



АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

№ 4713-82 Дем.

УДК 553.062:551.76 (479.25)

Р.А. ХОРЕНЯН

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЦАХКУНЯЦКОГО ХРЕБТА

4011



Ереван - 1982

## В В Е Д Е Н И Е

Настоящая работа посвящена петрографии, минералогии, геохимии и петрологии мезозойских магматических образований Цахкуняцкого антиклинория Анкавано-Зангезурской тектоно-магматической зоны Армении, к которой приурочены крупные месторождения меди, молибдена, золота, железа и др.

Цель ее проведения заключалась в выяснении геолого-тектонической позиции вулканогенной апаранской толщи, установлении особенностей строения и условий ее формирования, а также внедренного в нее Гехаротского массива, выявлении особенностей вещественного состава мезозойских магматических образований.

Регионально-геологические исследования зоны были проведены К.Н.Паффенгольцем, В.П.Ренгартеном, А.Т.Асланяном, А.А.Габриеляном, О.А.Саркисяном, П.Л.Епремьяном, А.Р.Арутюняном. Вопросы магматизма, а также петрографические описания в той или иной степени детальности рассмотрены в работах В.Н.Котляра, Г.П.Багдасаряна, С.И.Баласаняна, Б.М.Меликсетяна.

Предлагаемая работа является итогом полевых исследований автора за 1971-1974 гг. Каменная обработка материала проводилась в Институте геологических наук АН Армянской ССР. Аналитические работы выполнены в ИГН, ИМГРЭ и ВИМС (силикатные анализы пород и минералов, приближенно-количественные спектральные определения элементов в породах и минералах, определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, рентгенометрический анализ минералов, пламенно-фотометрические определения лития, рубидия, цезия в породах, количественно-спектральные определения элементов группы железа, рентгенографические определения минералов в инфракрасной спектроскопии, определения показателей преломления минералов).

Проведенные нами комплексные исследования, сопровождавшиеся составлением геолого-петрографической карты М 1:50000, позволили восстановить историю тектоно-магматического развития рассматриваемой зоны, выяснить вопросы формационной принадлежности изученных магматических образований, их петрогенезиса и возможной рудоносности.

При выполнении работы автор пользовался ценными советами и содействием академика АН Армянской ССР И.Г.Магакяна и члена-корреспондента АН Армянской ССР А.Т.Асланяна. Большую помощь оказали консультации и ценные замечания докторов геолого-минералогических наук М.А.Фаворской и О.А.Саркисяна.

## Глава I

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

#### I. Геологическое строение зоны сочленения Цахкуняцкого антиклинория и Севано-Ширакского синклинория

Цахкуняцкий антиклинорий и Севано-Ширакский синклинорий входят в состав Малокавказского мегантиклинория, являющегося частью Анатолийско-Иранско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайской складчатой области. Эти структуры резко отличаются друг от друга стратиграфическим разрезом, планом тектонических деформаций, характером магматизма и историей тектонического развития.

Цахкуняцкое горст-антиклинорное поднятие представляет собою выступ байкальского фундамента, вытянутого в северо-западном направлении, которое ограничено с трех сторон глубинными разломами, а в северо-западном направлении погружается под мезокайнозойские отложения (Габриелян, 1974). В сводовой части антиклинорий сложен породами байкальского метаморфического комплекса с преобладающим меридиональным планом складчатости, в составе которого разными авторами выделяется от двух до шести свит (Котляр, 1939, 1958; Аракелян, 1954, 1957, 1964; Асланян, 1958; Назарян, 1964; Агамалян, 1969).

Породы метаморфического комплекса на крыльях Цахкуняцкого антиклинория перекрываются вулканогенными образованиями верхней юры - нижнего мела, осадочными отложениями верхнего мела и эоценовыми вулканитами, пликативные структуры которых отличаются от структур байкальского комплекса более слабой дислоцированностью пород и северо-западным планом складчатости.

Севано-Ширакский синклинорий, примыкающий к Цахкуняцкому горст-антиклинорию с севера, характеризуется сложным геологическим строением и широким развитием вулканических и вулканогенно-осадочных образований палеогена. Детальные стратиграфические исследования в пределах синклинория проведены О.А.Сар-

кисяном (1972). Работы указанного автора, а также К.А.Мкртчяна (1959), Р.Т.Джрбашяна (1964) и А.Р.Арутюняна (1964) имели большое значение для познания геологического строения и тектонической структуры области.

В стратиграфическом разрезе синклинория отсутствуют средне- и верхнепалеозойские, а также нижнемезозойские отложения. Образования палеогена мощностью 4 - 5 км представлены породами различных фаций, среди которых преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. В ядрах антиклинальных структур выступают карбонатные и вулканогенно-осадочные породы мела. Общий план пространственного расположения пликативных структур северо-западный, дугообразный, что характерно для структурного плана Малого Кавказа в целом.

