнемеловая главная фаза складчатости) и, наконец, Банушского массива — с периодом тектонно-магматической активизации (средний эоцен), консолидированной к этому времени Сомхето-Кафанской геосинклинали.

Отмеченные массивы характеризуются полифазностью и полифациаль-

<sup>x</sup> Вместе с Банушским массивом рассматривается и Лалварский, без специального его выделения.

ностью. Ахпатский массив сложен породами двух фаз: I фаза представлена габбро, переходящими в эндоконтактовой фации в габбро-диориты, II фаза, занимающая преобладающую часть массива, представлена плагиогранитами, сменяющимися в эндоконтакте кварцевыми диоритами. В Кохском массиве выделяются три основные фазы: I фаза - кварцевые диориты и тоналиты (биотит-рогообманковые, реже пироксен-рогообманковые), II фаза - лейкократовые граниты, III фаза - трондиемиты, плагиограниты и плагиоклазиты. Резко преобладающая часть массива сложена кварцевыми диоритами и тоналитами, которые в эндоконтактовой фации, с одной стороны, в результате процессов гибридизма, переходят в диориты и габбро-диориты, а с другой - благодаря процессам эманационной дифференциации, - в биотит-рогообманковые гранодиориты и граниты. В Банушском массиве выделяются породы трех фаз: I фаза - оливиновые габбро, II фаза гранодиориты, III фаза - лейкократовые граниты. Преобладающая часть массива сложена гранодиоритами II фазы, которые в эндоконтактовой фации постепенно переходят в кварцевые диориты (пироксен-биотитовые) и диориты. Следует отметить, что Ахпатский и Банушский массивы характеризуются весьма незначительным развитием даек раннего этапа, представленных соответственно плагиоаплитами и аплитами, пегматитами. В Кохском же массиве дайки раннего этапа пользуются сравнительно широким развитием и представлены аплитами, пегматитами, жильными гранитами, плагиоаплитами, плагиогранитами /4/.

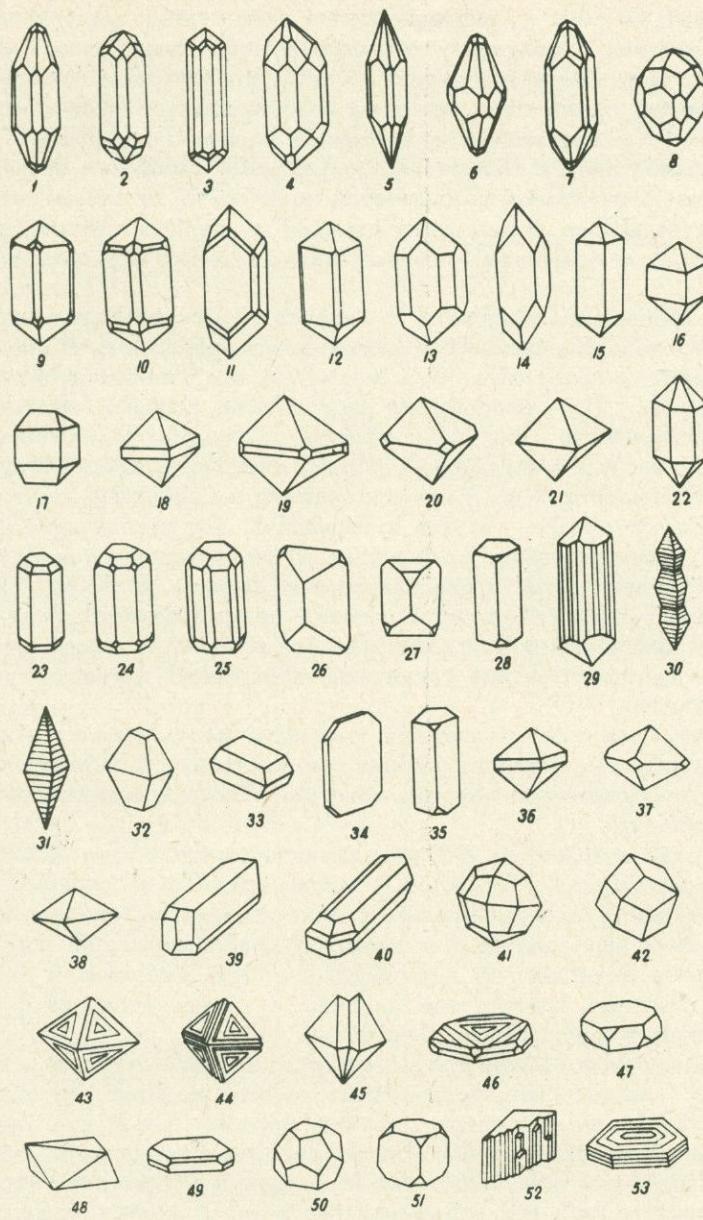
По особенностям химизма разновозрастные массивы относятся к известково-щелочным ассоциациям, причем от более древних массивов к молодым происходит увеличение как общей щелочности, так и роли калия в сумме щелочей.

#### Видовой состав, особенности распределения состава акцессорных минералов

Изучение акцессорных минералов нами проводилось в пробах, отобранных из пород различных фаз и фаций разновозрастных интрузивных комплексов. Пробы весом 7-12 кг. отбирались мелкими кусками с площади 100-150 м<sup>2</sup> из неизмененных разностей пород, лишенных ксенолитов и различных прожилков. Обработка проб проводилась по известной схеме /6/; определение видового состава акцессориев и подсчет их содержаний (в г/т) проводились на навесках весом 200-250 г, отдельные пробы из пород главной фации обрабатывались полностью.

В разновозрастных, разноформационных интрузивных комплексах установлено присутствие 45 акцессорных минералов (табл. 1), среди которых присутствуют 13 окислов, 10 силикатов, 7 сульфидов, 4 самородных элемента, 4 карбоната, 4 фосфата, 1 вольфрамат, 1 галогенид, 1 сульфат.

Видовой состав, морфологические особенности (фиг. #1) и количественные содержания акцессорных минералов в породах различных фаз и фаций отдельных массивов, а также их взаимоотношение с другими минералами позволяют наметить основные закономерности распределения акцессорных минералов, геохимические условия их образования, а также генезис акцессорных минералов с точки зрения времени их выделения.



Фиг. 1. Морфологические формы акцессорных минералов Ахпатского, Кохбского и Банушского массивов, 1-15 - цирконы, 1-8 из диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов; 9-15 - из плагиогранитов, жильных гранитов, аплитов, лейкократовых гранитов; 16-21 - цирто-плиты; 22-25 - апатиты, 26-27 - сфены; 29 - рутил; 30-33 - анатазы; 34 - брукит; 35 - андалузит; 36-38 - ксенотимы; 39-40 - ортиты; 41-42 - гранаты (из субвулканических липарито-дацитов); 43-45 - магнетиты; 46 - гематит; 47-49 - ильмениты; 50-51 - пириты; 52 - галенит; 53 - молибденит.

Как следует из табл. 1, видовой состав акцессорных минералов в различных массивах характеризуется определенной специфичностью. Прежде всего выявляется его ограниченность в Ахпатском массиве, характеризующемся, кроме того, высоким содержанием титаномагнетита, присутствием Ti - содержащих акцессориев и, наконец, полным отсутствием минералов редких элементов. От ранней - габбровой фазы к поздней - плагиогранитовой уменьшается количество титаномагнетита и ильменита, несколько повышается содержание циркона, рутила, появляются самородные элементы - свинец, цинк, а также отдельными зернами ортита.

Кохбский массив, по сравнению с Ахпатским, характеризуется значительным видовым разнообразием акцессорных минералов. В процессе формирования массива от ранних фаз к поздним уменьшается количество магнетита, Ti - содержащих акцессориев, циркона, пирита и, наоборот, - появляются либо увеличивается содержание редкоземельных и редкометальных минералов - ортита, циртолита, ксенотима, кассiterита; в пегматитах к тому же отмечаются акцессорные минералы радиоактивных элементов - торита и торианита, присутствующих, однако, в крайне незначительных количествах. Отмеченная закономерность нарушается в трондьемитах и плагиоклазитах III фазы, а также в дайках плагиогранит-порфиров, в формировании которых значительная роль принадлежала процессам известковистой ассилияции. В отмеченных породах наблюдается заметное увеличение содержаний рутила, ильменита, сфена, апатита.

В Банушском массиве отмеченная тенденция распределения акцессорных минералов сохраняется, причем при близком, с Кохбским массивом видовом составе акцессорных минералов количественные соотношения их различны.

В целом разновозрастные массивы характеризуются отчетливой обогащенностью магнетитом, Ti и Ca - содержащими акцессориями, резкой обедненностью редкоземельными, радиоактивными и редкометальными акцессорными минералами. Как несколько необычную, но характерную особенность Кохбского и, в меньшей степени, Банушского массивов следует отметить присутствие шеелита, а также кассiterита и самородного олова в лейкократовых гранитах.

Среди акцессорных минералов выделяются, с одной стороны - группа "сквозных" акцессориев, встреченных во всех породах разновозрастных комплексов (магнетит, пирит, апатит, циркон, сфен), и, с другой, - группа типоморфных акцессорных минералов, характерных либо для отдельных комплексов (титаномагнетит и самородный цинк для среднеюрского комплекса), либо для пород различных фаз и фаций (ксенотим в лейкократовых гранитах, торит и торианит в пегматитах, бастнезит в эндоконтактовых лейкократовых тоналитах, сподумен и андалузит в измененных разностях пород и т.д.).

Видовой состав и количественные соотношения отдельных акцессорных минералов обусловлены первичной концентрацией в исходном расплаве микрокомпонентов, интенсивностью процессов ассилияции и дифференциации, а также кристаллохимическими особенностями главных

## Распределение акцессорных минералов в интрузивных комплексах Алавердского рудного района (в г/т)

	Ахпатский массив		Кохбский массив							Банушский массив				
	габбро <sup>3</sup>	плагиограниты	кварцевые диориты, тоналиты	измененные кварцевые диориты <sup>3</sup>	границы <sup>3</sup>	лейкократовые граниты	трондьемиты <sup>3</sup>	пегматиты	жильные граниты	плагиогранит-порфирь <sup>3</sup>	оливиновое габбро <sup>3</sup>	диориты <sup>3</sup>	гранодиориты	Лейкократовые граниты
Магнетит( титаномагнетит )	35341,3	28541,1 <sup>2</sup>	31273,5	1448,3	18314,3	2082,8	29,2	794,2	3516,6	5372,9	78315,2	69529,4	19572,1	4538,4
Ильменит	28,2	12,5 <sup>2</sup>	159,9 <sup>2</sup>	19,4	41,8	21,8	552,2	29,8	43,5	59,8	45,2	21,5	42,7 <sup>2</sup>	9,8
Хромит <sup>1</sup>	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-
Апатит	24,8	53,4	846,1	Ед.з.	736,3	9,0	123,5	27,5	94,9	131,9	97,4	2241,3	697,2	15,5
Дернит <sup>1</sup>	-	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Левистонит <sup>1</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-
Циркон	0,9	65,6	442,6	12,1	315,4	29,4	150,2	18,4	47,6	12,2	Ед.з.	65,5	541,2	28,6
Сфен	19,4	28,6	386,4	Ед.з.	325,4	Ед.з.	2994,6	Ед.з.	5,5	71,6	84,2	72,1	185,9	Ед.з.
Ортит	-	Ед.з. <sup>2</sup>	15,4	-	8,7	14,8	-	28,6	2,8	-	-	-	12,5	9,0
Эпидот	Ед.з.	563,1 <sup>2</sup>	0,2 <sup>2</sup>	-	-	-	Ед.з.	294,5 <sup>2</sup>	-	-	-	Ед.з.	-	-
Клиноциозит <sup>1</sup>	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-	-
Иоцит <sup>1</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.
Гематит	15,0	2543,1 <sup>2</sup>	-	133,6	-	243,9	-	-	-	-	-	-	-	572,1
Циртолит	-	7,4	Ед.з.	-	0,1	9,5	-	5,8	3,2	-	-	-	-	1,1
Малакон	-	2,5	-	-	-	7,1	-	6,0	0,8	-	-	-	-	1,6 <sup>2</sup>
Ксенотим	-	-	3,4	-	0,9	15,7	-	8,3	Ед.з.	-	-	-	-	4,6
Торит	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-
Торианит <sup>1</sup>	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-
Бастнезит <sup>1</sup>	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Рутил	Ед.з.	84,3 <sup>2</sup>	1,8	129,9	0,9	Ед.з. <sup>2</sup>	1594,1	Ед.з.	12,4 <sup>2</sup>	178,2	-	-	34,12	-
Анатаз	-	-	-	-	-	1,4 <sup>2</sup>	-	0,4	0,2 <sup>2</sup>	-	-	-	-	0,85 <sup>2</sup>
Брукит	-	-	-	-	-	Ед.з. <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-
Шеелит	-	-	0,2	-	0,2	0,1 <sup>2</sup>	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	Ед.з. <sup>2</sup>
Касситерит <sup>1</sup>	-	-	-	-	Ед.з.	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.
Флюорит <sup>1</sup>	-	-	0,1	-	0,6	0,33	-	0,2	-	-	-	-	-	0,4
Барит	-	-	0,4	-	-	-	-	0,1 <sup>2</sup>	0,2 <sup>2</sup>	-	Ед.з.	-	0,1 <sup>2</sup>	-
Лейкоксен	0,3	19,3	34,5	-	15,4	1,2	92,1	0,1 <sup>2</sup>	0,2 <sup>2</sup>	21,5	-	Ед.з.	21,3	0,5
Молибденит	--	-	-	0,8	-	Ед.з. <sup>2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	0,3 <sup>2</sup>
Арсеноопирит <sup>1</sup>	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.
Пирит	45,4	54,2	23,5	26145,0	15,3	3,5	2,5	12,3	0,5	0,7	0,1	12,3	3,3	1,7
Халькопирит	-	-	Ед.з. <sup>2</sup>	15,4	0,2	0,5	-	19,7	0,1	-	-	Ед.з.	0,2	-
Галенит	-	Ед.з.	-	-	0,1 <sup>2</sup>	Ед.з.	-	Ед.з.	-	-	Ед.з.	Ед.з.	0,05	Ед.з.
Сфалерит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Андалузит <sup>1</sup>	-	-	-	109,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сподумен <sup>1</sup>	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Киноварь <sup>1</sup>	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Самородный цинк	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Самородный свинец	-	2,6	0,2 <sup>2</sup>	-	0,1	1,3 <sup>2</sup>	Ед.з.	0,4 <sup>2</sup>	0,3 <sup>2</sup>	-	-	0,1	0,6 <sup>2</sup>	0,7 <sup>2</sup>
Самородное олово <sup>1</sup>	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-
Самородное золото	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Лимонит	Ед.з.	Ед.з.	25,1	279,4	12,7	5,3 <sup>2</sup>	0,5	21,4	Ед.з. <sup>2</sup>	-	Ед.з.	2,2	14,3 <sup>2</sup>	8,5
Малахит	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	Ед.з.	Ед.з.	-	-	-	-	-
Азурит <sup>1</sup>	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Церуссит <sup>1</sup>	-	Ед.з.	Ед.з.	-	Ед.з.	Ед.з.	-	Ед.з.	Ед.з.	-	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.

<sup>1</sup> В интрузивных образованиях района минерал определен впервые.<sup>2</sup> В данном типе пород минерал определен впервые.<sup>3</sup> В данном типе пород района акцессорные минералы изучены впервые.

петрогенных элементов и микрокомпонентов – рассеянных, акцессорных и рудных ( по В.С. Соболеву и Л.В. Таусону ). Для изученных массивов в этом аспекте, можно отметить, что благодаря повышенным содержаниям в исходном расплаве Mg и Fe основная часть Cu рассеивается в решетке цветных породообразующих минералов и магнетита, что затрудняет выделение в породах ранних фаз изученных массивов самостоятельных акцессорных минералов меди, в частности халькопирита. В то же время в лейкократовых гранитах, жильных гранитах и пегматитах благодаря незначительным содержаниям железо-магнезиальных компонентов нередко отмечается присутствие халькопирита, несмотря на резко пониженные содержания в них по сравнению с породами ранних фаз. С другой стороны, процессы асимиляции известковистого материала, сыгравшие большую роль в формировании пород III фазы Кохбского массива ( трондемиты и др. ), а также отчетливая обогащенность расплава титаном, обусловили широкое развитие в них Ca и Ti – содержащих акцессориев с выделением избыточного количества Ti в виде рутила. Наконец, отметим, что некоторые рассеянные компоненты – Th, Y, в пегматитово-пневматолитовый этап накапливаются в остаточном расплаве, выделяясь в виде самостоятельных минералов – торита и ксенотима.

Закономерности распределения акцессорных минералов, их морфологические особенности, взаимоотношение и ассоциация в другими минералами свидетельствуют о разновременности выделения акцессориев, происходящего в широком временном и температурном интервале, начиная с магматической стадии и кончая автогидротермальной. В магматический этап ( стадия главной кристаллизации ) происходит выпадение ограниченного числа акцессорных минералов – титаномагнетита ( реже магнетита ), высокотемпературного апатита и в отдельных случаях, – циркона. В поэднемагматическую стадию в условиях отчетливого увеличения щелочности, обычно вместе с кварцем, K-Na полевым шпатом и биотитом, выделяется основная часть таких акцессорных минералов, как циркон, апатит, сфен, рутил, ильменит и др. В связи с дальнейшим падением температуры и увеличения концентрации редких элементов и летучих в пегматитово-пневматолитовый этап происходит выпадение ортита, торита, циртолита, лейкоксена, ксенотима, флюорита. В автогидротермальный этап в условиях продолжающегося падения температуры и увеличения концентрации рудных элементов кристаллизуются сульфидные минералы – пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит. Несколько позднее выпадают киноварь, барит, а также самородные – свинец, цинк, олово. Для отдельных минералов – магнетита, апатита, сфена, циркона с достаточной определенностью фиксируется полигенетичность их выделения.

Переходя к рассмотрению вещественного состава акцессорных минералов, остановимся лишь на тех минералах, особенности состава которых позволяют использовать их при различных петрологических построениях, либо при возрастной корреляции интрузивов. С этой точки зрения наибольший интерес представляют магнетит, апатит, сфен и в некоторой степени – ортит.

Таблица 2

Содержание элементов группы железа в акцессорном магнетите Ахпатского, Кохбского и Банушского массивов

Массив, порода	Ti	Mn	Ni	Co	V	Cr
<u>Ахпатский</u>						
Габбро; п-121	3,8	0,44	0,0044	0,0028	0,23	-
Плагиогранит; п-118	6,61	0,11	0,005	0,0021	0,016	-
Плагиогранит; п-123	8,13	0,12	0,032	0,0016	0,033	-
Плагиогранит; п-125	4,07	0,043	0,001	0,0018	0,0079	-
Плагиогранит; п-120	6,31	0,11	0,001	0,002	0,0085	-
Плагиогранит; п-126	7,41	0,14	0,001	0,0017	0,016	-
<u>Кохбский</u>						
Кварцевый диорит; п-24	1,18	0,085	0,035	0,0034	0,39	0,058
Кварцевый диорит; п-35	0,33	0,172	0,0041	0,0026	0,11	-
Тоналит <sup>xx</sup> п-88	0,80	0,14	0,006	0,005	0,22	0,067
Тоналит п-134	0,79	0,10	0,0048	0,0024	0,22	0,056
Гранодиорит; п-104 <sup>xx</sup>	2,0	0,47	0,0034	0,0037	0,23	0,049
Гранит; п-105	0,86	0,14	0,004	0,005	0,15	0,048
Лейкоократовый гранит; п-109	0,43	0,028	0,0013	0,003	0,038	-
Трondъемит; п-23	0,089	0,048	0,0018	0,003	0,068	-
Жильный гранит; п-30	0,52	0,074	0,0032	0,0033	0,067	0,035
Жильный гранит; обр. 118/30	0,74	0,15	0,003	0,008	0,075	0,047
Пегматит; п-112 <sup>xx</sup>	0,37	0,13	0,0006	-	0,031	0,005
Пегматит; п-29а	0,45	0,066	0,0042	0,0038	0,13	-
<u>Банушский</u>						
Оlivиновое габбро; п-49 <sup>xx</sup>	3,12	0,22	0,004	0,005	0,73	0,056
Диорит; п-83	2,138	0,13	0,0037	0,0069	0,27	0,02
Гранодиорит; а-84 <sup>xx</sup>	0,47	0,089	0,003	0,004	0,18	0,021
Лейкоократовый гранит; п-68 <sup>xx</sup>	0,58	0,13	0,0009	-	0,010	-

<sup>x</sup> По данным количественных спектральных определений ( ИГН АН Армянской ССР; аналитики Г.М.Мкртчян, С.А.Мнацаканян )

<sup>xx</sup> По данным количественных спектральных определений ( УФАН СССР; аналитик Н.Ярош ).