Заложение Севано-Ширакского синклинория происходило в поздней юре - нижнем мелу и сопровождалось инверсией Сомхето-Кафанской зоны, расположенной к северо-востоку от нее. Граница между отмеченными зонами, согласно О.А.Саркисяну, проходит по Мурхуз-Лалварскому разлому. Зона Севано-Ширакского синклинория отличается высокой сейсмичностью и мощным развитием четвертичного вулканизма. По характеру гравитационного поля она относится к зоне центрального относительного минимума силы тяжести, характеризующегося относительно большой мощностью земной коры порядка 5255 км (Оганесян, Балавадзэ и др., 1966).

Зона сочленения Цахкуняцкого антиклинория и Севано-Ширакского синклинория приурочена к Анкаванскому глубинному разлому древнего заложения, который является северо-западным продолжением крупного Анкавано-Сюникского разлома и характеризуется широким развитием альпийского магматизма и связанной с ним эндогенной минерализацией. По данным гравитационных исследований, эта зона соответствует горизонтальному градиенту силы тяжести (Аджимамудов, 1957; Оганесян, 1958; Татевосян, 1966; Сироткина и др., 1970).

Анкаванский глубинный разлом прослеживается в северо-западном (общекавказском) направлении по всей территории Армении и является частью крупного регионального разлома, по которому Понтийско-Малокавказская складчатая система отделяется от Центрально-Иранского срединного массива (О.А.Саркисян, 1972). В пределах Армянской ССР эта разломная зона достигает ширины

10 - 15 км. Разлом хорошо выражен и прослеживается развитием вдоль него полосы смятых, раздробленных измененных пород и метаморфических сланцев. К зоне разлома приурочены разновозрастные интрузивы, центры вулканических извержений, минеральные источники, рудные месторождения и эпицентры землетрясений.

Анкаванский разлом пересекается поперечными нарушениями: Спитак - Привольное - Поладаурским, Тежсар - Шамлугским, Уляшкским, Дилижанским и др. (Волчанская и др., 1971). Узлы пересечения последних с Анкаванским глубинным разломом характеризуются интенсивным проявлением эффузивного и интрузивного магматизма. В частности, к ним приурочены предверхнеюрские плагиограниты (Адамадзорский, Чигнахский, Лусагюхский массивы), меловые тоналиты (Анкаванский, Такарлинский, Гехаротский массивы), олигоценовые щелочные массивы (Тежсарский и др.); к этим же узлам приурочены месторождения медно-молибденовых руд (Анкаван), железа (Раздан) и многочисленные проявления цветных металлов. С магматической активизацией исследуемой зоны связано формирование выделенных нами базальт-андезитовой, тоналитовой и габбро-диоритовой (малые интрузии) мезозойских магматических формаций, являющихся непосредственным объектом наших исследований. Некоторые формации исследуемой зоны: среднеюрская - плагиогранитовая, неокомская - тоналитовая, выделенная нами верхнемеловая формация малых интрузий габбро-диоритов, являются аналогами соответствующих формаций Сомхето-Карабахского антиклинория (Мелконян, 1970; Мелконян, Плошко, 1973).

Зона Спитак - Привольное - Поладаурского поперечного разлома хорошо выражена к югу от гор. Спитак тектоническими долинами рек Спитак и Касах, ограничивающими с запада наиболее приподнятую часть Памбакского хребта (Волчанская и др. 1971).

Геологически в районе Спитакского перевала эта зона четко выражена сбросом с амплитудой около 500 - 600 м, в результате которого приведены в тектонический контакт известняки верхнего мела и вулканогенно-обломочная толща эоцена. К линии разлома приурочены разновозрастные магматические образования: верхнеюрско-нижнемеловая апаранская вулканогенная толща, Гехаротский тоналитовый массив, верхнемеловые малые интрузии габбро-диоритов, эоценовые экструзии липаритов, дацитов,

диоритовых порфиритов, Чернореченский тоналитовый интрузив, верхний эоцен-олигоценые экструзии липаритов, трахилипаритов (гор. Степанаван) и др. На территории Грузинской ССР, на северном продолжении разломной зоны, к ней приурочены меловые экструзии липаритов и дацитов. Геофизически указанная зона разлома фиксируется цепочкой эпицентров землетрясений, а на южном продолжении - значительными аномалиями силы тяжести (Пирузян, 1969).

По данным А.Р. Арутюняна, исследуемая зона сочленения Цахкуняцкого антиклинория и Севано-Ширакского синклинория является юго-западным бортом палеогенового прогиба, наложенного на мезозойский, с унаследованным характером отмеченного борта. Последний приурочен к верхнему колену глубокого флексурного перегиба, возникшего в результате быстрого накопления осадков большой мощности.

Исследуемая территория с запада ограничивается Джавахетским поперечным нарушением, заложение которого относится к раннемеловому времени (Волчанская и др., 1971; Саркисян, 1972), когда он разграничивал область развития осадконакопления неокома и альба с запада. В коньяк-сантснское время к западу от него развивалась интенсивная вулканическая деятельность, а к востоку, в западной части Базумского хребта - накопились морские терригенно-карбонатные отложения. Активизация разлома в неотектоническом этапе развития сопровождается мощными излияниями лав основного и среднего состава.