**Магнетит.** Распределение элементов группы железа в магнетитах из пород различных фаз и фаций разновозрастных массивов (табл. 2) обнаруживает ряд интересных особенностей. Прежде всего, отмечается резкая обогащенность титаном магнетитов Ахпатского массива, являющихся, по существу, титаномагнетитами, в отличие от магнетитов Кохбского и Банушского массивов. В последних наблюдается прямая зависимость между основностью пород и содержанием элементов-примесей, за исключением Co, концентрация которого в различных породах остается примерно одинаковой. В целом магнетиты изученных массивов характеризуются высокими содержаниями элементов группы железа, которые соответствуют концентрациям, характерным для производных базальтовой магмы /2/. К аналогичному выводу приводят и содержание Ti в магнетите, используемое для расчленения производных базальтовой и гранитной магм /12/. В то же время внутри отдельных типов пород, в частности в магнетитах из кварцевых диоритов Кохбского массива, отмечаются большие вариации содержаний Ti, соответствующие производным как базальтовой, так и гранитной магмы. Поэтому к использованию содержания Ti в магнетитах для генетических построений, по-видимому, необходимо подходить с известной осторожностью.

**Апатит.** В породах различных фаз и фаций изученных массивов резко преобладают апатиты, относящиеся к промежуточной группе гидроксилапатита-хлорапатита. Лишь в лейкократовых гранитах и трондьемитах Кохбского массива и в лейкократовых гранитах Банушского массива они относятся к промежуточной группе гидроксил апатита-фторапатита. Содержание редких земель в апатитах из различных массивов (табл. 3) указывает на увеличение в них  $\Sigma TR$  от пород эндоконтактовой фации к главной (Банушский массив) и от ранних фаз к поздним (Кохбский массив).

Таблица 3

Состав редких земель в апатите из Ахпатского,  
Кохбского и Банушского массивов в %  
от  $\Sigma TR = 100$

№	$\Sigma TR$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
1	0,68	26,4	58,7	4,8	5,8	0,9	-	0,9	2,2	-	0,3
2	0,87	20,8	60,0	3,1	10,4	1,2	-	1,3	2,2	-	1,0
3	1,14	17,6	66,0	2,6	8,8	0,5	-	1,6	1,6	0,6	0,7
4	1,31	22,5	37,2	4,0	27,0	2,7	0,1	3,4	2,0	0,6	0,5
5	1,34	23,5	35,7	3,9	27,0	3,8	0,1	3,0	1,9	0,6	0,5

<sup>x</sup> Аналитики Г.М.Мкртчян, Л.Б.Саруханян (ИГН АН Армянской ССР).  
1 - плагиогранит (Ахпатский массив); 2 - кварцевый диорит (Кохбский массив); 3 - пегматит (Кохбский массив); 4 - диорит (Банушский массив); 5 - гранодиорит (Банушский массив).

С другой стороны, фиксируется отчетливое повышение в апатитах от более древних массивов к молодым, при этом апатиты Ахпат-

ского и Кохбского массивов характеризуются селективной цериевой природой, в то время, как для апатитов Банушского массива фиксируется два отчетливо выраженных пика - цериевый и неодимиевый. Изученные апатиты резко отличаются и по содержанию  $Y$ . Так, если в апатите Ахпатского массива концентрация  $Y$  равна 0,020% (плагиогранит), то в апатите Кохбского массива - 0,096% (кварцевый диорит) и 0,16% (пегматит), а в апатите Банушского массива - 0,23% (диорит) и 0,25% (гранодиорит).

Указанные различия в составе и содержании редких земель апатитов различных массивов являются дополнительным доводом в пользу из разновозрастности.

Определение в апатитах рассматриваемых массивов содержаний  $Th$  показало, что в апатите из плагиогранитов Ахпатского массива  $Th$  отсутствует, в апатитах Кохбского массива его содержания составляют 0,002% (кварцевые диориты) и 0,003% (пегматиты), в апатитах Банушского массива оно равно 0,002%. Полученные значения резко понижены по сравнению с известными содержаниями  $Th$  в апатитах из гранитных пегматитов - 0,8% /13/.

**Сфен.** Согласно результатам рентгеноспектрального анализа (аналитик Матлухова, ИМГРЭ) сфен из трондьемитов III фазы Кохбского массива при  $\Sigma TR_2O_3 = 0,76\%$  характеризуется следующим составом редких земель (в %): La 4,3, Ce 20,9, Pr 4,5, Nd 18,5, Sm 5,3, Gd 6,0, Dy 5,1, Ho 1,2, Er 3,5, Yb 3,3, Y 17,5. Содержание  $\Sigma TR_2O_3$  в анализированном сфене отчетливо отличается от содержаний, характерных для разностей из пород гранитной линии, и соответствует концентрациям в сфенах из пород ряда габбро - гранодиорит /5/.

**Ортит.** Химический состав ортита (аналитик Капитонова, ИМГРЭ) Кохбского массива характеризуется следующими значениями (в %):  $SiO_2$  30,63,  $TiO_2$  2,57,  $Al_2O_3$  13,38,  $Fe_2O_3$  6,20,  $FeO$  8,91,  $MnO$  0,42,  $MgO$  1,80,  $CaO$  9,49,  $Na_2O$  0,16,  $K_2O$  0,07,  $TR_2O_3$  25,34,  $H_2O$  0,20, плп 1,22. Сопоставление состава изученного ортита с орбитами из палингенных гранитов и их пегматитов /5,11/ указывает на значительно повышенные содержания в анализированном ортите содержаний титана и магния. По данным рентгеноспектрального анализа (аналитик Мичеев, ИМГРЭ), редкие земли при  $\Sigma TR_2O_3 = 25,34\%$  характеризуются следующим составом (в %): La 27,3, Ce 54,7, Pr 2,5, Nd 12,5, Sm 0,7, Eu 0,2, Gd 0,7, Dy 1,0, Er 0,2, Yb 0,2.

### Заключение

Особенности видового, количественного и вещественного состава акцессорных минералов позволяют использовать их в качестве индикаторов различных петрогенетических процессов, а также при выяснении петрогенезиса изученных интрузивов и их возможной рудоносности. С этих позиций увеличение в породах эндоконтактовой фашии содержаний магнетита, титановых и титансодержащих минералов, присутствие темноокрашенных апатитов, цирконов и апатитов удлиненно-призматического габитуса, наличие ортита и т.п. являются достаточно надежными индикаторами процессов местного гибридизма. Одновременно широкое раз-

вление наряду с титановыми и титансодержащими акцессорными минералами кальциевых и кальций-содержащих акцессориев в некоторых типах пород (трондемиты, плагиоклазиты, жильные плагиограниты) с учетом особенностей их химизма свидетельствует о доминирующей роли при их формировании процессов известковистой ассоциированной. С другой стороны, появление в породах эндоконтактовой фации, и особенно в лейко-кристаллических гранитах, поздних фаз и отщепленных даек редкометальных и радиоактивных минералов, флюорита, наконец, наличие поздних генераций - циркона с газово-жидкими включениями свидетельствуют о реальности процессов щелочно-эмиссионной дифференциации.

Установление в изученных массивах повышенных содержаний магнетита и высоких концентраций в них элементов группы железа, широкое распространение титановых и титансодержащих акцессориев, особенности вещественного состава сфена, ортита, апатита, низкая железистость цветных минералов, во всех типах пород, наконец, резкая обедненность акцессорными минералами радиоактивных и редких элементов, а в отдельных случаях, их полное отсутствие (Ахшатский массив) позволяют с достаточной определенностью предполагать базальтоидную исходную природу изученных интрузивных комплексов. С другой стороны, присутствие, хотя и незначительное, в составе Кохбского и Банушского массивов кассiterита, самородного олова и шеелита, т.е. минералов, характерных для гранитной магмы, свидетельствует об определенной роли гранитного материала, в частности пород кристаллического фундамента, в формировании отмеченных массивов. Такое предположение об ассоциированной природе отмеченных минералов представляется весьма вероятным, если учесть, что как кассiterит, так и шеелит являются типоморфными минералами пород древнего кристаллического субстрата этой области / 10 %.

Распределение и содержание главнейших для изученного района рудных минералов (халькопирит, галенит, сфалерит) в породах различных фаз и фаций изученных массивов свидетельствует об отсутствии акцессорно-минеральной специализации интрузивных комплексов Алавердского рудного района на указанные минералы. Отмеченное обстоятельство обусловлено, с одной стороны, кларковыми и нижекларковыми концентрациями Cu, Pb и Zn в кристаллизовавшемся расплаве / 8 %, а с другой, - широким развитием железо-магнезиальных минералов (магнетит, роговая обманка, биотит и др.), обусловивших изоморфное рассеивание в их кристаллической решетке меди и цинка. В этом аспекте, учитывая к тому же близость изотопного состава серы сульфидов Алавердского, Шамлугского и Ахтальского месторождений с изотопным составом метеоритной серы, по нашему мнению, более правомерно связывать медноколчеданное оруденение района не с интрузивными либо с кислыми субвуликаническими образованиями, как это обычно делается почти всеми исследователями региона, а с глубинными источниками базальтоидной магмы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баласанян С.И. Закономерности распределения акцессорных минералов и микроэлементов в гранитоидах Сомхето-Кафанской зоны. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. н., т. 16, № 1, 1963.

2. Вахрушев В.А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий генетического расчленения гранитоидов Алтая-Саянской области. ДАН СССР, т. 147, № 3, 1962.
3. Джрбашян Р.Т., Меликсян Б.М., Мелконян Р.Л. О магматических формациях альпийского тектономагматического цикла (Армянская ССР). Изв. АН Арм. ССР, "Науки о Земле", т. 20, № 4, 1967.
4. Казарян Г.А. Магматические комплексы Алaverдского рудного района. Автореф. канд. дисс., 1962.
5. Ляхович В.В. Аксессорные минералы. М., "Наука", 1968.
6. Ляхович В.В., Родионов Д.А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 6, 1964.
7. Мелконян Р.Л. Интрузивные комплексы Алaverдского рудного района. Автореф. канд. дисс. 1971.
8. Мелконян Р.Л., Мкртчян Г.М. Закономерности распределения меди и вопросы металлогенической специализации геосинклинальных магматических формаций Алaverдского рудного района. Изв. АН Арм. ССР "Науки о Земле", т. 22, № 2, 1970.
9. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития альпийского геосинклинального пояса юго-восточной Европы и юго-западной Азии. XXII сесс. междунар. геол. конгр., плен., 11, Изд. "Недра", М., 1964.
10. Одикадзе Г.Л. Петро графо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких и рудных элементов. Автореф. докт. дисс., 1969.
11. Хвостова В.А. Минералогия ортита. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 11, 1962.
12. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. Состав акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, т. 139, № 5, 1961.
13. Heinrich E. Mineralogy and geology of radioactive raw materials. N.Y., 1958

Г. П. Багдасарян

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ  
ПО ЩЕЛОЧНОМУ МАССИВУ ДИТРЕУ И ПОРОД  
БАНАТСКИХ ГОР

Автору настоящих строк довелось ознакомиться с щелочным комплексом Дитрэу в период своей трехнедельной научной командировки в Румынскую Социалистическую Республику. Наблюдения в пределах массива Дитрэу проводились с ЗСЗ на ВСВ по долинам р. Жовотка на севере и Валеа Маре Дитрэу через среднюю часть массива. Вдоль этих широких долин указанный массив относительно более обнажен, что позволило наблюдать главные типы и разновидности пород, их взаимоотношения, структурно-текстурные особенности.

В процессе полевых наблюдений нами наряду с отбором представительных образцов для минералого-петрографических исследований были целенаправленно взяты образцы также для абсолютного датирования главных типов пород, слагающих массив Дитрэу.

Автор с признательностью отмечает то содействие, которое оказало ему в геолого-петрографических наблюдениях на территории РНР профессора В. Янович, Д. Джушка, доктор Ж. Ионеску, Х. Саву и геолог Антон Октавиан. Последний постоянно сопровождал автора во время полевых работ. Всем им приношу глубокую благодарность.

Следует отметить, что нами были предприняты отдельные маршрутные наблюдения также на древнем кристаллическом субстрате в районе Банатских гор и отобран ряд образцов этих пород и секущих их магматических тел.

В настоящей статье наряду с краткими геолого-петрологическими данными приводятся результаты радиолого-геохронологических исследований главных типов пород массива Дитрэу, его вмещающих пород, а также некоторых гнейсов, сланцев и прорывающих их магматических пород Банатских гор. Эти данные, на наш взгляд, проливают новый свет на представления об истории формирования рассматриваемых комплексов и, вероятно, могут оказать помощь исследователям региона в их дальнейших работах.

При составлении настоящей статьи автором наряду с результатами его личных полевых наблюдений, петрографо-минералогических и радиохронологических исследований отобранных образцов, использован существующий литературный материал, посвященный описанию массива Дитрэу, особенно исследования А. Кодарчи, М. Д. Кодарчи и В. Яновича (1957), всесторонне и детально освещавших этот уникальный щелочной комплекс.

Краткие данные об изученности  
массива Дитрэу

Первые находки щелочных пород в массиве Дитрэу относятся к середине прошлого века и принадлежат немецким ученым. Циркель (1866) впервые описал канкринитово-содалитовый нефелиновый сиенит пегматоидной структуры, назвав его дитроитом. Изучение носило не систематический характер, хотя по различным аспектам петрографии этого массива опубликован ряд статей исследователей: В.Гайдингер, В.Котта, К. и Ф.Хауеры, А.Кох, Ф.Бекке, А.Фелнер и др. Позже более последовательные исследования проведены Б.Маурицем (1925–1926) и А.Штрекайзеном (1938–1954), опубликовавшими серии статей, посвященных щелочным породам Дитрэу.

Систематические и детальные исследования указанного массива с обобщением предшествующих литературных данных проведены в 1931–1938 гг. проф. В.Яновичем. В опубликованных им статьях (1932–1938 гг.) по данным наиболее изученной северной части массива Дитрэу, последний рассматривается в виде лакколита с концентрически-зональной структурой. Центральная часть массива сложена из нефелиновых сиенитов, которые в сторону периферии сменяются щелочными сиенитами, переходящими через нормаркиты к щелочным гранитам, слагающим краевые части массива. Образование пород массива В. Янович объясняет явлениями магматической дифференциации и ассилияции филлитов вмещающей толщи, богатых, с одной стороны, кремнием, с другой, – известью.

Слагающие СЗ часть массива (басс. р.Жолотка) габбро и горнбледиты рассматриваются им как жильные дифференциаты основных и ультраосновных пород, внедрившихся вдоль меридионального разлома. Возникновение канкринита, содалита и турмалина приписывается пневматолитическим процессом. С воздействием последующих гидротермальных растворов связывается рудная минерализация: пирит, халькопирит, галенит и сфалерит. Характерная для преобладающей части массива параллельная текстура пород, по представлениям В. Яновича, обусловлена участием массива в крупных тектонических движениях, вследствие чего породы его подвергались интенсивному динамометаморфизму.

Заслуживают внимания представления другого исследователя массива Дитрэу – А. Штрекайзена, опубликовавшего ряд работ примерно в тот же отрезок времени (1938–1954). В последних работах (1952 и 1954), изданных в двух частях, Штрекайзен подводит итог своим многолетним исследованиям массива Дитрэу ("Дитро")<sup>x</sup> с использованием существующего литературного материала.

Большое разнообразие в составе пород массива Штрекайзен объясняет процессом магматической дифференциации интрузии базальтовой магмы и проплавлением карбонатных пород вмещающей толщи, в результате чего образуется затвердевший на небольшой глубине щелоч-

<sup>x</sup> В работах зарубежных исследователей до 40-х годов этот массив носит название Дитро.

но-габбриодный расплав. Магматическая дифференциация последнего приводит к выпадению в нижней части магматического резервуара меланократового, а в верхней - лейкократового щелочного расплава. Внедрение последнего увлекает за собой меланократовые дифференциаты, вследствие чего они в северо-западной части массива располагаются в лейкократовых щелочных сиенитах.

Наличие оливинсодержащих горблендитов в меланократовой фации объясняется предположением о дифференциации последней с выделением ультраосновных и основных пород.

Лейкократовые щелочные расплавы путем ассимиляции боковых кремнистых сланцев дают переходы от щелочных и нефелиновых сиенитов к субщелочным гранитам, широко развитым в СВ части массива в басс. р. Жолотка. Остаточный расплав фойяитового состава с повышенным содержанием минерализаторов образует в средней и отчасти северной частях массива нефелиновые сиениты жильного характера. Более богатые летучими расплавы дают жилы и прожилки пегматоидного характера с высоким содержанием нефелина. Последний в них частью замещен кантринитом и содалитом. Что же касается отчетливо выраженной параллельной текстуры пород массива, Штрекайзен рассматривает ее как результат флюидальности.

Детальные исследования, проведенные в 50-е годы видными учеными Румынии проф. Ал. Кодарча, проф. В. Яновичем и М. Дессила-Кодарча, пролили новый свет на вопросы строения, условий образования и генезиса массива Дитрэу. Результатам этих исследований посвящена опубликованная ими монография "Геологическое строение массива щелочных пород Дитрэу" (на румынском языке, 1957<sup>х</sup>). Ознакомление с этой работой во многом помогло нам лучше ориентироваться в строении массива Дитрэу и слагающих его комплексов пород во время наших маршрутных наблюдений.

Указанными исследователями охвачен детальным изучением весь массив Дитрэу, составлена геологическая карта масштаба 1 : 50.000, а для его северной части - басс. р. Жолотка - 1 : 20.000. Описаны морфологические особенности и внутренняя структура, состав главных типов и разновидностей пород массива, причем основная роль в их образовании отведена процессам глубинного щелочного метасоматоза, происходившего в древнем кристаллическом фундаменте Восточных Карпат.

Для составления представления о строении массива Дитрэу, взаимоотношений и состава слагающих его главных типов пород в связи с их радиолого-геохронологическими исследованиями ниже, по данным последних исследователей, приводится краткое освещение указанных вопросов.

<sup>х</sup> С кратким резюме на русском и французском языках, которым посвящены по 3 страницы.

## Геолого-петрографические особенности массива Дитрэу

Под указанным названием подразумевается сложный комплекс, точнее, комплексы пространственно и генетически взаимосвязанных основных (и до ультраосновных), щелочных и гранитоидных пород с включениями линзообразных и длинновытянутых тел древних кристаллических сланцев. Рассматриваемый весьма сложно построенный массив, занимающий около 150 кв.км. площади, размещен в кристаллическом фундаменте Восточных Карпат, западнее гор Джурджеу, на стыке с обширной меридионально вытянутой неогеновой вулканической областью Хергита-Кэлиман.

Возраст массива недостаточно выяснен, предположительно относится к мезозою. Верхний возрастной предел массива определяется залеганием неогеновых вулканических пород на породы северо-западной части массива.

Наши наблюдения вдоль долины Жолотка и её склонов убедительно показали достаточную четкость и высокое качество указанной геологической карты, объективно отражавшей полевые взаимоотношения пород, что чрезвычайно важно для познания условий образования рассматриваемого уникального массива.

В бассейне р.Жолотка выделяются следующие комплексы пород (с запада на восток):

Кристаллические сланцы древнего субстрата, обнажающиеся к СЗ и северу от массива Дитрэу.

"Аплитовая" полоса шириной примерно в 150–250 м, вытянутая около 1,5 км. вдоль контакта массива с кристаллическими сланцами с постепенным выклиниванием в СВ направлении.

Диорит-горнбллендитовый комплекс. Это преимущественно диоритовые породы очень неоднородного структурно-текстурного и минерального состава, включающие удлиненные линзообразные тела горнбллендитов и подчиненных им габбро, биотитовых и шлировых диоритов, связанных между собой постепенными переходами.

Сиенитовый комплекс образует мощную (1,8–1,5 км) зону непосредственно к востоку от диоритовых пород басс.р.Жолотка, уступая далее к востоку широким полям гранитоидных пород. Особенно большое, преобладающее распространение получают они в средней, восточной и юго-восточной части массива Дитрэу.

Сиенитовые породы, как бы чередуясь с диоритами и постепенно преобладая над ними, переходят к востоку уже в сплошные поля сиенитов преимущественно гнейсовидного облика. В восточной части зоны развития параллельных до массивных текстур имеют место постепенные переходы к востоку в мощную зону развития лейкократовых гранитоидов.

Породы сиенитового комплекса в поле выделяются своим лейкократовым обликом, сопровождаясь полосами или линзовидными контурами темноцветных компонентов с общей СВ ориентировкой параллельных текстур. Последняя обусловлена удлиненной призматической формой и линейным расположением породообразующих минералов.