Исходя из анализа распределения фаций и мощностей вулканогенно-осадочных пород, характера колебательных движений, времени и места активизации тектонических нарушений, данных геофизических исследований, Севано-Ширакский синклинорий и зона его сочленения с Цахкуняцким антиклинорием обнаруживают неоднородное "мозаичное" строение, обусловленное глыбово-блоковым строением доальпийского фундамента (Фаворская и др., 1971; Джрбашян и др., 1968; Арутюнян, 1964; Епрмян, 1967; Мкртчян, 1959; Меликсетян, 1975; Мидян, 1971).

Зона сочленения, проходя вдоль Анкаванского разлома, поперечными разломами делится на локальные блоки: Спитакский, Апаранский, Цахкуняцкий, Памбакский, характеризующиеся высокой тектономагматической активностью в мел-палеогеновое время.

## 2. История геологического развития зоны сочленения Цахкуняцкого антиклинория и Севано-Ширакского синклинория

В истории геотектонического развития Антикавказа выделяются три крупных этапа: байкальский (Р<sub>e</sub> - e), герцинский (D - T) и альпийский (J-Q) (Габриелян, 1974).

Байкальский комплекс сложен интенсивно дислоцированными перемятыми метаморфическими сланцами и метавулканитами, пронизанными интрузиями ультрабазитов и гранитов. Во время формирования исходных осадков метаморфических сланцев имело место резко дифференцированное погружение, сопровождавшееся интенсивным вулканизмом и внедрением ультраосновной магмы. В конце этапа происходили интенсивные орогенические движения с низкотемпературным региональным метаморфизмом в фации зеленых сланцев. Развитие области в целом соответствовало геосинклинальным условиям.

Байкальский и герцинский этапы развития Малого Кавказа характеризовались субплатформенным режимом. В исследованной области байкальский субстрат перекрыт альпийским складчатым комплексом (Габриелян, 1968).

В конце лейаса - начале средней юры произошло дробление основания Малокавказской системы и образовался Сомхето-Кафанский эвгеосинклинальный прогиб, в котором накопилась мощная толща эффузивных и эффузивно-осадочных пород средне-основного состава. В поздней юре геосинклинальный прогиб испытывает инверсию и поднятие, сопровождавшееся складчатостью и внедрением гранитоидных интрузий.

В течение мела в связи с новым дроблением коры имело место заложение ряда "поздних" геосинклинальных прогибов: Аджаро-Триалетского, Севано-Ширакского и Еревано-Ордубадского. При заложении Севано-Ширакского прогиба важную роль играли Севано-Базумский и Анкаванский парные глубинные разломы. По этим разломам произошел разрыв земной коры (с разрезом континентального типа) и заложение узкого эвгеосинклинального прогиба. Здесь в меловое время преобладали процессы растяжения и формировалась кора океанического типа (офиолитовая формация Малого Кавказа).

В палеогене преобладали процессы сжатия, сопровождавшие-

ся формированием андезитовой формации, внедрением гранитоидных интрузий и формированием коры континентального типа.

Южнее Севано-Ширакского прогиба был расположен жесткий Цахкуняцкий массив эпибайкальской консолидации. Возможно, на границе этих двух структурных сооружений, которая соответствует исследованной нами зоне их сочленения, в мелу существовала зона Заварицкого-Беньофа (В. Е. Хаин, 1975).

Развитие вулканического пояса вдоль зоны Анкаванского разлома связано с его тектонической и магматической активностью в верхнеюрско-меловое время.

Для решения вопроса времени заложения зоны сочленения Севано-Ширакской интрагеосинклинали и Цахкуняцкого антиклинория и ее магматической активизации большое значение имела правильная датировка возраста апаранской вулканогенной толщи, несогласно налегающей на породы метаморфического субстрата.

Коньякский век характеризовался резко дифференцированным погружением. Бурная вулканическая деятельность коньяк-нижне-сантонского времени в Закавказском прогибе распространялась на область Главного тектонического шва (Севано-Ширакский прогиб), в пределах которого в это время происходило излияние основных лав.

В исследованной зоне к верхнемеловому времени относится магматическая активность структур СВ простирания, к которым приурочены дайки, экструзивные тела основного, среднего состава. В кампан-маастрихтское время плавное равномерное погружение области сопровождалось значительным расширением морской трансгрессии и почти полным затуханием вулканической деятельности.

В конце мелового времени имели место складкообразовательные движения и интенсивное поднятие региона. С этого времени западные блоки исследуемой территории (Спитакский, Апаранский, Цахкуняцкий) не испытывали интенсивного погружения.

В позднегеосинклинальную стадию развития Малого Кавказа происходит резкое дифференцированное погружение участков более ранней консолидации, заложение новых или дальнейшее разрастание существующих прогибов. Дифференцированное прогибание области сопровождается интенсивным вулканизмом эксплозивного характера, которое сменяется излиянием андезитовых лав.

Эоценовая активизация вышеотмеченных блоков исследуемой зоны выражается в следующем: в Цахкуняцком блоке она проявляется лишь в пограничном с Севанской геосинклиналью узком блоке, ограниченном Анкавано-Сюникским и Сарикаинским разломами. Вулканогенные и вулканогенно-обломочные формации палеогена, развитые в центральной части Спитакского блока, характеризуются сокращенными мощностями, что свидетельствует о приподнятом положении блока в позднегеосинклинальную стадию развития. Предверхнеэоценовая активизация Анкаванского блока проявлена слабо и выражена внедрением небольших тел тоналитов, гранодиоритов, трондьемитов (бойдакская, Дебаклинская, Шипкаинская и др.).

Начиная с олигоцена, в результате пиринейской фазы складчатости Антикавказ вступает в орогенный подэтап развития. Магматическая активизация исследуемой зоны выражается в формировании олигоценовой и миоценовой формаций субвулканических гранитов и сопровождается интенсивным калиевым метасоматозом. В структурном отношении отмеченные образования приурочены к молодым разломам СЗ и СВ простирания. С тектоническими движениями нижнего олигоцена связано внедрение щелочных интрузий Памбакского комплекса.

Орогенный подэтап развития Антикавказа ( $Pg_2^3-N$ ) характеризуется замыканием ранее заложенных прогибов, формированием межгорных впадин, сводово-глыбовом воздымании региона, проявлением субсеквентного и финального магматизма и формированием современного рельефа.

В позднемиоцен-антропогенный период новейшей истории Малого Кавказа наряду с общим воздыманием в краевых частях устойчивых зон образуются быстро погружающиеся впадины (Куринская, Рионская, Араксинская, Ленинанканская котловина и др.). В пределах Армянской зоны широко развивается вулканизм, связанный с трещинами разного типа (Карапетян, 1964). Образуется Арагацкий вулканический массив, лавы которого частично перекрывают исследуемую зону с юго-запада.

Восстанавливая историю тектонического развития региона и магматизма, связанного с разломами общекавказского и меридионального простирания, отметим некоторые закономерности развития магматизма в зоне Анкаванского глубинного разлома. На ранних стадиях наибольшей магматической активности в верхнеюрское-

нижнемеловое, коньяк-сантонское и среднеэоценовое время, наряду с увеличением тектонической активности продольных швов, наблюдается оживление поперечных разломов. По мере ослабления тектонических напряжений основной вулканизм сменяется кислым, а на отдельных участках - щелочным.

Анализ истории развития магматизма и тектоники зоны Анкаванского разлома позволяет прийти к выводу, что сложность картины и различия в развитии магматизма обуславливаются многоэтапностью, а также неоднородностью доальпийского фундамента и различиями в истории развития отдельных блоков.

## Г л а в а П

### МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОНЫ АНКАВАНСКОГО РАЗЛОМА

Зона сочленения Севано-Ширакского синклинория и Цахкуняцкого антиклинория проходит по Анкаванскому глубинному разлому и характеризуется сложным геологическим сложением с интенсивно проявленным эффузивным, экструзивным и интрузивным магматизмом альпийского этапа развития. В пересечении Анкаванского со Спитакским меридиональным разломом широким развитием пользуются верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенные образования. К линии Анкаванского разлома приурочены нижнемеловые тоналитовые массивы (Гехаротский, Анкаванский, Агверанский). Гехаротский массив внедрен в верхнеюрско-нижнемеловую вулканогенную толщу (рис. I), Анкаванский и Агверанский - в породы метаморфического субстрата. Отмеченные массивы и вмещающие их породы прорываются в свою очередь экструзиями, дайками гипабиссального облика габбрового и диоритового составов.

#### 1. Геология вулканических образований

В выяснении геологического строения зоны сочленения Цахкуняцкого антиклинория и Севано-Ширакского синклинория большую роль сыграли детальные и региональные исследования В.Н. Котляра, К.Н. Паффенгольца, А.А. Габриеляна, А.Т. Асланяна, О.А. Саркисяна, Г.П. Багдасаряна, А.И. Назаряна, П.Л. Епремяна, К.А. Мкртчяна, А.Р. Арутюняна. Несмотря на проведенные исследования, вопрос относительно времени формирования апаранской вулканогенной толщи, широко распространенной в изученной области, остается дискуссионным.

Относительно времени формирования толщи существуют два основных представления. Согласно одному из них, она относится к верхнему докембрию - нижнему палеозою (Аракелян, 1957; Асла-