Нефелиновые сиениты пользуются небольшим распространением в бассейне р. Жолотка, однако образуют широкие поля в восточной, юго-восточной и средней частях массива Дитрэу. В поле эти породы при внимательном наблюдении несколько отличаются от безнефелиновых сиенитов голубовато-серым оттенком лейкократовой составной части.

В долине р. Жолотка, на правом ее борту нефелинсодержащие сиениты приурочены к полосе взаимоперехода гнесовидных и массивных сиенитов, но более значительные участки этих пород также с пегматоидными разностями отмечаются по истокам руч. Турскул.

Аплитовидные граниты слагают довольно большую площадь в самой восточной части северных и восточных истоков р. Жолотка, начиная от границы с сиенитовым комплексом (притока руч. Турку) вплоть до водораздела с басс. р. Путна.

Аплитовидные граниты в поле отличаются от всех предыдущих комплексов весьма лейкократовым и относительно мелкозернистым обликом. Породы слабо выраженной параллельной текстуры СВ направления чередуются с преобладающими массивными аплитовидными гранитами.

Жильные породы пользуются значительным развитием во всех охарактеризованных комплексах в виде пересекающих их лейкократовых и меланократовых пород.

В жилах лейкократового облика выделяются сиенитовые и гранит-аплитовые породы. Последние широко распространены в СЗ приконтактовой зоне массива Дитрэу на значительной площади между верховьями правых притоков р. Жолотка - речек Чиби Якоб, Пьетрария, Тарница и, кроме того, часто встречаются в кристаллических сланцах вмещающей толщи массива в виде аплитовой импрегнации.

Контактовые породы представлены кристаллическими сланцами кровли и боковых пород массива, подвергающихся щелочному метасоматозу. Контактовые явления отчетливо выражены на останцах кристаллических сланцев, значительно распространенных в породах массива Дитрэу, преимущественно в виде продолговатых линзообразных тел, превращенных на контакте с вмещающими породами в роговики.

Сланцы эти подвергались послойному (по плоскостям сланцеватости) пропитыванию щелочными растворами, образуя как бы полевошпатовые прожилки - прослойки между слоями слюдяных компонентов сланцев, унаследуя у них параллельную текстуру.

Структура массива Дитрэу, как справедливо отмечается упомянутыми авторами, выявляет зональное расположение комплексов пород, овальную куполообразную форму с периклинальным залеганием чередующихся "слоев", хотя и последующие петрогенетические процессы подвергли их интенсивному изменению в северной и восточной частях массива.

а. Средняя часть "куполя" (ядро) представлена нефелиновыми сиенитами с параллельной текстурой, подчеркивающейся последовательным чередованием крупнозернистых лейкократовых полос с мелкозернистыми меланократовыми амфиболовыми полосами.

б. Следующая за центральной частью зона располагается к западу от нее и представлена амфиболовыми породами основного состава.

Это охарактеризованный выше гнейсовидный диоритовый комплекс с преобладающими темноцветными компонентами, чередующимися с гнейс-совидными лейкократовыми крупно- и среднезернистыми породами.

в. Обе эти зоны окружены следующей широкой зоной гнейсовидных щелочных сиенитов, вмещающей линзы и полосы кристаллических амфиболовых сланцев, филлитов и сланцев. Далее к востоку и северо-востоку помимо кристаллических сланцев к этой зоне приурочены также участки нефелиновых и амфиболовых сиенитов и гранитоидных пород. Состав зоны таким образом довольно гетерогенный.

г. Наружная зона купола Дитрэу слагается из диоритовых гнейс-видных пород и горнблендитов, прослеживающихся от правых притоков средней части р. Жолотка на юг, уходя здесь под молодые вулканогенные толщи.

Все перечисленные зоны (комплексы пород) пересекаются множеством жил щелочных пород различного структурно-минерального состава: сиенитового, нефелино-сиенитового, аплитового и лампрофирового. Представлены они дайками и жилами, пересекающими во всех направлениях ранние структуры. Сеть сиенитовых прожилок отмечается в диорит-горнблендитовом комплексе.

#### О возрасте пород массива Дитрэу

В процессе полевых наблюдений нами, как отмечалось выше, было отобрано несколько десятков представительных образцов из различных комплексов, слагающих массив Дитрэу, и некоторых пород района Банатских гор. Из них 20 подвергались абсолютному датированию. В руководимой автором лаборатории ядерной геохронологии возраст каждого образца определялся двумя взаимоконтролирующими вариантами  $K/A^{40}$  метода-объемным и изотопным разбавлением. В последнем в качестве индикатора-трассера использовался моноизотоп  $A_{\gamma}^{38}$ . Таким образом, по каждому образцу выполнены две, а иногда и три серии радиологических определений, результаты которых дали достаточное схождение<sup>x</sup>.

Ниже приводится краткое обсуждение результатов сведенных в таблице 1 радиологических исследований и их возможная геологическая интерпретация.

1. Породы диорит-горнблендитового комплекса массива Дитрэу охарактеризованы четырьмя образцами № 1-4 (табл. 1). Из них по образцу № 1 мы имеем возрастное значение в 196 млн. лет. Это горнблендит, почти не несущий на себе следы метаморфических (метасоматических) наложений, в то время как образцы № 2, 3, 4 взяты из

<sup>x</sup> В экспериментальной части исследований участвовали: ст.инженеры Э.А. Саркисян и Л.М. Хачатрян по выделению аргона из пород на приборах конструкции Хлопина-Герлинга. Химические анализы калия выполнились С.О. Шишян, а контрольные О.Л. Мушко. Масс-спектрометрический изотопный анализ выделенного аргона проводился ведущим инженером Р.Х. Гукасяном. Всем им автор выражает свою признательность.

Таблица 1

Результаты абсолютного датирования образцов пород массива  
Дитрэу и некоторых образцов пород Банатских гор  
(Румыния)

№ п/п	Номера образцов	Название минерала или горной породы и место взятия	Содержа- ние калия в %	K <sup>40</sup> г/г 10 <sup>-6</sup>		% радио- гени. A <sup>40</sup> 10 <sup>-6</sup>	A <sup>40</sup> г/г 10 <sup>-9</sup>	A <sup>40</sup> K <sup>40</sup> 10 <sup>-3</sup>	Возраст в млн. лет	Среднее зна- чение воз- раста в млн. лет	Приме- чание
				4	5	6	7	8			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1.	5138	Горнблендит. Из линзообразного тела в диоритах гнейсовых. Правый борт долины Жолотка к зап. от устья притока Тескулу	1,15 1,15	1,40 1,40	86,2 56,7	8,71 9,54	15,6 17,1	11,1 11,9	190 202	196±6	
2.	5136 <sup>a</sup>	Горнблендит из тела, сохранившегося в зоне гнейсовых сиенитов. Правый склон долины Жолотка к зап. от устья притока Симиа	3,50 3,50	4,22 4,22	90,3 95,1	21,8 22,4	39,0 40,0	9,25 9,47	159 163	161±2	
3.	5134 <sup>a</sup>	Горнблендит из крупного ксенолита. Правый склон долины Жолотка, к западу от устья рч. Холощаг	2,72 2,72 2,72	3,32 3,32 3,32	89,0 80,8 88,0	17,8 15,8 18,9	31,9 28,2 33,8	9,65 8,50 10,20	165 148 175	161±10	
4.	5139	Горнблендит, с вкрапленностью плагиоклаза. У перевальной дороги от басс. р. Большая Дитрэу в сторону басс. р. Путна	1,17 1,17	1,43 1,43	33,8 69,9	8,34 8,19	14,9 14,7	10,4 10,3	178 176	177±1	
5.	5137	Сиенит-пегматит из жилы в горнблендитах в зоне гнейсовых диоритов восточнее устья притока Тескулу в долине р. Жолотка	2,01 2,01 2,01	2,45 2,45 2,45	47,0 50,9 52,8	11,6 11,7 10,5	20,7 20,9 18,5	8,44 8,54 7,52	145 148 131	142±7	
6.	5135	Сиенит из зоны массивных сиенитов. Правый склон долины Жолотка, восточнее устья притока Симиа	5,28 5,28	6,45 6,45	86,0 92,2	27,3 25,8	48,9 46,2	7,60 7,17	132 125	128±3	
7.	5134	Сиенит с массовой текстурой из зоны сиенитов восточной окраины с. Жолотка. Средняя часть долины р. Жолотка	5,02 5,02	6,13 6,13	82,2 73,0	23,5 24,2	42,0 43,4	6,85 7,09	119 123	121±2	
8.	5140	Сиенит из жилы в гнейсовых сиенитах. Перевальная дорога от басс. р. Большое Дитрэу в басс. р. Валеа Путна	3,05 3,05	7,72 3,72	66,9 80,7	14,5 14,3	25,9 25,6	6,97 6,90	122 121	121,5±0,5	
9.	5133	Гранит лейкократовый, из зоны развития гранитоидов: долина р. Жолотка, близ устья притока Хомпот. Восточнее с. Жолотка	4,82 4,82 4,82 4,82	5,87 5,87 5,87 5,87	91,2 91,2 79,5 74,1	26,0 21,6 24,9 21,2	46,6 38,7 44,6 37,9	7,93 6,59 7,60 6,47	138 115 132 113	125±10	
10.	5142	Нефелиновый сиенит. По долине р. Валеа Дитрэу к водоразделу р. Путна по дороге	4,45 4,45	5,43 5,43	89,3 71,7	26,5 26,8	47,4 48,0	8,73 8,85	151 153	152±1	
11.	5141	Кристаллический сланец, слюдистый. Басс. р. Путна, по дороге от долины Валеа Дитрэу в 20 км. от города Тульгеш	1,80 1,80	2,20 2,20	92,6 90,3	22,1 19,8	39,6 35,5	18,0 16,1	298 270	284±14	Возраст последнего метаморфизма
12.	5146	Кристаллический сланец мигматизированный. Банатские горы. Зап. окраина г. Терегово. Из толщи сланцев	1,58 1,58	1,93 1,93	80,2 20,7	10,6 11,1	19,0 19,9	9,83 10,3	169 177	173±4	—
13.	5147	Мусковит из слюдисто-полевошпатового гигантокристаллического пегматита. Жилы в сланцах там же, где обр. 5146	8,96 8,96	10,9 10,9	55,2 85,2	64,0 70,4	114,6 126,0	10,5 11,5	180 196	188±8	Пегматит бериллионс-ный
14.	5148	Гнейс из сланцевой толщи по дороге в 20 км от г. Гарансебеш в сторону Бухареста. Банатские горы	2,49	3,04	91,8	17,5	31,4	10,3	177	177	Возраст последнего метаморфизма
15.	5149	Гранитоид. Дайка мощностью 1,5 м, секущая доломиты, подчиненные гнейсовой толще в каменоломне в 22 км. от г. Гарансебеш. Банатские горы	1,63 1,63	1,99 1,99	61,4 80,4	10,10 10,0	18,0 17,9	9,05 9,00	156 156	156	
16.	5151	Парагнейс, гранатодержащий из толщи гнейсов по дороге в Бухарест в 23 км. от г. Гарансебеш. Банатские горы	3,76 3,76	4,59 4,59	93,1 95,6	30,6 31,6	54,8 56,7	11,95 12,30	203 209	206±3	Возраст последнего метаморфизма
17.	5151 <sup>a</sup>	Слюдя из того же образца № 5151, определенная Rb/Sr методом.									
18.	5152	Ортогнейс из того же древнего субстрата Банатских гор в 27 км. от Гарансебеш по дороге в Бухарест	0,71 0,71	0,87 0,87	51,9 76,0	6,35 6,52	11,4 11,7	13,1 13,5	222 228	225±3	Возраст последнего метаморфизма
19.	5131	Туф серый, неогеновый из карьера по дороге долины Олт на север от г. Микфалэу близ с. Синкрын	1,78 1,78	2,17 2,17	10,8 5,0	0,33 0,33	0,59 0,60	0,28 0,28	5,0 5,0	5	
20.	5132	Туф красноватый из того же карьера, откуда и обр. 5131	1,72 1,72	2,10 2,10	5,0 2,5	0,32 0,32	0,57 0,58	0,27 0,27	4,9 4,9	4,9	

Содержания Rb-87 = 0,00933%; Sr-87 рад. =  $1,09 \times 10^{-4}$ ; Sr-обыкн. =  $206,8 \times 10^{-6}$  г/г. Радиогенический Sr-87 составляет 0,52% от общего стронция. Возраст ( $\lambda = 1,39 \times 10^{-11}$  лет<sup>-1</sup>) =  $838 \times 10^6$  лет.

838

крупных и небольших тел в полях развития сиенитов и, по-видимому, подвергались в той или иной степени наложенным процессам, связанным с сиенитизацией вмещающих пород массива Дитрэу. Можно высказать предположение о предъюрском возрасте формирования диорит-горнбледитового комплекса<sup>x</sup>.

2. Формирование сиенитового и гранитоидного комплексов – процессы сиенитизации и гранитизации, судя по 13 сериям достаточно сходных данных, полученных на образцах № 5–9, относятся, по видимому, к самым верхам верхней юры – неокому. Незначительное повышенное возрастное значение образца № 5 по отношению к таковым образцам № 6–9 объясняется, на наш взгляд, некоторым содержанием в породе незамещенных реликтов горнбледита.

3. Нефелиновый сиенит (обр. № 10), датированный одним представительным образцом массива Дитрэу, в отличие от сиенитов и гранитов, дал несколько повышенное возрастное значение – 152 млн. лет. Геолого-петрографические наблюдения, как известно, не вызывают существенного сомнения в почти синхронном возрасте нефелиновых и безнефелиновых сиенитов. Указанное повышенное значение обусловлено, по всей вероятности, наличие в породе канкринита, который, как известно из многочисленных литературных данных, содержит избыточный аргон, приводящий к удревлению возраста породы, содержащей указанный минерал.

4. Возрастное значение исследованных кристаллических сланцев вмещающей толщи массива Дитрэу (образец № 11) составляет 284 млн. лет, отвечающее, согласно геохронологической шкале, верхам карбона. Однако эта цифра датирует не возраст формирования сланцевой толщи, а время ее последнего метаморфизма. Кристаллические сланцы и гнейсы Банатских гор (обр. № 12, 14, 16, 18) вероятно претерпели последний метаморфизм значительно позже сланцев, обнажающихся за перевалом автотрассы басс.р. Валеа Дитрэу к басс.р. Путна (обр. № 11). Возрастные значения обр. № 18–225 млн. лет и обр. № 16 – 206 млн. лет отвечают, соответственно, середине и верхам триаса, а обр. № 14 и № 12 – 177 и 173 млн. лет примерно границе нижней и средней юры.

5. Из секущих магматических тел, размещенных в толще гнейсов и кристаллических сланцев Банатских гор, нами подвергнуты радиологическому абсолютному датированию следующие 2 образца.

а. Мусковит из мусковито-полевошпатового гигантокристаллического пегматита (обр. № 13), обнажающегося в виде крупной 2-метровой мощности жилы в гнейсах и кристаллических сланцах западной окраины г. Терегово. Возраст 188 млн. лет характеризует время формирования указанной жилы отвечающей нижней юре.

б. Дайка гранитоидной породы (обр. № 15) мощностью 1,5 м, секущая доломиты в толще гнейсов в заброшенной каменоломне (в 22 км от г. Гарансебеш по дороге в Бухарест), дает возраст 156 млн. лет, отвечающей низам верхней юры.

<sup>x</sup> Образцы собственно диоритов, взятых из этого комплекса, оказались почти бескалийными, что не позволило подвергнуть их возрастному определению.

Наличие этих пород, вероятно, указывает на имевшие место в юре магматические процессы, наложившиеся на породы древнего субстрата. Возможно, что возраст последнего метаморфизма, указанный выше для сланцев и гнейсов (обр. № 16, 14, и 12), в известной мере обусловлен термальным воздействием юрских магматических процессов на породы субстрата, вызвавших их аргоновое омоложение.

6. Немаловажным является факт определения нами возраста слюды из гнейса (обр. № 16) рубидий-стронциевым методом (см. обр. № 17 таблицы) преследующий цель попытки определения возраста формирования пород гнейсовой толщи. Возраст последнего метаморфизма этого образца (№ 16), как уже отмечалось дает, по данным К/АЧ метода, 208 млн. лет. Рубидий-стронциевым методом нам удалось получить возраст пород субстрата, равный 838 млн. лет, соответствующий верхнему докембрию, вероятнее всего, байкальскому возрасту.

Последнее значение возраста позволяет с определенной долей вероятности говорить о возможном верхнедокембрийском (байкальском?) времени формирования пород обнаженного кристаллического субстрата, по крайней мере для области Банатских гор.

Все вышеизложенные данные о возрасте охарактеризованных выше комплексов автор, однако, не рассматривает как исчерпывающие и окончательные. Указанные комплексы несомненно нуждаются в дальнейших более детальных радиолого-геохронологических исследованиях и уточнениях.

В заключение следует отметить, что наряду с рассмотренными выше породами нами подвергнуты возрастному датированию два образца неогеновых вулканических пород из далины р. Олт близ села Сынкрин (обр. № 19 и 20). Результаты определений - 4 и 4,9 млн. лет указывают на среднемиоценовое время их образования.

#### ЛИТЕРАТУРА

- B e c k e Fr. Akmit aus dem Nephelinsyenit von  
Ditro. Siebenbürgen, Tscherm. Min. Petr. :  
Mitt., 1878.
- C o d a r c e a Al., C o d a r c e a M.D.,  
I a n o v i c i V. Structure Geologique du  
Massif de roches alcalines de Ditrau. Bul.  
Stint. V. 11, N 3-4, Acad. Republ. Popul.  
Romanie, 1957.
- C o t t a B.V. Mitteilung über den Sodalith von  
Ditro. Frieberger Berg u. Hüttenmänn, Zeit-  
ung, 1862.
- F e l l n e r A., Chemische Untersuchung der  
Gesteine von Ditro. Verh. K.K. geol. Reich-  
sanstalt, 1867.

H a i d i n g e r W. Über den Hauynfels von  
Ditro. Jahrbuch K.K. geol. Reichsanstalt.

1861.

H a u e r F r a n z v., H a u e r K.V. Lasur-  
stein von Ditro in der Gyergyo. Jahrbuch K.K.  
geol. Reichsanstalt, 1860.

I a n o v i c i V. Gabbro a olivine provenant  
de piriul Jolotca-Ditrau, district Ciuc. Ann,  
Scienc. Univ. Jassy, 1932.

I a n o v i c i V. Considerations sur la con-  
solidation du massif syenitique de Ditrau  
en relation avec la tectonique de la region.  
C.R. Acad. Sci. Roum., 1938.

I a n o v i c i V. Etude mineralogique du gi-  
sement metallifere de Piriul Baia, Ditrau,  
Ciuc. Ann. Scient Univ. Jassy, 1938.

K o c h A. Über den Eläolith und Sodalith von  
Ditro. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 1877.

K o c h A. Petrographische und tectonische Ver-  
hältnisse des Syenitstockes von Ditro im Ost-  
siebenbürgen. N.Jahrbuch f. Mineral., 1880.

M a u r i t z B. Die magmatische Differentiation  
in den foyaitischen Gesteinen des Ditro und  
Mecsek Gebirges. Tscherm. Min. Petr. Mitt.,  
1925.

M a u r i t z B., V e n d i N. ud H a r w o o d  
F.H. Weitere petrochemische Untersuchung des  
Syenites von Ditro. Math. u. Natur. Berichte  
aus Ungarn, 1926.

S t r e c k e i s e n A. Das Nephelinsyenit-Mas-  
sив von Ditro in Rumänien als Beispiel einer  
kombinierten Differentiation und Assimilation,  
Verh. Schweiz. Natur Ges., 1938.

S t r e c k e i s e n A. Das. Nephelinsyenit -  
Massiv von Ditro (Siebenbürgen) I Teil.  
Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 1952. Schweiz.  
Min. u. Petr. Mitt., 1954.

Zirkel F. Lehrbuch der Petrographie. 1866.

Р. Н. Зарьян

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА НА КАФАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

На территории Зангезурской рудоносной области расположено Кафанско-е медно-полиметаллическое месторождение, которое является благоприятным объектом для изучения закономерностей распределения и формы нахождения элементов группы железа.

Рудное поле Кафанского месторождения сложено различными порфирами, их туфами и туфобрекчиями средней юры, которые трансгрессивно перекрываются туфопорфиритовой толщей верхнеюрского возраста.

Рудовмещающие кварцевые порфиры средней юры подвергались интенсивному гидротермальному изменению; они окваркованы, серicitизированы, хлоритизированы и пиритизированы.

Основной рудоконтролирующей структурой в пределах рудного поля является Кафанская антиклиналь, ось которой проходит в северо-западном направлении / $310^{\circ}$  –  $330^{\circ}$ / от р. Вожчи через вершину г. Саядкар.