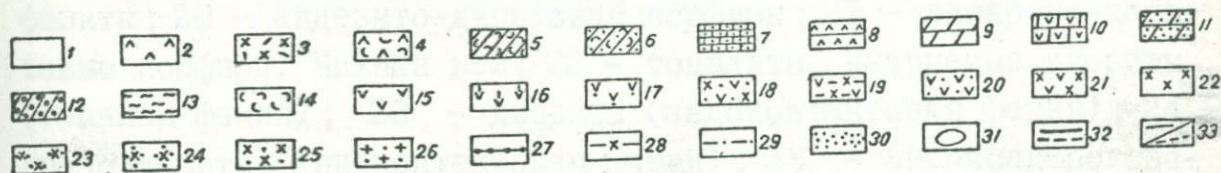
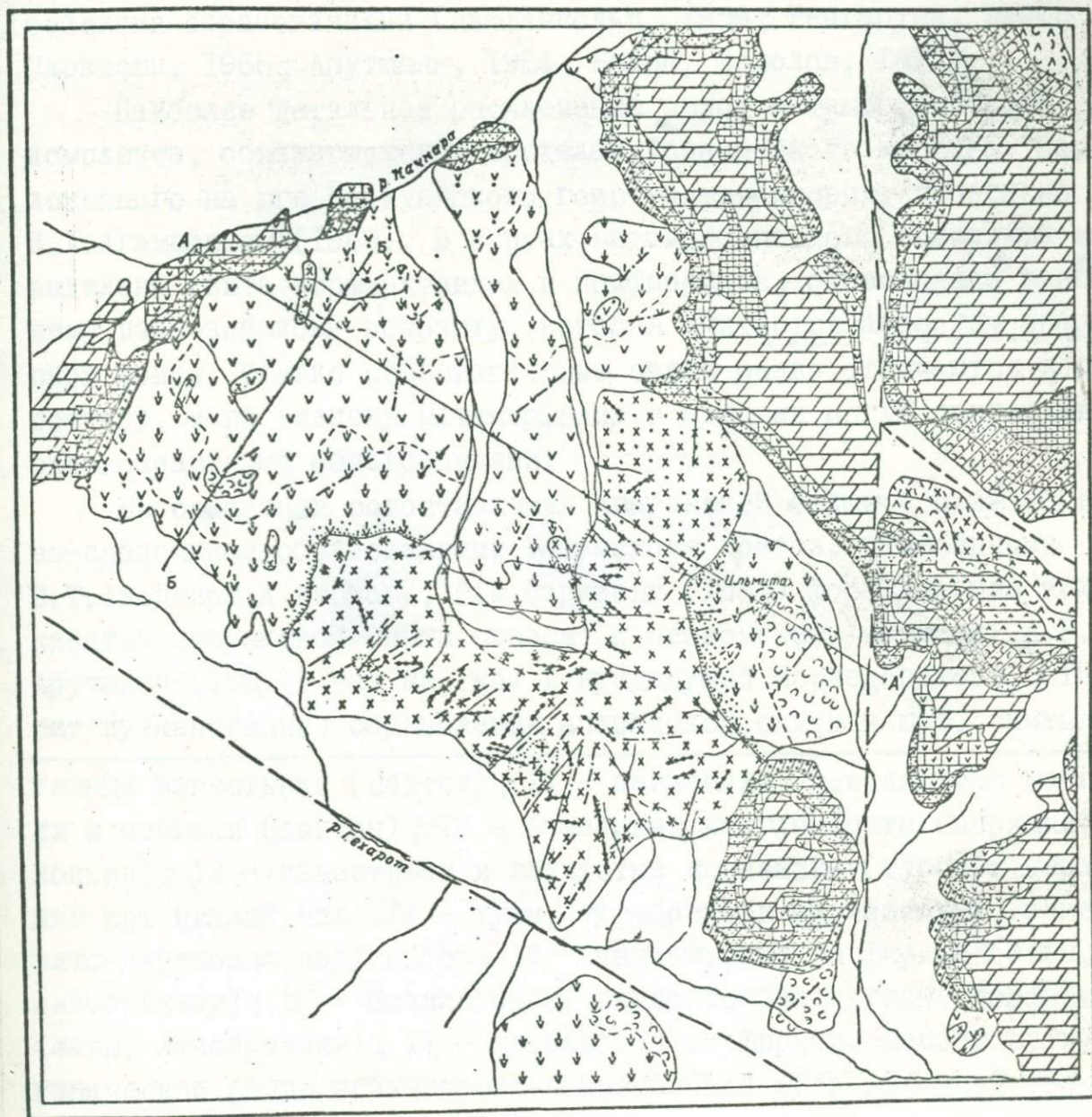


Рис. 1. 1. Наносы. Ср.эоцен; 2 - андезитовые порффиры; 3 - липарито-дациты (альбитофиры); 4 - туффиты и порффиры, преимущественно андезитовые; 5 - туффиты и туфопесчаники; 6 - песчаники и туфопесчаники. Нижний эоцен: 7 - гравелистые известняки и мелкогалечные конгломераты с нуммулитовой фауной; 8 - полосчатые андезитовые порффиры. Верхний мел: 9 - мергелистые и глинистые известняки (кампан-маастрихт); 10 - органи-

нян, 1958; Назарян, 1964; Агамалян, 1969; Багдасарян, 1966). Другие исследователи вулканиды апаранской свиты считают мезозойскими образованиями (Паффенгольц, 1959; Ренгартен, 1941; Саркисян, 1966; Арутюнян, 1964; Белов, Соколов, 1973).

Наиболее детальное расчленение пород метаморфического комплекса, обнажающихся в пределах Арзаканского массива, расположенного на юге Цахкуняцкого горст-антиклинория, проведено В.А.Агамаляном (1969). В верхах метаморфического комплекса им выделена свита порфиритоидов и порфиридов, относящаяся к нижнему палеозойскому возрасту, которая считается аналогом апаранской свиты. Однако сопоставляемые свиты резко отличаются и по составу, и по степени метаморфизма и вряд ли могут считаться одновозрастными образованиями.

На основании сопоставления апаранской толщи с вулканогенно-осадочными образованиями Базумского хребта, отнесенными В.Т.Акопяном к неокому, О.А.Саркисян (1964) формирование вулканидов апаранской свиты относит к неокомскому времени. А.Р. Арутюнян (1962), так же, как и предыдущий исследователь, относит вулканогенные образования апаранской свиты к юре, считая

---

генные известняки (сантон); II - песчаники, песчанистые мергели и мергели (сантон); I2 - базальные конгломераты (верхний коньяк); I3 - известняки и глинистые песчаники (турон). Верхняя юра-нижний мел: I4 - туфы, туфобрекчии андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов; I5 - андезитовые порфириты (лавы, лавобрекчии); I6 - базальтовые, андезито-базальтовые порфириты (лавы, лавобрекчии); I7 - диабазовые порфириты. Порцы субвулканической фации верхнеюрско-нижнемеловой вулканогенной толщи: I8 - диабазовые порфириты; I9 - андезито-базальтовые порфириты; 20 - андезито-дацитовые порфиры; 21 - липарито-дацитовые порфиры. Нижний мел: 22 - тоналиты, кварцевые диориты (главная фация); 23 - диориты (эндоконтактовая фация); 24 - гранодиориты (эндоконтактовая фация); 25 - пироксен-роговообманковые кварцевые диориты (эндоконтактовая фация); 26 - лейкократовые кварцевые диориты (фаза дополнительных интрузий); 27 - гранит-порфиры; 28 - дайки габбро-порфиритов; 29 - дайки диоритовых порфиритов; 30 - зоны контактово измененных пород; 31 - субвулканические тела; 32 - разломы первого порядка; 33 - разломы второго порядка.

их аналогами вулканитов Шамшадинского района. Формирование апаранской свиты, по мнению указанного автора, происходит в результате внедрения субвулканических тел пироксеновых порфиров в материнскую толщу, мощностью 550 - 600 м, представленную вулканогенно-осадочными образованиями. Субвулканические тела пироксеновых порфиров прорывались в свою очередь дайками кварцевых порфиров.

Позднее стратиграфическое и петрографическое изучение апаранской вулканогенной свиты среди кристаллических комплексов Мисханского массива было проведено А.А.Беловым и С.Д.Соколовым (1973), которыми отмеченная толща сопоставляется с вулканитами Севано-Акеринской и Вединской офиолитовых зон. Время формирования апаранской вулканогенной толщи относится вышеуказанными исследователями либо к раннемезозойскому периоду, либо к раннемеловому. Начало вулканизма связывается ими с образованием зон растяжения в Альпийской области и заложением прогиба с корой океанического типа.

Из всего вышеизложенного очевидно, что региональными геологическими наблюдениями разрешение вопроса возраста апаранской вулканогенной толщи связано с определенными трудностями ввиду отсутствия конкретных данных о ее нижней возрастной границе.

Для установления возраста формирования апаранской вулканогенной толщи нами проведено ее фациальное расчленение, изучение детальных стратиграфических разрезов, петрографических, минералого-геохимических и петрохимических особенностей, а также характера процессов изменений, развитых в породах толщи.

Вулканиты апаранской толщи перекрываются осадочными отложениями нижнего коньяка с базальными конгломератами в основании, среди галек которых встречаются все фациальные разновидности вулканитов апаранской толщи, особенно ее кислых дериватов, что свидетельствует об их доконьякском возрасте. Согласно данным абсолютного датирования, проведенного в лаборатории ИГи АН Армянской ССР, возраст апаранской вулканогенной толщи равен 122 млн. лет.

Особенности строения апаранской толщи выясняются при изучении разрезов в бассейне правых притоков р. Качаганиджур, по направлению от с. Памб Курдский и с. Джрашат, где ими слагаются крылья двух параллельно расположенных антиклиналей - Цилкарской и Ильмитахской. Простираание пород северо-восточное, падение на