Морфологически оруденение на месторождении представлено двумя типами: прожилково-вкрашенным и жильным. Участки первого типа представлены густой сетью маломощных /до 1–2 см./ кварцево-сульфидных прожилков. Морфологически второй тип представлен мощными /до 4–5 м/ кварцево-рудными жилами, главным образом пирит-халькопиритового состава.

Характерной чертой месторождения является весьма широкий диапазон гидротермального процесса, который продолжался длительное время при уменьшении температуры и давления и изменении химического состава растворов.

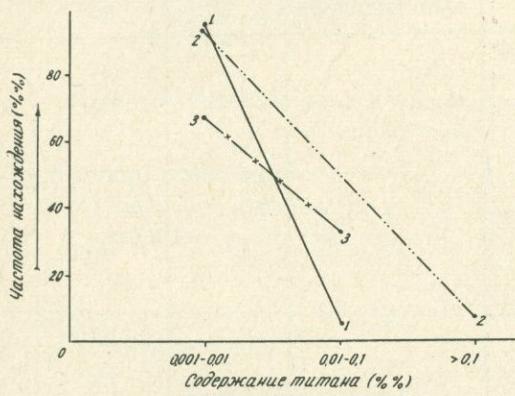
На основании литературных и собственных наблюдений нами на Кафанском месторождении выделяются следующие стадии минерализации: 1) кварц-пиритовая, 2) пирит-халькопиритовая, 3) халькоzin-борнитовая, 4) теннантит-энаргитовая, 5) сфалерит-галенитовая, 6) ангидрит-гипсовая.

Главные рудные минералы этого месторождения – халькопирит и пирит. Меньше распространены борнит, халькоzin, энаргит, теннантит, тетраэдрит, сфалерит, галенит, самородные золото и серебро, теллуриды и др. Основными жильными минералами являются кварц и карбонаты.

В результате проведенного нами детального минералого-геохимического изучения руд описываемого объекта установлены места элементов группы железа в рудоотложении, приуроченность к различным минеральным видам и выявлен ряд закономерностей поведения этих элементов в процессе формирования месторождения.

Перейдем к более детальному рассмотрению поведения элементов группы железа в гидротермальном этапе рудообразования.

Титан как во вмещающих гидротермально измененных породах, так и в рудах месторождения наблюдается в виде четырехвалентного катиона -  $Ti^{4+}$  /ионный радиус 0,64 Å/, входящего в состав рутила, ильменита, сфена и многих породообразующих минералов - пироксенов, амфиболов, слюд и др. В сульфидных минералах месторождения титан широко распространен, что объясняется устойчивостью строения его атома, относимого к типу 4. Для минералов месторождения, согласно данным полуколичественных спектральных анализов, по концентрации титана намечен следующий возрастающий ряд: халькоzin /0,001-0,01%/, галенит /0,001-0,01%/, борнит /0,001-0,01%/, халькопирит /0,001-0,1%/, энаргит /0,001-0,1%/, сфалерит /0,001-0,1%/, пирит /0,01-0,1%/ (фиг. 1).

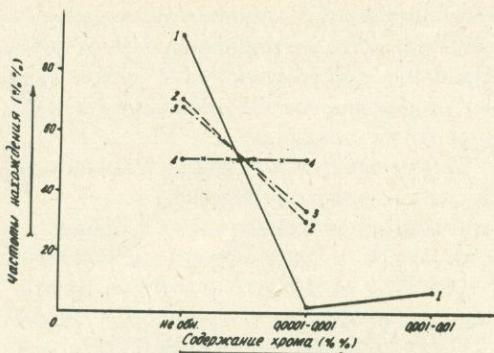


Фиг. 1. Диаграмма частоты нахождения титана в халькопирите (1), сфалерите (2), энаргите (3), Кафанского рудного поля.

Широкое развитие титана во многих рудо- и породообразующих минералах объясняется близостью величины его ионного радиуса и энергетического потенциала с теми же величинами других распространенных элементов - железа, магния, силиция, алюминия, которых он, вероятно, изоморфно замещает. Титан является характерным элементом для руд месторождения.

Хром, являясь типичным элементом ультраосновных магм в сульфидных минералах месторождения встречается спорадически. Данные о содержании хрома в различных сульфидах и сульфосолях приведены в табл. 1 и фиг. 1. Полученные результаты показывают, что хром в минералах распределен почти равномерно. Наименьшая концентрация хрома - от не обн. до 0,001% - наблюдается в энаргите, халькоzinе и сфалерите.

Максимальное содержание его - 0,01% - приурочено к халькопириту среднетемпературной кварц-пиритовой стадии минерализации.



Фиг. 2. Диаграмма частоты нахождения хрома в халькопирите (1) сфералерите (2), энаргите (3), халькозине (4) Кафанского рудного поля

Таблица 1

Концентрация хрома в отдельных минералах месторождения

№ п/п	Стадии минерализации и минералы-носители	Количество спектраль- ных анализов	Содержание хрома в %	
			от	до
1	Кварц-пиритовая Халькопирит	2	0,001	0,01
2	Пирит-халькопиритовая Халькопирит	31	Не обн.	0,001 - 0,01
3	Халькозин-борнитовая Халькозин	2	"	0,001
4	Тенантит-энаргитовая Энаргит	3	"	0,001
5	Сфералерит-галенитовая Сфералерит	13	"	0,001

На Кафанском месторождении частота обнаружения хрома в минералах убывает в ряду: халькозин-энаргит-сфералерит-халькопирит.

На фоне имеющихся данных следует, что хром в рудах месторождения самостоятельных минералов не образует и развит главным образом в форме примесей в составе сульфидов, сульфосолей, окислов и т.д.

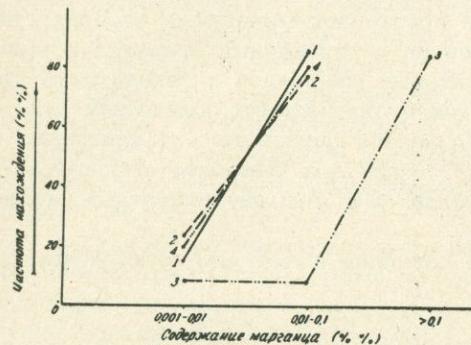
Таким образом, можно заключить, что хром не характерен для руд месторождения.

Марганец. Ионы элемента в зависимости от кислородного потенциала, величины pH и природы анионов легко переходят из одной валентности в другую, т.е. легко окисляются или восстанавливаются по схеме:  $Mn^{2+} - e^- \rightarrow Mn^{4+}$ .

В упомянутом ряду двухвалентные катионы марганца  $Mn^{2+}$ ,

встречающиеся в жилах и прожилках различных стадий минерализации месторождения, устойчивы в восстановительной и кислой средах. Эти катионы на исследуемом объекте в форме примесей входят в состав всех сульфидов, сульфосолей и окислов, образование которых связано с гидротермальным этапом минерализации.

Спектроскопически марганец в тех или иных количествах устанавливается во всех рудных минералах Кафана / табл. 2 и фиг. 3/.



Фиг. 3. Диаграмма частоты нахождения марганца в халькопиритах (1), пиритах (2), сфалеритах (3) и борнитах (4) Кафанского рудного поля

Таблица 2

Содержание марганца в различных минералах месторождения

№ п/п	Стадии минерализации и минералы – носители	Количе- ство спек- тральных анализов	Содержание марган- ца в %	
			от	до
1	Кварц–пиритовая			
	Пирит	8	0,01	0,1
	Халькопирит	2	0,01	0,1
2.	Пирит–халькопиритовая			
	Халькопирит	31	0,001	0,1
	Пирит	12	0,001	0,1
3	Халькозин–борнитовая			
	Борнит	5	0,001	0,1
	Халькозин	2	0,01	0,1
	Халькопирит	2	0,001	0,1
4	Пирит	2	0,001	0,01
	Тенантит–энаргитовая			
	Энаргит	3	0,01	0,1
5	Халькопирит	2	0,01	0,1
	Пирит	2	0,001	0,01
	Сфалерит–галенитовая			
	Сфалерит	13	0,001	1,0
	Галенит	7	0,01	0,1
	Халькопирит	2	0,01	0,1
	Пирит	2	0,01	0,1
	Алтait	1	0,01	0,01

В минералах Кафанского месторождения концентрация марганца возрастает в следующей последовательности: алтait-пирит-халькопирит-борнит-халькозин-энаргит-галенит-сфалерит.

Из вышеприведенных данных видно, что марганец концентрируется в сфалеритах больше, чем в других сульфидах и сульфосолях / см. табл. 2 и фиг. 3/. При сопоставлении этих данных следует, что различие концентраций марганца определяется химическим составом среды, из которой отлагались эти сульфиды и сульфосоли, их местом в последовательности выделения минералов и кристаллохимическими особенностями. Необходимо отметить, что марганец в гипогенных условиях формирования руд не образует самостоятельных минералов и находится в виде примесей в сульфидах, сульфосолях и окислах. Геохимическая судьба марганца /Mn<sup>2+</sup> - 0,91 Å/ определяется близостью его кристаллохимических свойств с железом /Fe<sup>2+</sup> - 0,87 Å/. Наиболее широко развит изовалентный изоморфизм марганца /Mn<sup>2+</sup>/ с двухвалентным железом.

Для геохимии марганца большое значение имеет его соотношение с железом / табл. 3/.

Таблица 3

Минералы	Отношение марганец/железо
Халькозин	1 : 10
Энаргит	1 : 10
Алтait	1 : 10
Галенит	1 : 10; 1 : 1
Сфалерит	1 : 100; 1 : 10, 1 : 1, 10 : 1

Последним ионом в упомянутом выше ряду является четырехвалентный катион марганца - Mn<sup>4+</sup>. Этот ион в рудах месторождения образуется в окислительной обстановке, т.е. в зоне окисления в виде псиломелан-вада. Элемент является характерным для руд Кафана.

Железо являясь важнейшим элементом руд месторождения, в виде двух- и трехвалентных катионов входит в состав породо- и рудообразующих минералов.

На месторождении переходы ионов железа от одной валентности к другой совершаются по схеме: Fe<sup>2+</sup> - e<sup>-</sup> → Fe<sup>3+</sup>.

Однако, помимо этих двух катионов, имеются природные соединения - минералы, в решетке которых одновременно находятся разноквантные ионы железа.

На месторождении разновалентность катионов элемента позволяет судить о характере окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования.

При этом на Кафанском месторождении содержание катионов железа в растворах в начальные ( кварц-пиритовая, пирит-халькопиритовая ) стадии минерализации было высокое, в последующие стадии сильно падает и доходит до минимума в сфалерит-галенитовую стадию.

На месторождении описываемый элемент гидротермальными растворами выносится во время всего постмагматического этапа минерализации. В процессах формирования руд часть железа, по-видимому, заимствуется из вмещающих пород.

В жилах и прожилках месторождения основные скопления металла связаны с такими развитыми минералами, как пирит, халькопирит и борнит. Наряду с этим, железо в тех или иных количествах, в форме примесей, отмечается в сульфидах-сфалерите, галените, халькозине, ковеллине, сульфосолях — теннантите, тетрадимите, энаргите, люцените и др.

В зоне вторичного сульфидного обогащения ионы элемента входят в состав гипергенного борнита.

В зоне окисления большинство железосодержащих минералов разрушается и за счет их образуются различные гидроокиси железа.

Кобальт не является типичным для исследуемого месторождения элементом. Особенности его поведения намечаются только в самых общих чертах.

В сульфидных минералах рудного поля наиболее повышенные концентрации кобальта установлены в пиритах /не обн. — 0,1%/.

Довольно часто и в меньших количествах, встречается в халькопиритах /не обн. — 0,01%/, а также в энаргите от не обн. до сотых долей процента /табл. 4 и фиг. 4/.

Таблица 4

№ п/п	Стадии минерализации и минералы-носители	Количество спектраль- ных анали- зов	Содержание кольбата в %	
			от	до
1	Кварц-пиритовая			
	Пирит	8	Не обн.	0,1
2	Пирит-халькопиритовая			
	Халькопирит	31	"	0,01
	Пирит	12	"	0,1
3	Халькозин-борнитовая			
	Халькопирит	2	"	0,01
4.	Теннантит-энаргитовая			
	Халькопирит	2	"	0,01
	Пирит	2	"	0,01
	Энаргит	3	"	0,01
5.	Сфалерит-галенитовая			
	Пирит	2	0,001	0,01

В общем ходе гидротермального процесса формирования руд геохимическое средство кольбата / $\text{Li} = 0,82 \text{ \AA}$ / с железом / $\text{Li} = 0,83 \text{ \AA}$ / обуславливает его преимущественное рассеяние в минералах — пирите, халькопирите, энаргите. В упомянутых сульфидах двухвалентные ионы кольбата, вероятно, изовалентно замещают двухвалентные катионы железа.

Никель, являясь характерным элементом пород основных и уль-

траосновных магм, в минералах месторождения распределяется неравномерно. В сульфидах наибольшее количество этого элемента отмечено в пиритах; затем убывает через халькопирит и халькозин к энаргиту и сфалерину /табл. 5 и фиг. 5/.

Таблица 5

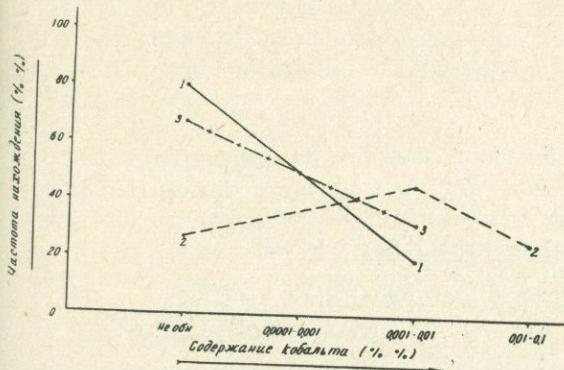
№ п/п	Стадии минерализации мине- ралы-носители	Количество спектраль- ных анали- зов	Содержание нике- ля в %	
			от	до
1.	Кварц-пиритовая	8	0,001	0,01
	Пирит			
2	Кварц-халькопиритовая	31	Не обн.	0,01
	Халькопирит			
3	Халькозин-борнитовая	12	0,001	0,01
	Халькозин			
4	Халькопирит	2	Не обн.	0,01
	Тенантит-энаргитовая			
5	Энаргит	3	Не обн.	0,01
	Пирит			
5	Сфалерит-галенитовая	13	"	0,01
	Сфалерит			
	Пирит	2	0,001	0,01

Отсутствие описываемого элемента в галените и алтаите вероятно объясняется, с одной стороны, кристаллохимическими свойствами этих минералов, с другой - отсутствием изоморфизма никеля с теллуром, серой и свинцом. Эти факты свидетельствуют о низких концентрациях никеля в поздних порциях рудообразующих растворов, сформировавших Кафанское месторождение. Наличие относительно повышенных содержаний металла в пиритах месторождения объясняется изоморфизмом между никелем и двухвалентным железом, т.е. близостью радиусов ионной  $/Fe^{2+} - 0,83 \text{ \AA}; Ni^{2+} - 0,78 \text{ \AA}/$  и т.д.

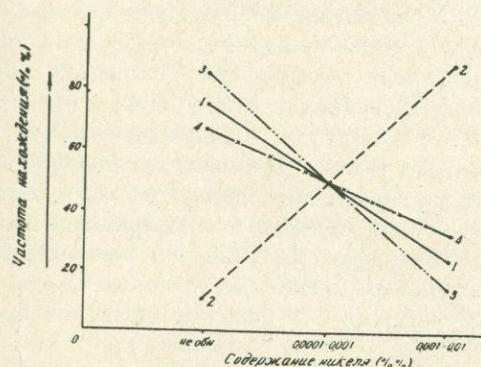
Анализ изложенного материала позволяет сделать следующие выводы:

1. Железо, марганец и титан являются характерными элементами для руд месторождения. Титан в виде четырехвалентного катиона входит в состав рутила, ильменита, сфена и других породообразующих минералов. В гипогенных условиях рудообразования марганец самостоятельный минералов не образует и в виде изоморфной примеси входит в решетку сульфидов, сульфосолей и окислов. Наиболее широко развит изовалентный изоморфизм между двухвалентными ионами марганца и железа.

2. Хром, кобальт и никель не характерны для руд месторождения. Хром в рудах Кафана самостоятельных минералов не образует и раз-



Фиг. 4. Диаграмма частоты нахождения кобальта в халькопиритах (1), пиритах (2) и энаргитах (3) Кафанского месторождения



Фиг. 5. Диаграмма частоты нахождения никеля в халькопиритах (1), пиритах (2), сфалеритах (3) и энаргитах (4) Кафанского рудного поля.

развит главным образом в форме примесей в составе сульфидов, сульфосолей и окислов. В общем ходе постмагматического этапа рудоотложения геохимическое сродство никеля  $\gamma_i = 0,78 \text{ \AA}$  и кобальта  $\gamma_i = 0,82 \text{ \AA}$  с железом  $\gamma_i = 0,83 \text{ \AA}$  обуславливает их преимущественное рассеяние в пиритах. В серных колчеданах двухвалентные ионы никеля и кобальта, очевидно, изовалентно замещают двухвалентные катионы железа.

#### ЛИТЕРАТУРА

Зарьян Р.Н. О стадиях минерализации Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Изв. АН Арм. ССР, № 4-5, 1963.

Л. Б. Саруханян

МУАССАНИТ В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ  
МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЕБЕД-АГСТЕВ/АРМЯНСКАЯ ССР/

Муассанит /карбид кремния - $\text{SiC}$ / долгое время считался редчайшим наземным минералом, однако в последнее десятилетие он, как акцессорный минерал, установлен в породах различного состава: в порфиритовых перидотитах из кимберлитовых образований /Бобриевич и др., 1957/; в траппах Восточной Сибири /Китайник, 1958/; в гранитоидах Тырны-Ауза /Ляхович и др., 1961/; в дацитах, альбитизированных липаритах, липарито-дацитах, андезитах, туфах Туманянского района Армянской ССР /Мирзоян, 1971/; в карбонатитах Алданского щита/Глушкина и др., 1963/; аргиллитах Иркутской области и в шлихах рек Восточно-Сибирской платформы /Сухомазова и др., 1958/; в контактовом ореоле интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов /Минеева и др., 1967/; в брекчиевидной породе из Чешских Средних гор /Бауэр и др., 1963/.

Нами муассанит был обнаружен при изучении минерального состава руд Техутского медно-молибденового, Аксибаринского медно-колчеданного и Сарнахпюрского колчедан-полиметаллического рудопроявлений и шлихов из бассейнов рек Аксибара, Шнох, Соух-булаг, протекающих по территории отмеченных рудопроявлений.

На Аксибаринском рудопроявлении оруденение прожилково-вкрашенного типа с редкими маломощными жилами /в основном пиритового состава/ локализовано в породах диоритового состава, которые прорывают среднеуральские порфириты и их туфобрекции. По контакту развита зона интенсивно гидротермально измененных пород видимой мощностью до 4-5 м при ширине от 2-3 до 30-40 м. Гидротермальное изменение выражено в серicitизации, лимонитизации, каолинизации, эпидотизации, карбонатизации и цеолитизации рудовмещающих пород.

Все отмеченные породы интенсивно пиритизированы. Рудовмещающие породы пересекаются многочисленными карбонатными, в меньшей степени карбонат-пиритовыми, редко карбонат-пирит-полиметаллическими жилами максимальной мощностью до 0,3-0,5 м. Рудоносная зона вытянута вдоль тектонического разлома СЗ направления, но кроме этого зафиксировано множество мелких тектонических нарушений, обуславливающих интенсивную трещиноватость пород.

В геологическом строении Сарнахпюрского рудопроявления принимают участие исключительно среднеуральские породы, представленные

гидротермально сильно измененными породами порфиритового состава, плагиоклазовыми порфиритами и их туфобрекчиями, интрудированными диорит-порфиритовыми дайками. Гидротермальное изменение рудовмещающих пород выражено окварцеванием, каолинизацией, хлоритизацией, эпидотизацией и повсеместно сопровождается интенсивной пиритизацией.

По центральной части проявления проходит крупный разлом, который ответвляется на ряд более мелких тектонических нарушений. Оруденение вкрапленного типа с редкими прожилками.

Оруденение Техутского медно-молибденового рудопроявления представлено прожилково-вкрапленным типом и приурочено к гранодиоритовым породам Шнох-Кохбского массива, в меньшей степени диоритовым порфиритам и кварцевым жилам и прожилкам. В рудовмещающих породах прослеживаются различной мощности крутопадающие зоны дробления, которые и привели к интенсивной трещиноватости пород. Рудовмещающие породы интенсивно серицитизированы, эпидотизированы.

Муассанит во всех отмеченных рудопроявлениях и шлихах относится к числу распространенных минералов / если учесть, что вес пробы не превышает 300г /, но распределен весьма неравномерно не только по частоте встречаемости, но и по количеству зерен муассанита. Так, в Сарнахпюрском рудопроявлении из 7 протолочек муассанит установлен в двух в количестве 3-4 знаков, в Аксибаринском рудопроявлении из 15 - в 7 в количестве от 3 до 25, а в Техутском рудопроявлении из 19 - в 10 в количестве от 4 до 60-70 знаков. Наибольшее количество зерен муассанита обнаружено в пробах из тектонически раздробленных зон и гидротермально интенсивно измененных рудовмещающих пород. Почти во всех исследованных 10 шлихах из отмеченных рек муассанит обнаружен, но в небольших количествах / максимум до 5 знаков/.

Муассанит относится к неэлектромагнитным минералам и лишь редкие, в основном загрязненные, с микровключениями рудных минералов зерна переходят в электромагнитную фракцию. Зерна муассанита прозрачные, полупрозрачные и имеют неправильные остроугольные очертания, только на отдельных обломках кристаллов отмечаются грани, но установить их кристаллическую форму невозможно. Из всего количества зерен только 3 зерна представлены таблитчатыми кристаллами. Размеры зерен очень мелкие, в основном имеют 0,15-0,25 мм. в диаметре, очень редко 0,4 мм.

Под бинокуляром муассанит имеет аквамариновую, голубовато-синюю, зеленую, изумрудно-зеленую, грязно-синюю окраски. Гомологичные по цвету зерна муассанита встречаются очень редко, в большинстве случаев в одном и том же зерне отмечается переход из синего в грязно-синий, зеленоватый и другие оттенки. В отдельных пробах широко распространены зерна, где синий муассанит переходит в светло-розовый корунд. Зерна последнего тоже неправильной угловатой формы и частота встречаемости находится в прямой зависимости от частоты встречаемости и количества зерен муассанита.

Малые навески муассанита позволили подвергнуть их только полу-

количественному спектральному и рентгенометрическому анализам, при чем использованы зерна вне зависимости от их окраски.

Спектральный анализ муассанита навеской 2,1 мг из Аксибаринского рудопроявления показал содержание  $Si$  - 0,42%;  $Al$  - 0,24%;  $Mg$  - 0,0075%;  $Ca$  - 0,0075%;  $Fe$  - 0,075%;  $Ti$  - 0,013%. Естественно эти данные из-за малой навески пробы не полностью отражают не только химический состав, но и содержание элементов-примесей. Анализ позволяет лишь предположить, что включения в муассаните представлены типичными минералами - рутилом или ильменитом.

Рентгенометрическому анализу были подвергнуты муассаниты из всех исследуемых рудопроявлений / табл. 1 / и величины межплоскостных расстояний были сопоставлены с данными Н.В. Тибо / Thibault, 1944 / для синтетического  $L-SiC$ . Как видим из таблицы 1 исследуемые муассаниты имеют большую сходимость со II структурным типом, т.е. являются высокотемпературной модификацией  $L-SiC$ , который по данным экспериментов кристаллизуется при температуре 1900-2000° Lundqvist, 1948/. Исключение составляют дополнительные линии № 12 в муассаните из Аксибаринского рудопроявления. Это по всей вероятности, связано с различными условиями съемки / искусственный -  $Cu$  - излучение, а исследуемый муассанит  $Fe_{k\lambda}$  - излучение/.

Таблица 1

Рентгенометрическая характеристика муассанитов из Аксибаринского медно-колчеданного, Техутского медно-молибденового и Сарнахпюорского колчедан-полиметаллического рудопроявлений

№ линий	Синтетический $L-SiC$ I стр. тип		Аксибара (1507/3)		Сарнахпюор (1525/2)		Техут (1613/2)	
	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1			1	2,90				
2			4	2,80				
3	6	2,61	6	2,62	5	2,603	6	2,647
4	7	2,51	10	2,51	10	2,491	10	2,518
5	5	2,36	7	2,35	6	2,352	5	2,364
6	4	2,19	3	2,18	3	2,188	2	2,182
7	3	2,00	1	1,998			2	2,018
8	3	1,67	2ш	1,682			1	1,684
9	8	1,54	9	1,543	10	1,539	10	1,539
10			1	1,445				
11	5	1,419	4	1,428	6	1,417	6	1,417
12	3	1,329					1	1,338
13	8	1,309	9	1,313	9	1,316	9	1,309
14	3	1,285	1	1,290	2	1,279	1	1,285
15	3	1,253	1	1,261	2	1,250	1	1,253
16	2	1,217						

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
17	2	1,131						
18	4	1,087	3	1,089			1	1,088
19	1	1,061						
20	4	1,042	3	1,045	1	1,049	2	1,045
21	3	1,002	2ш	1,004	3	1,000	1	1,005
22	5	0,997	8ш	0,996				
23	4	0,896			2	0,986	2	0,989
24	5	0,972			3	0,974	3	0,975
25	2	0,953			1	0,955		
26	4	0,940			2	0,938	2	0,943
27	3	0,911					1	0,915
28	9	0,888			6	0,888	7	0,889
29	1	0,873						
30	6	0,862			5	0,864	6	0,864
31	2	0,841						
32	10	0,837			6ш	0,838	7	0,839
33	5	0,802					1	0,802

Синтетический  
1507/3

- Условия съемки:  $Cu$  - излучение,  $D = 57,3$  мм
- Условия съемки:  $Fe_{k\alpha}$  - излучение, трубка БСВ-4, режим трубы - 30 кв., 5МА; аналитик Г. Сиротенко, лаборатория опытного предприятия ИГФМ АН УССР.
- Условия съемки:  $Cu-Ni$  излучение,  $D = 57,3$  мм, экспозиция - 12 ч. Аналитик Н. В. Ревазова, рентгенлаборатория ИГН АН Арм. ССР

Во всех протолочках и шлихах муассанит в различных количественных соотношениях ассоциирует с пиритом, халькопиритом, молибденитом, магнетитом, ильменитом, рутилом, цирконом, сфеном, апатитом, галенитом, сфалеритом, малахитом, эпидотом, корундом, в отдельных протолочках из Аксибаринского и Техутского рудопроявлений отмечается наличие андалузита и лишь в одной пробе из Аксибаринского рудопроявления выявлено самородное золото.

Большинство из отмеченных минералов / ильменит, магнетит, коконд, рутил, циркон, сфен, апатит и т.д./, несмотря на различный генезис пород, в которых был найден муассанит, "... являются обычными акцессорными минералами магматических пород и могут образоваться в широком диапазоне температуры и давления" /Минеева и др., 1967/. Наличие таких минералов как пирит, сфалерит, галенит, эпидот и др. связано с постмагматическими гидротермальными растворами.

Исходя из всего изложенного муассанит в исследованных рудах относится к числу минералов, имеющих широкое распространение.

Относительно генезиса муассанита на данном этапе исследований нет единого мнения. Предполагается даже гидротермальное происхождение муассанита / Regis и др., 1958/. Однако это предположение опровергается Л. Бауэром и др / 1963/, хотя бы потому, что темпера-

тура образования даже "низкотемпературной" модификации  $\beta$ - $\text{SiC}$ , по экспериментальным данным колеблется в пределах 1200–1300°/Lundqvist, 1948/ Более вероятным нам кажется объяснение И.Г.Минеева и др. /1967/ об образовании муассанита в результате реакции расплавленной магмы с углеродистым веществом по аналогии с реакцией, положенной в основу промышленного синтеза карборунда.

Карборунд получается при прокалывании смеси кварца с коксом в электрической печи при температуре 1600–1800°/Каменев, 1950/ по реакции:  $\text{SiO}_2 + 3\text{C} \rightleftharpoons \text{SiC} + 2\text{CO} - 119200 \text{кал.}$

И если исходить из этой точки зрения, то не исключено, что широкое развитие муассанита в рудах Аксидаринского, Сарнахпурского и Техутского рудопроявлений связано с взаимодействием магмы с обогащенными углеродистыми образованиями глинистыми породами, имеющими выход в районе Аксидаринского рудопроявления и предполагающиеся в районе Техутского и Сарнахпурского рудопроявлений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бауэр Л., Фиала Ю., Гржихова Р. Муассанит из Чешских Средних гор. Изв. АН СССР, сер.геол., № 7, 1963.
- Бобриевич А.П., Калюжный Вл.А. Смирнов Г.И. Муассанит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 115, № 6, 1957.
- Глушкина С.Е., Ициксон Г.В., Лови Б.И. Муассанит в месторождении карбонатитов. ЗВМО, ч. 92, вып. 6, 1963.
- Каменцев И.В. Искусственные абразивные материалы. Машгиз, 1950.
- Китайник А.Ф. О муассаните из тряппов Сибирской платформы. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. III, Иркутск, 1958.
- Ляхович В.В., Червинская А.Д. Аксессорные минералы в гранитоидах Тырны-Ауза и их петрографическое значение. Вопросы минералогии и геохимии редких элементов. Труды Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, вып. 7, 1961.
- Минеева И.Г., Картенко Н.Ф. О находке муассанита в контактовом ореоле интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов. ЗВМО, ч. 96, вып. 3, 1967.
- Мирзоян Г.Г. Находка муассанита в магматических породах Северной Армении. ДАН Арм. ССР, № 2, 1971.
- Сухомазова Л.Л., Лисий И.Н., Таскаева А.Н., Озерникова Б.И. Находки редко встречающихся минералов. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. III, 1958.
- Lundqvist D. Acta chem. scand. Bd. 2, 1948  
Regis A.J., Sand L.B. Natural cubic ( $\beta$ ) silicon carbide. Bull. Geol. Soc. America, vol. 69 N12, 1958.
- Thibault N.W. Morphological and structural crystallography and optical properties of silicon carbide ( $\text{SiC}$ ). The American Mineralogist, vol. 29, No 9-10, 1944.

И.Х. Петросов, П.П. Цамерян

## ГЛИНИСТЫЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ В СОСТАВЕ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ ТУМАНЯНСКОГО МЕСТО- РОЖДЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

В районе месторождения распространены следующие основные типы пород - порфириты, туфы и туфобрекции, жильные и гидротермально измененные породы (вторичные кварциты). Ниже приводится краткое петрографическое описание этих пород.

Порфириты андезитовые, дацитовые и липаритовые; имеют порфировую, реже миндалевидную структуру; вкрапленники (30%) представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, магнетитом, пиритом, реже - гиперстоном и биотитом.

Плагиоклазы главным образом относятся к андезиновому, значительно реже - к андезин-лабрадоровому ряду, часто имеют зональное строение. Представлены более или менее удлиненными или призматическими кристаллами; обычно изменены, содержат включения рудного материала.

Моноклинный пироксен представлен буровато-желтыми кристаллами удлиненной формы; они свежие, реже хлоритизированы.

Гиперстон имеет удлиненно-призматическую форму; свежие кристаллы встречаются редко; как правило, хлоритизирован, эпидотизирован, лимонитизирован, карбонатизирован; характерны включения рудного минерала.

Биотит представлен изогнутыми гексагональными чешуйками красновато-бурового цвета; отмечены непрозрачные включения; очень редко по биотиту развивается эпидот.

Магнетит и пирит встречаются в виде более или менее идиоморфных кристаллов; вследствие окисления значительной части пирита образуются различные по форме и размерам скопления гидроокислов железа, которые заполняют трещинки и миндалины.

Основная масса (60%) имеет преимущественно пилотакситовую и, значительно реже, гиалопилитовую структуру; состоит главным образом из буровато-серого вулканического стекла, микролитов плагиоклаза и магнетита; встречаются также мелкие кристаллы пироксена.

Туфы в основном кислого, реже среднего состава; структура литокластическая, литокристаллическая, витрокластическая, нередко пепловая. Обломочная часть породы представлена в основном обломками андезита и кристаллами плагиоклаза, реже чешуйками белой слюды,

пироксенами и биотитом. Обломки андезитов (размером 1,0–4,0 мм) имеют интерсертальную, стекловатую, гиалопилитовую структуру, нередко с мандельштейновым обликом; реже встречаются разности с псевдофлюидальной структурой. Основная масса стекловатая, пепловая, иногда, вследствие неравномерного и слабого спекания, имеет неясно выраженную эвтакситовую структуру. Нередко встречаются разновидности с пузыристой текстурой, обусловленной наличием округлых, иногда неправильных, с извилистыми очертаниями пузырьков стекла.

Туфобрекчи имают в основном сходный с туфами состав и строение: они выделены в самостоятельный тип пород по макротекстурным признакам.

Жильные породы представлены в основном андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами; структура чаще всего порфировая, реже диабазовая, гиалопилитовая, местами пилотакситовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, зеленым пироксеном. Плагиоклазовые вкрапленники встречаются в двух генерациях: 1) крупные изометрические (идиоморфно-ограненные), реже таблитчатые кристаллы, зональные и 2) длиннопризматические кристаллы, более свежие, но по составу сходные с первыми; как те, так и другие относятся главным образом к лабрадоровому, реже к андезитовому ряду.

Вкрапленники роговой обманки не обладают характерными ограничениями, возможно, они развиваются по пироксену; часто окрашены неравномерно, пятнами, относятся к зеленой разности.

Основная масса сложена микролитами и мелкими призматическими кристалликами и листами плагиоклаза, расположенным в бурой, обычно в той или иной степени измененной стекловатой основе. В ней очень много мелких выделений рудного минерала. Часто пустоты и трещинки заполнены тонкоагрегатным зеленовато-желтым пренитом.

Вторичные кварциты. К ним относятся все описанные выше измененные породы, в том числе существенно монокварцевые; часть из них сохраняет реликтовую структуру; в наиболее интенсивно измененных разновидностях установить первоначальный состав и строение пород почти невозможно.

Изменение туфов начинается со стекла связующей массы – вначале вдоль микротрещинок, пузырьков и пор, затем распространяется на всю породу, как правило, в следующей последовательности (после стекла связующей массы): стекловатый базис обломков пород-темноцветные – плагиоклазы (фенокристаллы) основного состава – другие плагиоклазы (фенокристаллы и микролиты). Цементирующая масса интенсивно пропитана гидроокислами железа и детали ее структуры затушеваны. Пустоты в породе, а также редкие обломки вкрапленников полевых шпатов выполнены и замещены глинистым веществом тонкоагрегатного строения. В более интенсивно измененных разновидностях связующая масса слабо окварцована и содержит изометрические точечные выделения магнетита. На эту массу наложены в виде крупных неправильных пятен чешуйчатые и волокнистые, нередко хорошо раскристаллизованные агрегаты глинистого минерала (каолинита и гидрослюды) – бесцветные или слабо окрашенные потеками гидроокислов железа в буро-

ватый цвет, а также пренита (в виде игольчатых или призматически-зернистых агрегатов) совместно с магнетитом; реже отмечены хорошо образованные крупночешуйчатые агрегаты белой слюды; часто породы пересекаются ветвящимися жилками гидроокислов железа.

Пустоты в породах выполнены глинистым веществом и тончайшей рудной сырью, реже — мономинеральными тонковолокнистыми агрегатами халцедона, и тонкоагрегатным глинисто-карбонатным веществом. Вокруг пор нередко наблюдается кайма из бесцветного глинистого минерала (каолинита), отличающегося более низким светопреломлением, чем тонкоагрегатное глинистое вещество, образующееся по плагиоклазу и стеклу.

Нередко связующая масса имеет гидрохимическое происхождение; в этих случаях она отличается весьма тонкоагрегатным строением и состоит из тонкочешуйчатого хлорита в смеси с пирофиллитом, монтмориллонитом и опалом.

Обломки пород в туфах интенсивно лимонитизированы, стекло нередко преобразовано в опаковое вещество. Лимонитизации подвергнуты как пепловые частицы в связующей массе, так и стекловатый базис.

В наиболее интенсивно измененных разностях лимонитизация выражена слабее и обломки пород нацело замещены тонкоагрегатным слабо-поляризующим глинистым веществом (каолинитом и гидрослюдой). Сравнительно редкие обломки минералов (иногда содержание их доходит до 10%), представленные в основном плагиоклазами, почти нацело замещены глинистым агрегатом (каолинитом, гидрослюдой, пирофиллитом) с редкими и мелкими чешуйками хлорита светло-зеленого цвета.

Изменение порfirитов начинается с вулканического стекла (мезостазиса), затем оно распространяется на гиперстен, основные плагиоклазы (фенокристаллы), другие плагиоклазы (фенокристаллы, микролиты), далее на моноклинный пироксен и биотит.

В сравнительно слабо измененных породах часто наблюдаются псевдофлюидальные текстуры, обусловленные чередованием полос и струйчатых участков опакового лимонита с осветленными, сложенными изотропными, местами слабо поляризующими гидрослюдой и пирофиллитом в смеси с карбонатом. Кроме того, отдельные широкие полосы и, в редких случаях, псевдоморфозы по вкрапленникам замещены полуупрочченными агрегатами серпента и монтмориллонита, ассоциирующими с указанными выше светлоокрашенными глинистыми минералами и карбонатом.

Флюидальность подчеркивается также фестончатыми жилками гидротермального халцедона, опалом в колломорфных агрегатах и тонкочешуйчатым бледноокрашенным хлоритом.

Вулканическое стекло нацело замещается гидроокислами железа, глинистыми минералами (гидрослюдой, пирофиллитом, каолинитом), карбонатом и, реже, хлоритом; в сравнительно более интенсивно измененных породах по вулканическому стеклу обычно развивается каолинит, а поры часто выполнены кремнистым минералом. В начальной стадии изменения плагиоклазы подвергаются карбонатизации и гидрослюдизация; затем они нацело замещаются гидрослюдой, а в наиболее интен-

сивно измененных породах — каолинитом и кварцем. Таким образом, в начальной стадии изменения пород по вулканическому стеклу развиваются каолинит, а по плагиоклазам — гидрослюды (в шлифах указанные продукты изменения отличаются по цвету и светопреломлению: чешуйки гидрослюды отличаются темно-серым оттенком и более высоким показателем преломления), которая в дальнейшем также преобразуется в каолинит. В сравнительно слабо измененных породах пироксены подвергаются хлоритизации, а по биотиту развивается эпидот.

Нередко на месте вкрапленников, первоначальный состав и строение которых трудно распознать, наблюдается вторичный соссюрит-эпидот в смеси с рудным минералом и глинисто-карбонатным веществом.

В результате изменения жильных пород пироксены подвергаются хлоритизации, а плагиоклазы — карбонатизации, хлоритизации и серицитизации (гидрослюдизации); при этом наиболее интенсивно изменены (почти нацело замещены указанными продуктами) центральные части кристаллов, отличавшиеся, по-видимому, более основным составом. Основная масса превращается в карбонат-хлоритовое и глинистое (монтмориллонитовое) вещество, в котором расположены также измененные микролиты и фенокристаллы плагиоклазов; очевидно, это перерожденное вулканическое стекло, местами раскристаллизованное в слабо двупреломляющий глинистый агрегат. Миндалины в породе заполнены хлоритовым мелкозернистым веществом, нередко — хлоритом, карбонатом и халцедоном с крустикационным строением.

К вторичным кварцитам относятся также существенно монокварцевые породы, образовавшиеся главным образом за счет туфов. Состоят из мелко и среднеагрегатной кварцевой массы, часто в смеси с каолинит-серicitовым веществом. Характерны налеты и скопления гидроокислов железа различной плотности, формы и размеров. Иногда довольно значительные участки (в поле шлифа) сохраняют реликтовую туфовую структуру. Наблюдается постепенное "растаскивание" этих участков вторичным кварцем. Как правило, реликты туфа каолинитизированы, серицитизированы, иногда хлоритизированы и ожелезнены. Таким образом, существенно монокварцевые породы представляют собой продукты наиболее интенсивного изменения вулканогенных пород.

В различных типах пород установлены следующие глинистые минералы: каолинит, пирофиллит, хлорит, монтмориллонит, диккит и неупорядоченный смешанно-слойный пирофиллит-монтмориллонит.

Ниже приводится описание указанных минералов.

На некоторых дифрактограммах фиксируется серия рефлексов с  $d(001) = 7,15 \text{ \AA}$ ;  $d(110) = 4,35 \text{ \AA}$ ;  $d(002) = 3,57 \text{ \AA}$ ;  $d(111) = 3,37 \text{ \AA}$ ;  $d(060) = 1,49 \text{ \AA}$  и др., достаточно надежно диагностирующие каолинит. На дифрактограммах прокаленных образцов каолинитовые рефлексы исчезают, но сохраняются на дифрактограммах обработанных глицинерином. Каолинит, как породообразующий минерал, встречается в измененных и интенсивно измененных туфах и порфиритах; в остальных типах пород присутствует в качестве примеси, а в слабо измененных туфах вовсе отсутствует.

Диккит диагностируется при помощи указанных выше рефлексов-

приблизительно тех же значений, но имеющих более резкие пики на дифрактограммах; встречается в измененных и интенсивно измененных породах.