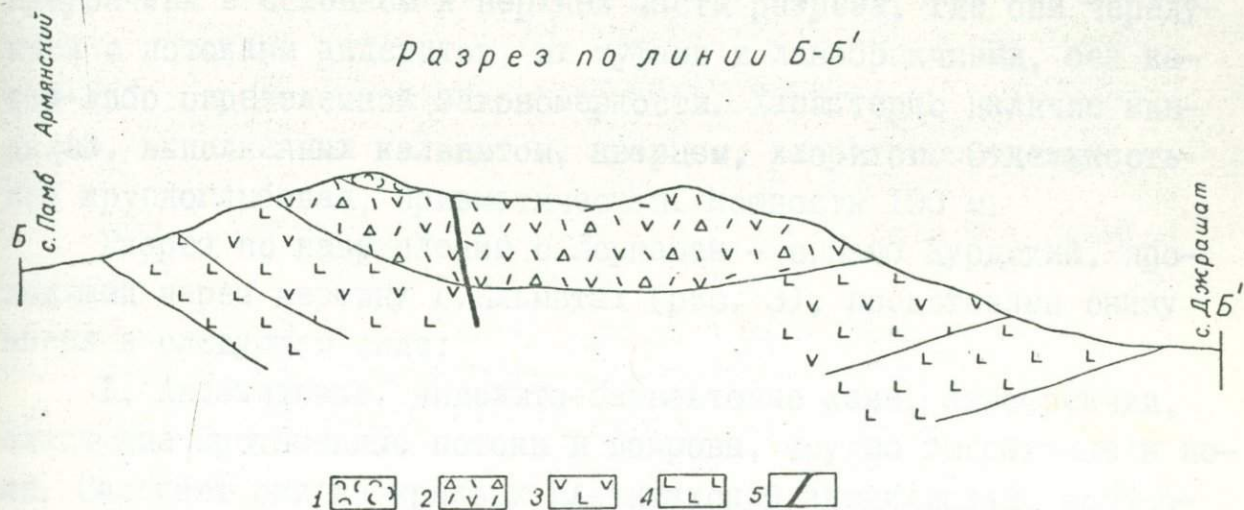


Рис. 2. Схематический разрез в направлении Памб Армянский - Джрашат: 1 - туфобрекчии андезитовых порфиритов, андезито-дацитовых порфиритов; 2 - андезитовые порфириты (лавы, лавобрекчии); 3 - андезитовые порфириты (лавы, лавобрекчии); 4 - базальтовые порфириты (лавы, лавобрекчии); 5 - дайка диорит-порфирита.

СЗ 35 - 40°. Разрез толщи, составленный в направлении Памб Армянский - Джрашат снизу вверх представлен в следующем виде (рис. 2).

1. Зеленокаменные диабазовые, базальтовые порфириты с участками диабазовых брекчий, состоящих из обломков диабазов, заключенных в лавовый цемент. Брекчии диабазов разнообразны по размеру и форме. Наиболее свежие разности представляют собой плотные, массивные породы от афировых до крупнокристаллических, с хорошо различимыми вкрапленниками плагиоклаза и цветных минералов. Характерны плитчатая и матрацевидная отдельности. Мощность 150 - 200 м.

2. Миндалекаменные андезито-базальтовые порфириты и их лавобрекчии. Миндалины заполнены мелкими зернами кварца, халцедона, хлорита. Угловатые обломки диабазового, базальтового, андезито-базальтового составов сцементированы лавой андезито-базальтового состава. Мощность 300 - 350 м.

3. Андезитовые лавы, лавобрекчии, туфобрекчии - синевато-серые породы с плитчатой отдельностью. Лавобрекчии содержат угловатые слабоокатанные обломки до 20 см в диаметре. Мощность 200 м.

4. Туфы, туфобрекчии андезитового, дацитового состава. Приурочены в основном к верхней части разреза, где они чередуются с потоками андезитов, их туфами и лавобрекчиями, без какой-либо определенной закономерности. Характерно наличие минералов, выполненных кальцитом, кварцем, хлоритом. Отдельность лав крупноглыбовая, призматическая. Мощность 100 м.

Разрез по направлению с.Лернашен - с.Памб Курдский, проходящий через вершину г.Ильмитах (рис. 3), представлен снизу вверх в следующем виде:

1. Андезитовые, андезито-базальтовые лавы, лавобрекчии, слагающие протяженные потоки и покровы, трудно выделяемые в поле. Залегают они на крыльях Ильмитахской антиклинали, восточное крыло которой сброшено. В ядро антиклинали внедрен Гехаротский массив.

2. Андезито-дацитовые порфириты, туфобрекчии - черные, серовато-черные породы, образуют чередующуюся серию пород.

Разрез по линии А-А'