Пирофиллит установлен во всех типах пород по серии базальных рефлексов на дифрактограммах природных образцов с  $d = 9,16 \text{ \AA}$ ;  $4,46 \text{ \AA}$ ;  $3,05 \text{ \AA}$ ; а также с  $d(h\bar{k}e) = 2,05 \text{ \AA}$ ;  $1,639 \text{ \AA}$ ;  $1,488 \text{ \AA}$  и т.д. Встречается во всех типах пород; значительные скопления отмечены в измененных туфах и порфириях.

Монтмориллонит является основным минералом в сравнительно слабо измененных туфах и андезито-базальтовых порфириях. Фиксируется по наличию на дифрактограммах природных образцов отражений с  $d(001) = 14 \text{ \AA}$ , которые после насыщения глицерином увеличиваются до  $d = 17 - 18 \text{ \AA}$ , а после прокаливания уменьшаются до  $10 \text{ \AA}$ .

Гидрослюдя (серицит) установлена в измененных и интенсивно измененных породах по наличию на дифрактограммах природных образцов серии рефлексов с  $d(001) = 10 \text{ \AA}$ ;  $5 \text{ \AA}$  и т.д., которые не изменяются после прокаливания и насыщения образцов глицерином.

Хлорит в самостоятельной фазе обнаружен лишь в измененных туфах и порфириях. Фиксируется на дифрактограммах природного образца по отражению с  $d(001) = 14 \text{ \AA}$ , положение которого не изменяется после насыщения глицерином и прокаливания.

Смешанно-слойный минерал пирофиллит-монтмориллонитового или монтмориллонит-пирофиллитового типа установлен главным образом в слабо измененных туфах и порфириях. Величина базального рефлекса первого порядка на дифрактограммах природного образца колеблется в пределах  $24,6 - 25 \text{ \AA}$ . После насыщения глицерином  $d(001)$  достигает  $26,6 - 29,4 \text{ \AA}$ . В ряде случаев монтмориллонитоподобных слоев больше, чем пирофиллитоподобных, поэтому минерал назван пирофиллит-монтмориллонитом; нередко в минерале преобладают пирофиллитоподобные слои, в этих случаях применяется название "монтмориллонит-пирофиллит". В зависимости от продолжительности прокаливания (от одного часа до трех, при температуре  $550^{\circ}\text{C}$ ) межплоскостное расстояние сокращается от  $20$  до  $24 \text{ \AA}$  ( $20, 22, 23$  и  $24 \text{ \AA}$ ). Таким образом значения базального рефлекса на дифрактограммах природного и обработанных образцов совпадают с аллевардитовыми и ректоритовыми. Как известно, эти минералы являются упорядоченными смешанно-слоистыми образованиями и должны дать более или менее целочисленную серию рефлексов. Однако в нашем случае удается зафиксировать лишь отражения второго порядка (во всех трех состояниях). Отсутствие в образцах гидрослюды и, наоборот, наличие значительного количества пирофиллита и монтмориллонита в самостоятельной фазе, позволяют отнести рассматриваемый минерал не к аллевардитовому, а к ректоритовому типу, состоящему из сопряжения двух пирофиллитовых слоев, один из которых подобен монтмориллониту. Исходя из вышеуказанного, минерал здесь назван (в зависимости от соотношения подвижных и неподвижных слоев) пирофиллит-монтмориллонитом, или монтмориллонит-пирофиллитом.

Кривые нагревания свидетельствуют о сложном составе измененных

пород. На термограммах интенсивно измененных (огнеупорных) и измененных пород фиксируются две основные реакции: резкий эндотермический пик с максимумом при  $590-670^{\circ}\text{C}$  и экзоэффект (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумом при  $990-1010^{\circ}\text{C}$ , свидетельствующие о наличии порообразующего каолинита. На термограммах многих образцов максимумы эндотермической реакции, вызванной разрушением гидроксильных слоев, расположены в интервале  $660-710^{\circ}\text{C}$ . Это свидетельствует о присутствии значительного количества диккита; в некоторых из этих образцов диккит является, очевидно, основным компонентом.

На ряде кривых нагревания фиксируются довольно интенсивные экзо- и эндоэффекты (с максимумом в интервале  $300-330^{\circ}\text{C}$ ), свидетельствующие о наличии в глинистой фракции значительной примеси гидроокислов алюминия и железа.

На других кривых нагревания этого типа присутствует эндотермический пик с максимумами в интервале  $750-760^{\circ}\text{C}$ , что свидетельствует о наличии в образцах значительной примеси пирофиллита.

Вторая группа термограмм характеризуется наличием двух эндотермических и одной экзотермической реакций. Это главным образом кривые нагревания сравнительно слабо измененных пород.

Первая эндотермическая реакция, вызванная выделением межслоевой воды, обычно протекает слабо и лишь в одном образце она выражена достаточно интенсивно. На этой кривой эндоэффект достигает максимума при  $140^{\circ}\text{C}$ , на остальных он расположен в интервале  $120-130^{\circ}\text{C}$ . По данным рентгеноструктурного анализа, в глинистой фракции этого образца основным компонентом является монтмориллонит, в других образцах установлены монтмориллонит и смешанно-слойный пирофиллит-монтмориллонит.

Вторая эндотермическая реакция (выделение воды типа "ОН") выражена, как правило, весьма интенсивно: очевидно, она обусловлена суммарным эффектом разрушения всех глинистых минералов. Максимум этой реакции расположен в интервале  $600-610^{\circ}\text{C}$ . Наконец, постоянное присутствие экзотермического пика (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумом при  $1000-1010^{\circ}\text{C}$  указывает на присутствие в этих образцах заметного количества каолинита. Кроме того, в глинистой фракции их содержится примесь гидроокислов железа (экзоэффект при  $320-330^{\circ}\text{C}$ ).

Третья группа термограмм (сравнительно слабо измененных пород) существенно отличается от описанных выше: на дифференциальных кривых каолинитовые пики совершенно отсутствуют, фиксируются два или три эндоэффекта и один экзоэффект в области низких температур.

Второй эндоэффект (выделение кристаллизационной воды) в одних случаях протекает более интенсивно, а в других с такой же или несколько меньшей интенсивностью, чем первый; максимумы реакции располагаются в пределах  $600^{\circ}\text{C}$ . Эндоэффект, вызванный окончательной аморфизацией минерала, выражен очень слабо и достаточно отчетливо фиксируется лишь на трех термограммах с максимумами при  $900-950^{\circ}\text{C}$ . Кроме того, фиксируются экзоэффекты с максимумами соответственно

при  $320$ ,  $420$  и  $440^{\circ}\text{C}$ , указывающие на присутствие гидроокислов железа и пирита.

В целом указанные термограммы характерны для гидрослюдистых глин, однако, по данным рентгеноструктурного анализа, основными глинистыми минералами в них являются смешанно-слойные образования, монтмориллонит и пирофиллит. Остается неясным отсутствие на указанных кривых пирофиллитовых пиков; возможно, это объясняется весьма сложным составом пород: термические эффекты различных минералов совмещаются и существенно искажают термограммы.

Для электронно-микроскопического исследования образцы были подобраны с таким расчетом, чтобы охарактеризовать все типы измененных пород с заведомо известным минеральным составом.

Нужно, однако, отметить, что хорошо образованные монокристаллы, характерные для глинистых минералов гидротермального генезиса, на снимках не фиксируются (за исключением редких гексагональных чешуек каолинита).

В результате электронографического исследования лишь в одном случае установлены все параметры ячейки:  $a = 5,16 \text{ кх}$ ,  $b = 8,98 \text{ кх}$ ,  $c = 19,7 \text{ кх}$ ,  $\beta \sim 95^{\circ}$ .

Расположение рефлексов на первом эллипсе тройками свидетельствует о принадлежности минерала к политипной модификации  $2M_1$ . Отмечаются более интенсивные крайние и слабые средние рефлексы, что объясняется наличием минерала с пирофиллитовой структурой. Отсутствие дополнительных линий по малой оси свидетельствует о том, что в образце содержится смешанно-слойное образование типа пирофиллит-монтмориллонит.

Кроме того, электронографическому анализу были подвергнуты образцы с породообразующими монтмориллонитом, каолинитом и пирофиллитом. Однако, вследствие несовершенства структур минералов и сложности минерального состава образцов, установлены лишь (в двух случаях) параметры "а" и "в". Для образцов с породообразующим монтмориллонитом и породообразующим пирофиллитом они имеют соответственно следующие значения:  $a = 5,15 \text{ кх}$ ,  $b = 8,96 \text{ кх}$ ,  $a = 5,12 \text{ кх}$ ,  $b = 8,97 \text{ кх}$ .

Из неглинистых минералов в составе вторичных кварцитов установлены: плагиоклазы, кварц, биотит, вулканическое стекло, авгит, гиперстен, оливин, эпидот, апатит, цоизит, магнезит, гипс, циркон, рутил, магнетит, ильменит, пирит, гематит, гидроокислы железа, обломки эфузивных пород.

Глинистые и неглинистые минералы подразделяются на четыре генетические группы: магматогенные, гидротермально-метасоматические, собственно гидротермальные и гипергенные. К магматогенным относятся: плагиоклазы, кварц (первичный), вулканическое стекло, авгит, гиперстен, диопсид, биотит, апатит, циркон, рутил, магнетит, ильменит.

К гидротермально-метасоматическим относятся: эпидот, пренит, хлорит, серицит (гидрослюдя), пирофиллит, каолинит, диккит, монтмориллонит, неупорядоченный смешанно-слойный монтмориллонит-пирофиллит (пирофиллит-монтмориллонит).

К собственно гидротермальным относятся: гипс, целестин, магнезит,

кальцит, пирит и гидроокислы железа (силикатного); вероятно, к этой же группе относятся: вторичный кварц, опал, халцедон, алунит.

К гипергенным относятся гидроокислы железа (продукт окисления сульфидов), возможно, каолинит, малахит.

Итак, в слабо измененных порфиритах наиболее важное значение имеет пирофиллит; почти постоянно присутствуют: смешанно-слойный пирофиллит-монтмориллонит, монтмориллонит с однородным составом межслоевых промежутков, гидрослюдя (серицит); с ними ассоциируют: плагиоклазы, биотит, пироксены, эпидот, апатит, магнетит, гематит, гидроокислы железа. В интенсивно измененных разностях доминирует каолинит (или диккит), в качестве примесей присутствуют: пирофиллит, гидрослюдя, монтмориллонит, реже хлорит и неупорядоченный смешанно-слойный пирофиллит-монтмориллонит; из неглинистых минералов (кроме указанных) встречается вторичный кварц.

В слабо измененных туфах наиболее важными компонентами являются монтмориллонит и неупорядоченный смешанно-слойный пирофиллит-монтмориллонит; монтмориллонит и пирофиллит в самостоятельной фазе присутствуют как примеси (иногда второстепенные). В интенсивно измененных разностях доминирует каолинит; обычной примесью являются гидрослюдя и диккит. С указанными глинистыми минералами ассоциируют: измененные обломки пород и вулканическое стекло, вторичный и магматогеный кварц, плагиоклазы, пироксены, циркон, магнетит, гидроокислы железа.

В слабо измененных жильных породах основным глинистым минералом является монтмориллонит; примеси: пирофиллит, хлорит, каолинит; в интенсивно измененных разностях значение последних резко возрастает; с ними ассоциируют: пироксены, роговая обманка, магнетит, пирит, циркон, рутил, гипс, целестин. В существенно монокварцевых породах основными компонентами являются каолинит и пирофиллит, реже гидрослюдя; в качестве постоянной примеси присутствует диккит; с ними ассоциируют: кварц (вторичный и магматогеный), алунит, циркон, апатит, гидроокислы железа.

Р. А. Мандалян

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ВУЛКАНОГЕННО- ОБЛОМОЧНОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ - СРЕДНЕГО ВАЛАНЖИНА КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Вулканогенно-обломочная формация верхней юры - среднего валанжина играет важную роль в строении Кафанского антиклинория на всем его протяжении, включая бассейны рек Охчи и Воротан. За исключением участка Кафанского месторождения, породы этой формации слагают выдержаные по мощности разрезы (порядка 1,5-2,5 км). Рассматриваемая формация слагает верхний структурный ярус Кафанского антиклинория и залегает трангрессивно на нижнем ярусе, представленном вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями средней юры.

В стратиграфическом отношении (Акопян, 1962) вулканогенно-обломочная формация подразделяется на две мощные свиты:

- 1) нижнюю (верхнего оxforda - кимериджа) мощность 800-1300 м.
- 2) верхнюю (титона - среднего валанжина) мощность 700-1200 м.

Обе свиты характеризуются близостью слагающих ее компонентов, отличающихся лишь некоторыми деталями вещественного состава. Различия заключаются в следующем: в целом, в более широком распространении миндалекаменных разновидностей эфузивных пород, более интенсивной цеолитизации вулканитов и большей распространенности карбонатных пород в составе верхней свиты (титон - средний валанжин).

С литолого-формационной точки зрения это единая вулканогенно-обломочная формация с аналогичными ассоциациями пород, сформированных при однотипном или близком характере седиментационных явлений и палеогеографической обстановки.

В строении вулканогенно-обломочной формации принимают участие различные типы пород: вулканиты основного и среднего состава, вулканомиктовые конгломераты, конгломератобрекчии, брекчии, песчаники, известняки. В количественном отношении, однако, преобладает лавово-пирокластический и вулкано-терригенный материал. Роль органогенно-хемогенных образований несравненно беднее.

Вулканогенно-обломочная формация согласно перекрывается карбонатной серией верхнего валанжина - готерива и баррема.

## Главные типы пород

### 1. Вулканические

Эффузивные образования (базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые порфиры) и пирокласты имеют большое площадное распространение. Они образуют мощные (около 1 км.) поля развития на юго-западном крыле Кафансского антиклиниория (бассейн р. Шиках) и далее с некоторым убыванием по мощности продолжаются в район Хуступ-Чимянского хребта. На северо-восточном крыле структуры вулканические породы широко представлены в бассейне р. Кашуни (мощность до 700 м). Несколько меньшие мощности (250–400 м) наблюдаются в левобережье р. Халадж, в районе Кармракарского и Агаракского перевалов, в бассейне р. Воротан.

Макроскопически это серые, темносерые, лиловые, иногда почти синие, в сильно хлоритизированных разновидностях зеленовато-серые породы плотного и миндалекаменного строения. Характерны следующие макроструктуры: глыбовая, столбчатая, шаровидная, элипсоидальная (последние две преимущественно в миндалекаменных разновидностях) и их сочетания.

Среди пород лавовой фации (а также порфиритов галек и брекчий) выделяются следующие разновидности: базальтовые (в том числе и с диабазовой структурой), андезито-базальтовые, плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые андезитовые порфиры<sup>x</sup>.

Более кислые разновидности (андезито-дациты, липариты, липарито-дациты) весьма редки. Среди туфового материала преобладают лигнокластические разновидности.

Вулканиты изученной формации характеризуются низкотемпературной степенью автометаморфических и поствулканических преобразований (фиг. 1).

Региональная цеолитизация, кальцитизация, халцедонизация, хлоритизация, пренитизация, отсутствие или незначительное развитие окварцований, эпидотизации свидетельствуют об этом.

Следует отметить, что более высокотемпературные изменения имеют локальное развитие и генетически связаны с более поздними магматическими факторами, в частности с внедрением крупной Цавской интрузии и других тел, прорывающих породы описываемой формации.

### 2. Обломочные вулканические породы

а. Грубообломочные вулканомиктовые породы. По степени окантованности обломков среди грубообломочных вулканомиктовых образований различаются три разновидности: конгломераты, конгломератобрекции и брекции.

<sup>x</sup> Детальные сведения по вопросам петрографии, химизма, минералогии эффузивных пород приводятся в работах Э.Г. Малхасяна (1965) и А.Х. Мнацаканян (1970).



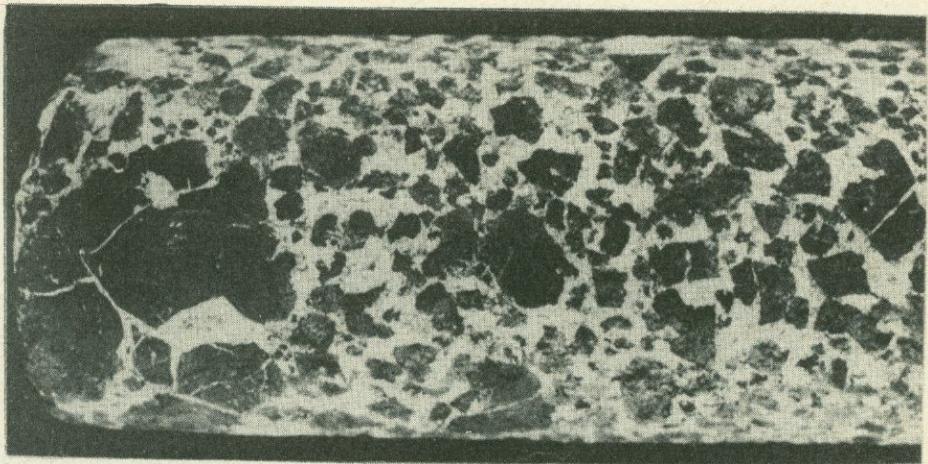
Фиг. 1. Интенсивно цеолитизированный андезито-  
базальт. Величина натуральная с. Арцваник

По простирианию и разрезу эти разновидности тесно связаны взаимо-переходами. В распределении их нет какой-либо строгой закономерности, однако в нескольких участках формации наблюдается преобладание одного из типов. На участках максимального развития каждого из типов грубообломочных пород мощности достигают 120–500 м.

По количественному соотношению обломков различных гранулометрических групп грубообломочные вулканомиктовые образования принадлежат к средне- (2,5–5 см) и крупногалечным (5–10 см.) разновидностям с относительно небольшим количеством валунов (1–10 дм.), окатанных глыб (<sup>x</sup>1 м) и гравия.

Гальки в большинстве случаев окатанные, реже полуокатанные. Среди них резко преобладают сферические разновидности, причем степень сферичности не зависит от петрографического состава. Уплощенных галек значительно меньше, в большинстве участков они отсутствуют вообще. Щебенка, обломки, глыбы имеют разнообразную форму – неправильной трапеции, прямоугольника, остроугольника, однако контуры их четкие, гладкие без зазубрин (фиг. 2). Сложены они андезито-базальтовыми, андезитовыми и базальтовыми порfirитами массивного и мин-

<sup>x</sup> В соответствии с вышеприведенными градациями неокатанные обломки представлены дресвой, щебенкой, неокатанными глыбами.



Фиг. 2. Интенсивно кальцитизированная вулканомиктовая  
брекчия, мелко-средне обломочная Керн 3/4 нату-  
ральной величины.

Сравнение состава обломков и галек с коренными разновидностями порфиритов показывает их полную идентичность как по петрографо-минералогическим особенностям, так и по характеру поствулканических преобразований.

Кроме отмеченных, изредка встречаются гальки и обломки вулканомиктовых песчаников, туфов, известняков.

В основании формации, кроме того, встречаются гальки и валуны среднеюрских пород.

Цемент описываемых пород смешанный: туфовый и песчанистый. Представлен неокатанными, полуокатанными и окатанными обломками песчанистых и гравеллитовых размеров.

Обломки кристаллов представлены плагиоклазом (андезин-лабрадор) и пироксенами (преимущественно авгит). В ряде участков в связывающей массе значительную роль играют обломки вулканического стекла, часто интенсивно хлоритизированного. Среди этой массы нередко встречаются органические остатки (обломанные и частично окатанные обломки морских ежей, криноидей, кораллов, гастропод, желвячки водо-рослей), а также оолиты. Нередко в составе цемента присутствует первичный микрозернистый кальцит.

б. Вулканомиктовые песчаники. Микроскопически это серые, зелено-вато-серые слоистые, иногда косослоистые породы. Песчаники преимущественно грубо-крупнозернистые, реже среднезернистые. Содержат примесь гравийного материала, а также включения галек и обломков порфиритов. В шлифах видно, что песчаники сложны окатанными и полуокатанными (с примесью неокатанного, угловатого материала\*) обломками вулканических пород основного-среднего составов, кристаллов (плагиоклазов и пироксенов), органогенным карбонатным дегритом (фиг. 3).

Цемент поровой, обычно скучный 5-7 %, редко достигает 15-20 %.

Таблица 1

## Минеральный состав вулканомиктовых песчаников

№ проб	Тяжелая фракция												Легкая фракция				
	авгит	титан-авгит	диопсид	гиперстен	об. рогов. обманка	магнетит	гематит	лимонит	рудн. немагнитн.	пирит	хлорит	циркон	плагиоклаз	вулканическое стекло	хлорит	разложжен. зерна	
K-10	65,33	-	-	-	-	9,67	18,0	7,0	-	-	-	-	18,39	-	66,18	15,44	
K-11	2,75	-	-	1,10	-	18,73	49,45	28,57	-	-	-	-	7,78	1,55	11,67	80	
K-12	9,96	0,40	-	-	-	37,85	42,63	9,16	-	-	-	-	19,08	-	9,16	71,76	
K-86	9,70	-	4,10	-	-	1,50	92,83	1,50	-	-	-	-	12,24	-	71,43	16,33	
K-87	0,73	-	-	-	-	71,69	17,28	10,30	-	-	-	-	4,70	-	53,20	42,10	
K-12	1,0	-	-	-	-	23	22	15	38	-	-	-	80	2	17	50	
K-16	3,0	-	3	1,5	4,5	12	66	3	1,5	4,5	-	-	29	2,4	0,8	67,8	
K-17	10,0	-	1,5	0,5	-	20	65	12	-	-	0,5	0,5	5	1	3,5	90,5	
K-116	16,75	0,2	3,23	1,3	-	25,22	42,1	11,37	-	-	-	-	12,28	1,17	21,33	65,22	



Фиг. 3. Крупнозернистый вулканомиктовый песчаник. Шлифник. 1 ув. 30

По составу разнороднородный, представлен мелкими частицами хлоритизированного стекла, цеолит-хлоритовыми материалом, вторичным кремнеземом и седиментационным карбонатным илом. Мощность песчаников от 1,5 до 35 м.

**Краткое описание минералов тяжелой фракции вулканомиктовых песчаников**

Моноклинный пироксен - желтовато-зеленый, светло-зеленый, в основном неправильной, редко призматической формы. Двупреломление высокое; угасание косое:  $\omega = 38 - 40^{\circ}$ ,  $\epsilon = 1,601$ ,  $\delta = 1,703$ . Пироксен относится к авгиту, что помимо оптических констант подтверждается данными количественного спектрального анализа мономинеральной пробы.

Титан-авгит. Темносерый, неправильной формы с зазубренными концами. Плеохроизм едва заметен.

Гиперстен. Призматический, бледно-зеленоватый со слабым плеохроизмом от светлозеленого до оливково-зеленого.

Диопсид. Зерна неправильной формы, часто с зазубренными концами. Желтовато-зеленые.  $\omega = 30 - 35^{\circ}$ .

Роговая обманка обыкновенная. Призматической формы с неправильными концами. Плеохроизм от темнозеленого до буро-зеленого.

Пирит. Образует кубы, гексаэдры, пентагон-додекаэдры и их комбинации, а также почковидные агрегаты. Частично лимонитизирован.

Магнетит. Неправильной формы, реже округлый. Цвет черный с своеобразным синеватым оттенком. Частично превращен в мартит.

Шлиховой анализ песчаников показал, кроме того, в незначительных количествах наличие следующих минералов:

1) самородная медь

2) халькопирит

- |                    |           |
|--------------------|-----------|
| 3) самородный цинк | 5) анатаз |
| 4) хромит          | 6) сфен   |

Некоторые колебания в составе и других компонентов находятся в зависимости от ряда факторов (табл. 2):

- 1) состава обломков порфиритов, слагающих песчаники, преобладающие той или иной группы эфузивных пород (базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых порфиритов); характера и интенсивности поствулканических преобразований;
- 2) наличия в породе органогенного дегрита, карбонатного или глинистого цемента;
- 3) количества вулканического стекла.

### Известняки

Известняки в вулкано-обломочной формации распространены неравномерно. В нижней и средней части ее за исключением ряда участков (с.с. Антарашат, Гехануш) это небольшие (0,5–8 м.) быстро выклинивающиеся линзы и прослои, залегающие среди лавово-пирокластического и обломочного вулканомиктового материала. В верхах формации они почти напело отсутствуют на юго-западном крыле антиклиниория. Однако на северо-восточном крыле структуры (междуречье рек Халадж и Кашуни) роль карбонатных пород резко возрастает. Так, в районах г. Тапасар, с.с. Антарашат, Верин Хотанан известняки образуют самостоятельные пачки, мощностью от 30 до 300 м.

Представлены многими разновидностями, преимущественно органогенными.

#### 1. Органогенные известняки

##### а. Биогермные

Биогермные известняки, образовавшиеся за счет приживленного скопления связанных между собой организмов, слагают небольшие массивы, биостромы, залегающие среди известняков иного типа, лавово-пирокластического и вулканомиктового материала. Микроскопически это массивные, крепкие, часто пористые и кавернозные известняки. В большинстве случаев они перекристаллизованы и от первичного строения породы часто остаются небольшие реликты. Распространены коралловые и кораллово-губково-водорослевые разновидности.

##### б. Органогенно-детритовые известняки

Органогенно-детритовые известняки имеют значительное распространение в исследованных отложениях; они состоят из обломков, не подвергающихся значительному переносу и окатанности, т.е. из скелетов организмов, образовавшихся в бассейне одновременно с накоплением осадков.

По таксономическому составу детрита выделяются следующие разновидности:

- |                             |                             |
|-----------------------------|-----------------------------|
| 1) сгустково-полидетритовые | 4) криноидно-полидетритовые |
| 2) полидетритовые           | 5) спикулово-полидетритовые |
| 3) криноидные               | 6) кораллово-полидетритовые |

Таблица 2

## Химические составы песчаников

<i>N<sub>проб</sub></i>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Вл.	п.п.п	Σ
K-86	47,62	1,32	14,44	11,39	2,39	3,49	6,10	0,24	2,50	3,00	3,24	2,47	5,66	100,62
K-714	53,47	0,99	13,33	8,86	3,73	6,48	3,21	0,17	4,75	0,05	4,36	0,26	4,41	99,71
K-738	54,60	1,02	14,61	6,97	4,07	5,32	3,94	0,14	4,75	1,25	2,10	0,38	3,81	100,86

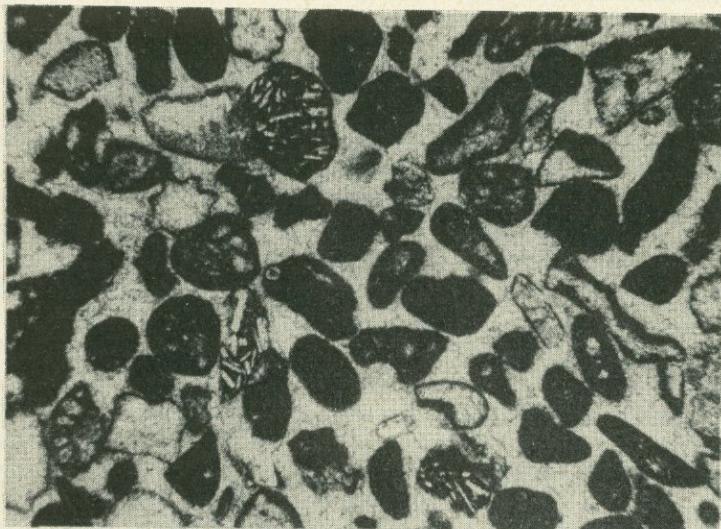
Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН Армянской ССР, аналитик З.Ш.Гаспарян

## 2. Хемогенные известняки

Среди хемогенных известняков в рассматриваемой формации преобладают оолитовые разновидности. Ядра их представлены органогенным детритом, а нередко обломками эфузивных пород. Концентрическое строение выражено четко. Количество оболочек от 2 до 4–5. Цемент представлен темным микрозернистым и афанитовым кальцитом.

## 3. Известняки – продукты изменения первичного материала (органогенно-обломочные известняки)

В шлифах видно, что порода состоит из преимущественно окатанных и полуокатанных гранулированных обломков раковин, скрепленных известковым цементом. Величина обломков варьирует от 0,12 мм до 4,5 мм., преобладающие размеры 0,35–0,55 мм, форма обломков округлая, сферическая, реже неправильно прямоугольная, неправильная. Она определяется в значительной мере таксономическим составом раковин. Например, формами ниферы в большинстве случаев образуют круглые, а иглокожие – крайне разнообразной формы обломки. Кроме того, встречаются кораллы, водоросли, гастроподы, оолиты. Характерно наличие окатанных обломков эфузивных пород, кристаллов плагиоклаза (фиг.4).



Фиг. 4. Органогенно-обломочный известняк. Наряду с хорошо окатанными обломками раковин в шлифе видны более редкие песчаники эфузивных пород.  
Шлиф ув. 40 с. Антарашат.

## Постседиментационные изменения

1. Доломитизация. В отличие от верхнеюрских отложений северной части Армянской ССР процессы доломитизации в рассматриваемой формации выражены слабо. Процесс проявляется в нескольких участках междуречья рек Халадж и Кашуни.

Доломит обычно развивается по микрозернистому кальциту, органическим остатком с образованием зерен, размерами от 0,5 до 0,14 мм. Форма их строго ромбоэдрическая, зональное строение не характерно.

2. Окремнение. Процессы окремнения известняков имеют незначительное распространение и в заметных масштабах наблюдаются лишь в известняках г. Тапасар.

В микроструктурном отношении процесс проявляется в замещении кремнеземом раковин и цемента. Окремнение протекает двояко. В одних случаях оно связано с десилификацией первончально кремневых спикул с дальнейшим перераспределением кремнезема с образованием небольших жеод, линз, пропластков.

Другой тип окремнения (микрозернистая и сферолитовая структура) связан, видимо, с высачиванием кремнезема в карбонатные осадки в связи с подводно-вулканической деятельностью.

**Основные черты вулканогенно-обломочной  
формации верхней юры – среднеговаланжина  
Кафанского антиклинария**

1. По составу главных типов пород изученная вулканогенно-обломочная формация относится в ряду формаций с преобладанием вулканогенного и вулкано-терригенного компонента с меньшим значением органогенно-хемогенных образований. В этом отношении петрофонд формации (совокупность тех потенциальных источников вещества, которые могут в соответствующих условиях дать материал для образования формации) в преобладающей мере связан с вулканическим фактором. В действительности, формация на 85–90% объема состоит из продуктов подводного мелководного и островного вулканизма, часть которых, претерпев некоторое перемещение в пространстве (обрушение, размытие, перемытие), сформировала мощные толщи обломочных вулканомиктовых образований типа конгломератов, конгломератобрекчий и песчаников.

2. Интенсивный подводной вулканизм создавал своеобразную палеогеографическую и гидрохимическую обстановку, оказывающуюся часто неблагоприятной для образования известняков. В этой формации наглядно проявляется подавление органогенно-хемогенной садки карбонатов огромной массой поступающего в бассейн вулканического материала. Попадая в зоны карбонатной седиментации, громадные порции пирокластического, вулкано-терригенного материала разбавляют карбонатные осадки. В зависимости от количества поступающего материала и скорости карбонатной седиментации вместо известняков образуются известковые вулканомиктовые песчаники и туфы, грубообломочные вулканомиктовые породы с известковой примесью и цементом, а также известняки, сильно обогащенные вулканическим материалом. Лишь в отдельных участках в периоды относительного затишья вулканической деятельности формируются более чистые разновидности известняков, местами (междуречье рек Халадж и Кашуни) значительные.

3. Обращает внимание однообразный состав пород, в особенности второстепенных членов формации – отсутствие или крайне незначительное развитие таких характерных для вулканогенно-осадочных формаций

образований, как монтмориллонитовые глины, силициты. Особенно при мечательно явление весьма слабого развития кремнистых пород, показывающее, что не всегда интенсивный подводный вулканизм сопровождается значительными масштабами кремнеобразования. Можно полагать что в данном случае это явление связано с низкотемпературным характером поствулканических процессов, при которых в морскую воду и осадки не вносились достаточного количества кремнезема, необходимо для его осаждения.

4. Характерный для Кафанского антиклиниория в верхней юре – среднем валанжине своеобразный тип вулканогенно-осадочного породообразования с резким преобладанием обломочных вулканомиктовых пород в других участках Сомхето-Карабахской зоны сменяется несколько иной спецификой. Здесь ( Шамшадинский, отчасти Алавердский антиклиниории, Иджеванский синклиниорий ) наряду с мощными толщами вулканического и вулканомиктowego материала в соизмеримом или большем соотношении присутствуют карбонатные породы ( верхнеюрская вулканогенно-карбонатная формация северной части Армянской ССР, Мандалян, 1965, 1970 ).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура Изд. АН Арм.ССР, 1962.
- Лебедев А.Н., Малхасян Э.Г. Юрский вулканизм Армении. Изд."Наука", 1965.
- Мандалян Р.А. О силицитах из верхнеюрских отложений северо-восточной части Арм.ССР Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", № 3 – 4 1964.
- Мандалян Р.А. Структурно-генетические типы верхнеюрских известняков северо-восточной части Арм.ССР Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", № 1 – 2, 1966.
- Мандалян Р.А. Верхнеюрская вулканогенно-карбонатная формация северо-восточной части Арм.ССР Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", № 2, 1970.
- Мнацаканян А.Х. Верхнеурский – меловой вулканизм Кафанского антиклиниория ( южная часть Арм.ССР Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", № 3, 1970.
- Саркисян Г.Е., Налбандян Э.М. К вопросу о соотношении процессов пропилитизации и региональных зеленокаменных изменений в юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля. Изв. АН Армянской ССР, "Науки о Земле", № 4, 1967.
- Хворова И.В. О принципах типализации вулканогенно-осадочных формаций. В сб. Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. Изд. "Наука", 1965.

Э.А. Кюрегян, К.А. Ращаджян

## МОЛИБДЕН И РЕНИЙ В СОКЕ РАСТЕНИЙ

Одним из методов геохимических поисков полезных ископаемых является биогеохимический.

При проведении биогеохимических исследований, отобранные растения сжигаются и в полученной золе ведется химико-аналитическое определение элементов. Сжигание растений приводит к улетучиванию некоторых элементов и не всегда дает удовлетворительные результаты. Нами начаты экспериментальные исследования сока растений.

Получение сока из свежих растений в полевых условиях проводится быстро, обычной соковыжималкой. После получения сока-раствора, он подкисляется на месте соляной или серной кислотами и уже в таком виде доставляется в лабораторию.

Нами в июле 1970г. в районе Анкаванского медно-молибденового месторождения был отобран ряд растений, из которых получили сок и в соке растений определили молибден и рений.

Определение молибдена проводилось колориметрическим роданидным методом, основанном на получении комплексной соли пятивалентного молибдена состава  $\text{Mo}(\text{SCN})_5$ , или  $\text{K}_2/\text{MoO}(\text{SCN})_5$ , придающей раствору оранжевый цвет. Молибденроданидный комплекс экстрагируется эфиром.

Определение рения проводилось также колориметрическим методом, основанном на образовании коричнево-желтого соединения рения с роданидом состава  $\text{ReO}(\text{SCN})_4$ . Комплекс также экстрагировался эфиром.

Вначале отделялся молибден, затем рений.

В табл. 1 приводятся результаты определения молибдена и рения в соке некоторых растений.

По данным таблицы составлен график (фиг. 1).

Таким образом, сок, полученный из целого ряда растений, произрастающих на территории медно-молибденового месторождения, а именно: вики, ромашки, крапивы, растений семейства зонтичных, подорожника и др. содержит повышенное количество молибдена ( $0,78 - 3,51 \text{ мг/л сока}$ ).

Кларк для рения обычно довольно низкий —  $1 \cdot 10^{-7}\%$  и тем не менее в соке растений (лядвенца, гвоздики, семейства зонтичных и др.) рений обнаружен в довольно значительном количестве ( $0,42 - 0,44 \text{ мг/л сока}$ ). Из этих же растений приготовлены водные вытяжки с отношением  $T:J=1:10$ , при 3-минутном встряхивании. После фильтро-

Таблица 1

Содержание молибдена и рения в соке растений, отобранных на территории Анкаванского медно-молибденового месторождения

№ п.п.	Наименование растений	Содержание в мг/л сока		№ п.п.	Наименование растений	Содержание в мг/л сока	
		$\text{MoO}_4^{2-}$	$\text{ReO}_4^-$			$\text{MoO}_4^{2-}$	$\text{ReO}_4^-$
1	<i>Thymus</i> (тимьян)	0,12	H	8	<i>Aster alpinus</i> (альпийск. астра)	0,55	0,06
2	<i>Rumex</i> (шавель)	0,16	H	9	<i>Vicia</i> (вика)	0,78	0,07
3	<i>Quercus</i> (дуб)	0,22	H	10	<i>Matricaria</i> (ромашка)	0,85	0,06
4.	<i>Narcissus</i> (нарцисс)	0,29	0,04	11	<i>Urtica</i> (крапива)	0,85	0,02
5	<i>Lotus</i> (лядвенец)	0,43	0,12	12	<i>Tussilago</i> (мать и мачеха)		
6	<i>Dianthus</i> (гвоздика)	0,43	0,15	13	<i>Glaucium</i> (глауциум)	1,75	0,03
7	<i>Verbascum</i> (коровяк)	0,44	0,04	14	<i>Umbelliferae</i> (сем. зонтич.)	1,90	0,06
				15	<i>Plantago</i> (подорожник)	2,47	0,42
						3,51	0,07

вания вытяжек в фильтрате определены молибден и рений. Данные свидетельствуют о том, что молибден и рений содержатся в соке растений.

Как видно из приведенных данных, водные вытяжки из растений показали полное отсутствие рения и лишь некоторые из растений: тимьян, лядвенец, сем. зонтичных и др., содержат молибден. В водной вытяжке из тимьяна, содержащего в своем соке 0,12 мг/л молибдена, содержится его уже 2,70 мг/л; в лядвенце содержание молибдена и рения в соке растения и в водной вытяжке равно. Чем можно объяснить это явление? Предполагаем, что молибден, возможно, накапливается в вакуолях клеток растения, благодаря чему он легко переходит в сок, а у Тимьяна молибден накапливается, по-видимому в клетчатке.

Изучение химического состава сока растений и влияния на него всех внешних обстоятельств нами продолжается. В результате всестороннего исследования станет ясным, насколько проведение подобных работ может быть полезным при геохимических поисках медно-молибденовых месторождений.

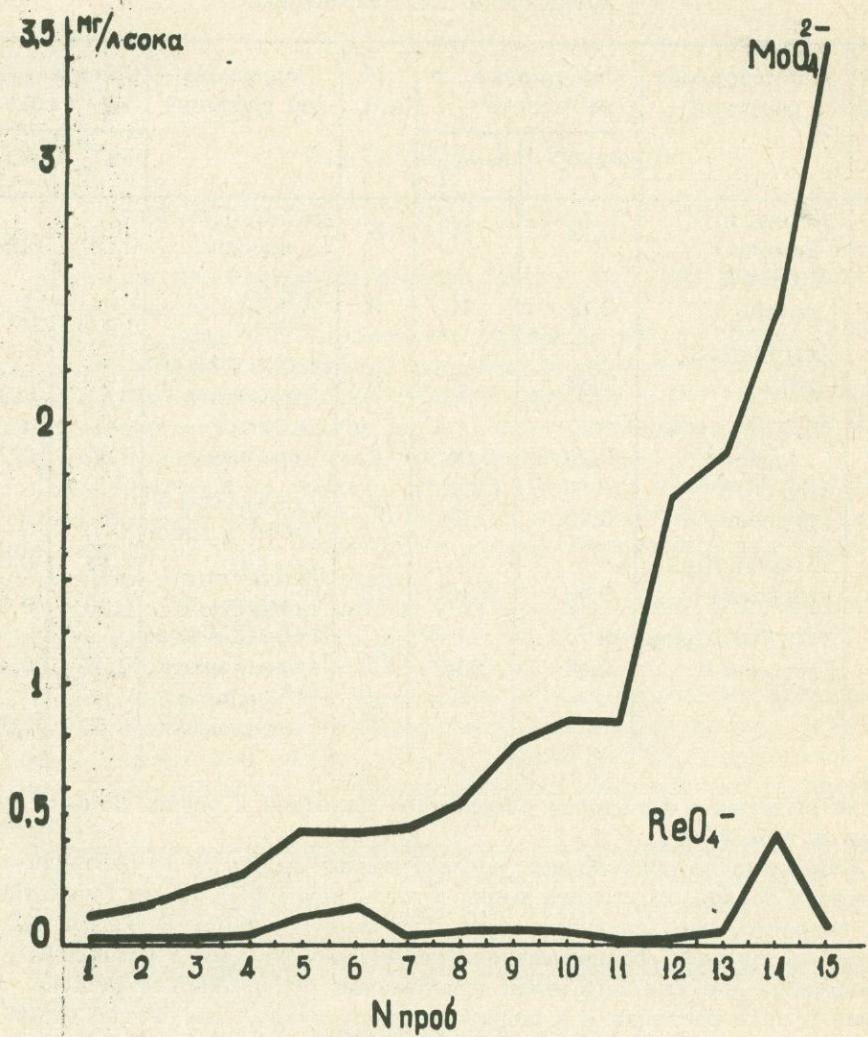


Рис. 1. Содержание молибдена и рения в соке растений.

Таблица 2

Содержание Молибдена в водных вытяжках из растений, отобранных на территории Анкаванского медно-молибденового месторождения

№ проб	Наименование растений	Содержание в мг/л сока		№ проб	Наименование растений	Содержание в мг/л сока	
		MoO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	ReO <sub>4</sub> <sup>-</sup>			MoO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	ReO <sub>4</sub> <sup>-</sup>
1	<i>Thymus</i> (тимьян)	2,70	H	8	<i>Aster alpinus</i> (альпийская астра)	H	H
2	<i>Rumex</i> (шавель)	H	H	9	<i>Vicia</i> (вика)	H	H
3	<i>Quercus</i> (дуб)	H	H	10	<i>Matricaria</i> (ромашка)	H	H
4	<i>Narcissus</i> (нарцисс)	H	H	11	<i>Urtica</i> (крапива)	0,04	H
5	<i>Lotus</i> (лядвенец)	0,49	H	12	<i>Tussilago</i> (мать и мачеха)	H	H
6	<i>Dianthus</i> (гвоздика)	0,09	H	13	<i>Glaucium</i> (глауциум)	0,09	H
7	<i>Verbascum</i> (коровяк)	0,03	H	14	<i>Umbelliferae</i> (сем. зонтичн.)	0,15	H
				15	<i>Plantago</i> (подорожник)	H	H

## ЛИТЕРАТУРА

рабовская Л.И. Биогеохимические методы поисков. Изд. Гос. геол. комитета СССР. М., 1965.

рабовская Л.И., Астрахан Е.Д. Биогеохимические и геоботанические исследования при поисках редкометальных месторождений. Геология месторождений редких элементов, вып. 19, М., Госгеолтехиздат, 1963.

Г.А. Карапетян, Э.Г. Малхасян  
Л.УЭЙДЖЕР – ЛАУРЕАТ ПРЕМИИ им. Л.СПЕНДИАРОВА  
1948 г.

С 1900 г. на сессиях Международного геологического Конгресса присуждается единственная премия Конгресса – премия им. Л.А. Спендиарова.

Этой высокой награды на 14 Конгрессах удостоились 15 ученых<sup>x</sup>, среди которых 3 представителя нашей Родины – А.П. Карпинский, Ф.Н. Чернышев и В.П. Батурина.

На XIV сессии Международного геологического Конгресса, состоявшейся в Лондоне в 1948 г., как пишет С.Т. Тигранян (1970), лауреатом этого Конгресса стал Л.Р. Уэйджер (1904–1965).

Лоренс Рикард Уэйджер родился 5 февраля 1904 г. в г. Батли (Англия). Интерес к геологии пробудился в нем уже с 10-летнего возраста, еще юношей он удостаивается степендии Пемброкского Колледжа (Кембридж), где сдавал экзамен для получения степени бакалавра по естественным наукам, в 1926 г. ему присуждается звание "Первого в геологии". В последующие годы Л.Уэйджер возглавляет "Гольдсмитскую" студенческую исследовательскую компанию и первым начинает работу над проблемами метасоматизма в Вин Силе, а затем и тектоники "Большой известняковой скалы" Гринвекского нагорья в Западной Йоркшире. В течение Кембриджского периода Л.Уэйджер проводит исследования также в Северном Уэльсе, Шотландии и Альпах. После завершения своих исследований в Кембридже Л.Уэйджер назначается лектором по минералогии и петрологии. Он является участником: Британской арктической воздушной экспедиции (1930–1931 гг.), Восточно-гренландской экспедиции (1932), восхождения на Эверест (1933 г.), Британской восточно-гренландской экспедиции (1935–1936 гг.), которые были прерваны началом Второй мировой войны.

В 1939 г. Л.Уэйджер призываются в BBC Великобритании и в составе Армии союзников в Соединенном Королевстве, на Ближнем Востоке, Арктике, в Советском Союзе.

В 1944 г. Л.Уэйджер освобождается из BBC и занимает должность зав. кафедрой геологии Дургамского университета, который до этого руководил такой выдающийся геолог, как Артур Холмс.

<sup>x</sup> Первую премию им. Л.А. Спендиарова присудили в 1900 г. на Парижском Конгрессе А.П. Карпинскому, однако ввиду того, что он отказался от денежной части премии, оставил ее в распоряжении Конгресса, последняя была присуждена португальскому геологу П.Шаффа.

В Дургаме он обобщает свою гренландскую работу, в частности, исследования по геохимии радиоактивных элементов в горных породах и минералах, а затем переезжает в Оксфорд.

В течение нескольких лет он превращает Оксфордскую лабораторию в один из ведущих центров по изучению петрологии и геохимии, на базе которой в дальнейшем организует первую в Британии группу, занимающуюся радиометрическим определением возраста горных пород.

Л. Уэйджер — соискатель Лильского фонда (1939 г.), обладатель Биг-байской (1945 г.) и Лильской (1962 г.) медалей.

С 1946 г. он член Королевского Общества, а в 1951—1953 г.г. являлся его вице-президентом. В 1960—1963 г.г. был президентом Британского Минералогического общества.

Работы Л. Уэйджа по Антарктике как геолога-полярника были отмечены Полярной медалью (1933 г.) и медалью Королевского географического Общества (1936 г.), а в 1948 г. за работы по Гренландии на ХУШ Международном геологическом Конгрессе ему присуждается премия им. Л.А. Спендиарова.

#### ЛИТЕРАТУРА

Тигранян С.Т. Премия имени Л.А. Спендиарова. В кн. "История геологии". Изд. АН Арм. ССР, 1970.

W a g e r L a u r e n c e R i c k a r d . Bio-graphical Memoirs of Fellows of The Royal Society. V 13, 1967.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Ш.О. Амирян Место золоторудного оруденения в ряду рудных формаций Армянской ССР .....	5
Г.А. Тунян К условиям формирования Тей-Личквазского золоторудного оруденения .....	13
К.М. Мурадян Взаимосвязь металлогении и метасоматизма с вулкано-тектоническими структурами .....	22
С.Б. Абовян Классификация ультрабазитов Армянской ССР и их номенклатура при детальном расчленении .....	30
Г.А. Казарян Новые данные о нижнеэоценовом вулканизме Армянской ССР .....	38
К.Г. Ширинян, Л.Б. Нагапетян О некоторых геолого-петрологических аспектах новейшего базальтового вулканизма Армении .....	44
Э.Г. Малхасян, Ю.А. Лейе, Л.В. Оганесян Геология и петро-графия базальтов вулкана Халадж .....	58
К.И. Карапетян, Л.Б. Саруханян Об акцессорных минералах трахиандезитовой формации Гегамского нагорья .....	69
Э.Г. Малхасян Положение и значение габбро-диабазов и ми-кродиоритов в геологии Кафанского антиклинория .....	81
Р.Л. Мелконян Особенности распределения и состава акцес-сорных минералов геосинклинальных интрузивных ком-плексов Алавердского рудного района .....	93
Г.П. Багдасарян Некоторые петролого-геохронологические дан-ные по щелочному массиву Дитрэу и пород Банатских гор	103
Р.Н. Зарьян Закономерности распределения элементов группы железа на Кафанском месторождении .....	112
Л.Б. Саруханян Муассанит в сульфидных рудах междуречья Дебед-Агстев (Армянская ССР) .....	120
И.Х. Петросов, П.П. Цамерян Глинистые и сопутствующие минералы в составе вторичных кварцитов Туманянского месторождения Армянской ССР .....	125
Р.А. Мандалян Литологический очерк вулканогенно-обломоч-ной формации верхней юры-среднего валанжина Кафан-ского антиклинория .....	133
Э.А. Кюрегян, К.А. Ращаджян Молибден и рений в соке рас-тений .....	144
Г.А. Карапетян, Э.Г. Малхасян Л.Уэйджер - лауреат премии им. Л. Спендиарова 1948г. ....	148

УДК - 553. 3/4

Место золоторудного оруднения в ряду рудных формаций Армянской ССР. Ш.О. Амирян "Магматизм и оруднение Армянской ССР", 1974, стр. 5 - 12.

Промышленные месторождения золота Армянской ССР представлены золото-сульфидно-теллуровой, золото-сульфидной, золото-шебелитовой и золото-свинцово-сурьмяной формациями, которые в структурно-металлогенических зонах, рудных районах и полях составляют генетические ряды с другими формациями, в одном случае с медно-серноколчеданной, полиметаллической, ртутной, сурьмяной и реальгар-аурилигментовой (Севано-Амасийская зона), а в другом - желзорудной, меднорудной, медно-молибденовой, полиметаллической, сурьмяной, реальгар-аурилигментовой и редкометальной (Памбак-Зангезурская зона).

Золоторудные формации являются средними членами рядов и переходными ассоциациями минералов, элементов, и своими геохимическими особенностями связываются как с ранними, так и поздними членами ряда.

УДК - 553. 3/4

К условиям формирования Тей-Личквазского золоторудного оруднения. Г.А. Тунян "Магматизм и оруднение Армянской ССР", 1974, стр. 13 - 21

Рассматриваются вопросы геологического строения Тей-Личквазского месторождения, структурная характеристика, минеральные ассоциации руд и их взаимоотношения. Указывается, что месторождение приурочено к месту резкого изменения простирания Дебаклинского разлома и такие участки со сходной структурной позицией могут быть перспективными в отношении золотосульфидной минерализации.

В составе руд выделяются несколько промышленных минеральных ассоциаций: кварц-пирит-халькопиритовой, золото-полиметаллический и кварц-арсено-пиритовый. На месторождении установлено также наличие кварц-молибденитовых, кварцевых, кварц-пиритовых и кварц-карбонатных ассоциаций минералов, из которых кварц-молибденитовая принадлежит к более раннему этапу гидротермального рудообразования, а золото-полиметаллическая - к позднему этапу единого рудного процесса.

УДК - 553

Взаимосвязь металлогенеза и метасоматизма с вулкано-тектоническими структурами. К.М. Мурадян "Магматизм и оруднение", 1974, стр. 22 - 29

В статье на примере отдельных рудных полей Шамшадинских и Базумских рудных районов северной части Армянской ССР выдвигается изучение металлогенической особенности локально-синвулканической структуры очагового типа (т.е. жерловой) с метасоматическими колонками, трассирующими крупными региональными вулкано-тектони-

ческими зонами разломов, являющимися своеобразным структурно-морфогенетическим поисковым критерием для обнаружения слепых рудных тел.

УДК 552.22

Классификация ультрабазитов Армянской ССР и их номенклатура при детальном расчленении. С.Б. Абоян "Магматизм и оруденение Армянской ССР", 1974, стр. 30-37.

На основании первичного минерального состава приводится классификация и номенклатура ультрабазитов Армянской ССР, необходимая при их детальном расчленении. При этом учитывается также степень изменения пород. Даются точки зрения различных авторов по указанному вопросу. Предлагаемая классификация и номенклатура может быть применена также и для расчленения ультрабазитов других регионов.

УДК - 522

Новые данные о нижнеэоценовом вулканизме Армянской ССР. Г.А. Казарян. "Магматизм и оруденение Армянской ССР", 1974, стр. 38-43.

Впервые выявленных нижнеэоценовых отложениях южной части бассейна оз. Севан установлено наличие вулканических образований. Возраст вулканических образований доказывается наличием нуммулитовой фауны как в подстилающих их породах (нижний эоцен), так и в перекрывающих песчаниках (низы среднего эоцена).

Мощность вулканических образований, датируемых как нижний эоцен, составляет около 1000 м из коих суммарная мощность лавовых потоков, представленных базальтами, около 400 м.

Нижнеэоценовый вулканический цикл бассейна оз. Севан имеет неполный характер, т.к. в нем отсутствуют породы среднего и кислого состава.

УДК 551.21

О некоторых геолого-петрологических аспектах новейшего базальтового вулканизма Армении. К.Г. Ширинян, Л.Б. Нагапетян. "Магматизм и оруденение Армянской ССР", 1974, стр. 44-57.

Верхнеплиоценовый базальтовый вулканизм приурочен к двум самостоятельным зонам вулканизма - Западной и Восточной, представляющим два крупных мегаблоков.

Для Западной зоны устанавливаются эфузивные трещинные извержения, связанные со сквозькоровыми разломами. Предполагается связь извержений с крупными очагами верхней мантии. Характерны платообразующие покровы, достигающие больших мощностей.

В Восточной зоне характерны центральные многовыходные эфузивно-эксплозивные извержения, связанные с моногенными кратерными или бескратерными вулканами небольших размеров. Предполагается

связь центров активности со вторичными - периферическими очагами. Продукты извержений слагают небольшие потоки, маломощные покровы и аккумулятивные шлаковые конусы.

Западная зона характеризуется щелочными оливиновыми базальтами тихоокеанского (известково-щелочного) ряда. Восточная зона представлена щелочными оливиновыми и роговообманковыми базальтами атлантического (натриевого) ряда.

В статье рассмотрены петрохимические особенности базальтовых лав каждой очаговой зоны, изложены некоторые соображения о глубине формирования очагов базальтовой магмы в Армении.

УДК - 552

Геология и петрография базальтов вулкана Халадж. Э.Г. Малхасян, Ю.А. Лейе, Л.В. Оганесян. Магматизм и оруденение в Армянской ССР, 1974, стр. 58-68.

Дается подробное описание в литературе о еще мало изученных лавах вулкана Халадж в южной Армении. Описывается геологическое положение отдельных лавовых толщ.

УДК 552.124.3

Об акцессорных минералах трахиандезитовой формации Гегамского нагорья. К.И. Карапетян, Л.Б. Саруханян. "Магматизм и оруденение Армянской ССР, 1974, стр. 69-80.

В статье дается характеристика акцессорных минералов среднеплиоценовой трахиандезитовой формации Гегамского нагорья, состоящей из трахиандезитов, трахилипаритов и трахитов. Было обнаружено и описано свыше 30 акцессориев, которые по происхождению являются собственно магматическими, поствулканическими и kontaktовыми. Изучение акцессорных минералов показало, что магма отличалась богатством летучих компонентов и вступала во взаимодействие с карбонатными породами. Выделение собственно магматических минералов (титаномагнетит, ильменит, апатит, циркон, рутил) происходила в интрапеллурическую стадию кристаллизации пород.

УДК - 552

Положение и значение габбро-диабазов и микродиоритов в геологии Кафансского антиклиниория. Э.Г. Малхасян. "Магматизм и оруденение Армянской ССР", 1974, стр. 81-92.

Возраст развитых в Кафанском рудном поле габбро-диабазовых пород автором определяется как меловой. Существенное значение эти породы имеют в вопросе рудообразования. Габбро-диабазовые тела явно являются пострудными, в процессе формирования месторождения не участвуют.

УДК - 522.124.3

Особенности распределения и состава акцессорных минералов геосинклинальных интрузивных комплексов Алавердского рудного района  
Р.Л. Мелконян "Магматизм и оруденение Армянской ССР, 1974, стр.  
93-102

В статье рассмотрены особенности распределения и состава акцессорных минералов в разновозрастных разноинформационных интрузивных комплексах Алавердского рудного района. Выявлено присутствие 45 акцессорных минералов, выделившихся в широком временном и температурном интервале, начиная от магматической стадии, кончая автогидротермальной. На основании особенностей видового количественного и вещественного состава акцессорных минералов показана реальность процессов местного и глубинного гибридизма, сделан вывод о базальтоидном составе исходной магмы, ассимилировавшей породы субстрата и генетической связи медноколчеданного оруденения с глубинными источниками базальтоидной магмы.

УДК - 552

Некоторые петролого-геохронологические данные по щелочному массиву Дитрэу и пород Банатских гор, Г.П. Багдасарян. Магматизм и оруденение Армянской ССР, 1974, стр. 103-111

В работе в кратце приводятся геолого-петрологические представления по щелочному комплексу Дитрэу и отчасти Банатских гор, основанные на данных их исследователей и маршрутных наблюдений выполненных автором во время научной командировки в Румынию.

Особое внимание обращено радиогеохронологическому изучению главных типов пород слагающих сложный щелочной комплекс Дитрэу и отдельных пород Банатского массива. Эти исследования проливают новый свет на историю формирования и возраст массива Дитрэу, а также на возраст некоторых магматических и метаморфических образований Банатских гор.

УДК - 553

Закономерности распределения элементов группы железа на Кафанском месторождении, Р.Н. Зарян. "Магматизм и оруденение Армянской ССР", 1974, стр. 112-119

Рассматриваются геохимические особенности поведения элементов группы железа (титана, марганца, хрома, никели, кобальта и др.) в рудах и минералах по стадиям минерализации Кафансского медно-полиметаллического месторождения. Приводятся закономерности распределения элементов группы железа в зависимости от состава рудоносных растворов. В рудах месторождения поведение титана, марганца, хрома, никеля и кобальта контролируется поведением железа.

Содержание указанных элементов убывает от наиболее высокотемпературных стадий минерализации к низкотемпературным.

УДК - 549

Муассанит в сульфидных рудах междуречья Дебед-Агстев ( Армянская ССР ) Л.Б. Саруханян, "Магматизм и оруденение Армянской ССР", 1974, стр. 120-124

Муассанит, впервые обнаруженный в гидротермально измененных гранодиоритах Техутского медно-молибденового месторождения, кварцевых диоритах Аксибаринского медно-колчеданного и порфирийтах Сарнахпюрского колчедан-полиметаллического рудопоявлений, по данным рентгенометрических анализов относится ко II структурному типу.

Наибольшее количество знаков муассанита установлено в тектонически раздробленных зонах вышеотмеченных рудопоявлений. Образование магмы, по всей вероятности, связано с взаимодействием расплавленной магмы с обогащенными углеродистыми образованиями глинистыми породами.

УДК - 553.12

Глинистые и сопутствующие минералы в составе вторичных кварцитов Туманянского месторождения Армянской ССР. И.Х.Петросов, П.П.Цамерян "Магматизм и оруденение Армянской ССР", 1974, стр. 125-132.

Впервые на современном уровне исследован минеральный состав вторичных кварцитов Туманянского месторождения, разрабатывающихся для производства оgneупорных изделий. Особое внимание уделено глинистым минералам.

Выделены четыре генетические группы минералов: магматогенные ( плагиоклазы, кварц первичный, вулканическое стекло, авгит, гиперстен, апатит, циркон и др. ), гидротермально-метасоматические ( хлорит, серицит, пирофиллит, каолинит, диккит, монтмориллонит, неупорядоченный смешанно-слойный монтмориллонит-пирофиллит ), собственно гидротермальные ( гипс, целестин, пирит и др. ) и гипергенные ( гидроокислы железа, малахит, каолинит ).

УДК 552. 31

Литологический очерк вулканогенно-обломочной формации верхней юры - среднего валанжина Кафанского антиклинория, Р.А. Мандалян "Магматизм и оруденение Армянской ССР", 1974, стр. 133-143.

Статья посвящена вопросам петрографии, минералогии и условий образования осадочных и вулканогенно-осадочных образований вулканогенно-обломочной формации верхней юры-среднего валанжина Кафанского антиклинория. Вместе с этим рассматриваются вопросы формационной принадлежности и некоторой специфики вулканогенно-осадочного пордообразования проводится сравнение с одновозрастной вулканогенно-карбонатной формацией северной части Армянской ССР.

550,76

Молибден и рений в соке растений Э.А.Кюрегян, К.А.Рашмаджян  
"Магматизм и оруденение Армянской ССР, 1974, стр. 144-147"

В статье приводятся данные по обнаружению молибдена и рения в соке растений, произрастающих на медно-молибденовом месторождении, причем количество этих элементов превышает их обычный кларк. Это растения-концентраторы, которые смогут сыграть свою роль в комплексе поисковых геохимических методов.

УДК - 55 (091)

Л. Уэйджер - лауреат премии им. Л. Спендиарова 1948 г. Г.А. Карапетян, Э.Г. Малхасян, "Магматизм и оруденение Армянской ССР, 1974, стр. 148-149.

Приводятся краткие биографические данные о лауреате премии им. Л. Спендиарова - Л. Уэйджере.

Печатается по решению ученого совета  
Института геологических наук  
Академии наук Армянской ССР

Редактор издательства Ж.Б. Налчаджян  
Художник Г.Н. Горцакалян  
Технический редактор Р.Х. Геворкян

Книга издана офсетным способом

ВФ 03350 Изд. 4087 Заказ 429 Тираж 550  
Сдано в производство 11.6.1974 года.  
Подписано к печати 28.5.1974 г., печ. л. 9,75 + 2 вкл.,  
 усл. печ. л. 14,0, изд. 12,33 л., бумага № 1  
 70x108 1/16. Цена 1 руб. 28 коп.

Типография Издательства АН Армянской ССР  
г. Эчмиадзин

115  
Jan. 6