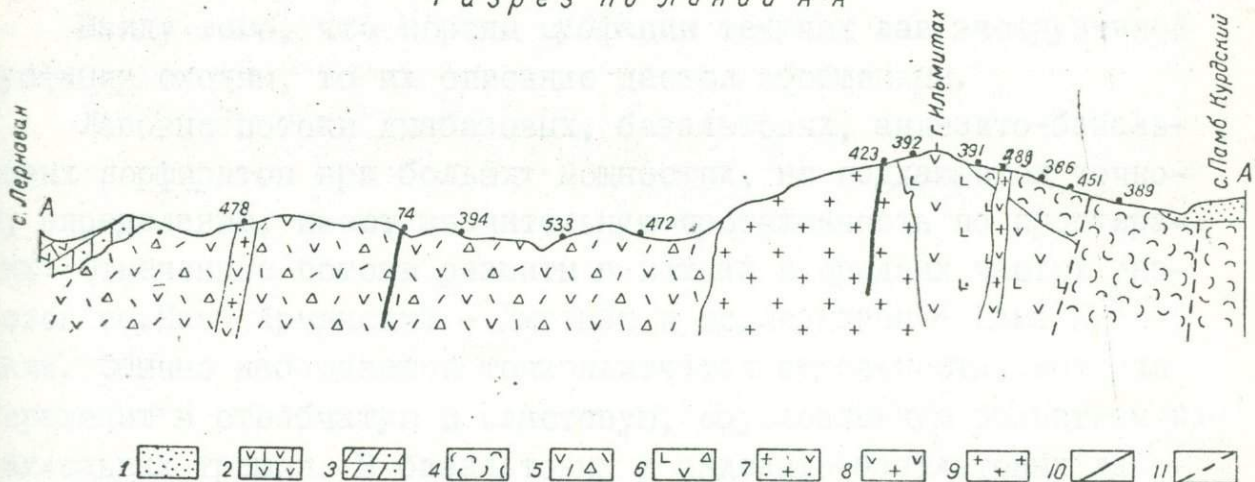


Рис. 3. Схематический геологический разрез по линии с.Лернаван - с.Памб Курдский: I - наносы; 2 - органогенные известняки; 3 - песчаники, песчанистые мергели, мергели; 4 - туфобрекчии андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов; 5 - андезитовые порфириты (лавы, лавобрекчии); 6 - андезито-базальтовые порфириты (лавы, лавобрекчии); 7 - диабазовый порфирит; 8 - дацитовый порфир; 9 - тоналиты, кварцевые диориты; 10 - дайка габбро-диорит-порфирита; II - линии разломов.

Приведенный разрез свидетельствует о продолжительной и интенсивной вулканической деятельности. Извержения вначале носили эффузивный характер. Отсутствие терригенного материала указывает на то, что вулканическая деятельность не прерывалась длительными периодами осадконакопления. Преобладание в верхней части разреза туфов, туфобрекчий андезито-дацитового, дацитового состава свидетельствует об эксплозивном характере вулканизма в завершающей стадии.

По-видимому, к этому же периоду относится внедрение многочисленных субвулканических тел - диабазовых порфиритов (р-н с. Лернашен), липарито-дацитов (вост. склон г. Ильмитах). Дайки габбро-диоритовых порфиритов прорывают и вулканогенную толщу и породы Гехаротского массива.

#### а) Вулканическая фация

Лавы и лавовые брекчии потоков, покровов и автомагматические брекчии

Ввиду того, что породы субфации текучих лав экструзивной субфации сходны, то их описание дается обобщенным.

Лавовые потоки диабазовых, базальтовых, андезито-базальтовых порфиритов при больших мощностях, не поддающихся точному определению, имеют значительную протяженность по простиранию. Отмеченные потоки развиты в нижних и средних частях разрезов сс. Памб Армянский - Джрапат и сс. Лернаван - Памб Курдский. Обычно наблюдается тонкоплитчатая отдельность, которая переходит в столбчатую и пластовую, обусловленную развитием параллельных трещин. В базальтовых и андезито-базальтовых лавовых потоках обнаруживается четко выраженная зональность, связанная с изменением структурно-текстурных признаков лавового материала. Особенностью базальтовых, андезито-базальтовых порфиритов является широкое развитие миндалин, диаметром от 1 - 2 до 10 см, наибольшее количество которых встречается в приповерхностной зоне, причем определенной закономерности в их распределении не наблюдается.

Андезитовые, андезито-дацитовые маломощные потоки наблюдаются в верхних частях вышеотмеченных разрезов. Они подверглись интенсивному метасоматозу; относительно свежие разности

встречаются на западном склоне г. Ильмитах.

В поверхностной части андезитовых потоков встречаются лавовые брекчии, в которых неправильной формы угловатые обломки фиолетово-бурых миндалекаменных андезитовых порфиритов сцементированы серой лавой того же состава.

Туфы, вулканические брекчии, игнимбриты и другие пирокластические образования (эксплозивная субфация)

Среди пород эксплозивной субфации нами выделяются следующие группы: а) обычные туфы и вулканические брекчии; б) игнимбриты, спекшиеся и сваренные туфы и туфолоавы; в) эпикластические брекчии.

Породы эксплозивной субфации в исследуемом районе распространены в районе с. Памб Курдский, западнее Памбакского перевала. Они характеризуются неоднородным составом и строением как в разрезе, так и по простиранию.

Пирокласты представлены брекчиями, кристаллолитокластическими туфами, с преобладанием литокластических туфов, часто полосчатых. Полосчатые туфы представляют собою переслаивание тонкопелитового туфа с туфом алевритовой размерности. Наблюдаются прослой очень тонких кремневидных пепловых туфов. Последние светлые, темно-серые, серо-зеленые, полосчатые, структура меняется от афанитовой до крупнозернистой и гравийной.

Тонкообломочные разности образуют пласты мощностью до 30 м и значительной протяженности. Для этой группы пород характерна резкая фациальная изменчивость, связанная с уменьшением крупности пирокластического материала по направлению с севера на юг. Границы фациальных переходов обычно неясны и устанавливаются условно.

Вулканические брекчии с размерами включений 3 - 10 см имеют однообразный состав - дациты, липарито-дациты. Обломки остроугольные, структура конформная. В липарито-дацитах наблюдаются ксенолиты зеленокаменных диабазовых порфиритов. Цементирующая масса представлена тонкообломочным материалом того же состава, по которому интенсивно развиты хлоритизация, эпидотизация, лимонитизация. Брекчии переходят в полосчатые псаммитово-пелитовые туфы андезитового состава с флюидальной текстурой.

Обломки эпидотизированных, хлоритизированных, актинолитизированных андезитовых порфиров сцементированы туфовым материалом с лавовыми прослоями того же состава.

### б) Субвулканическая фация

Образования, принадлежащие к субвулканической фации, пользуются довольно широким развитием. В зависимости от морфологии тел среди них выделяются дайки, пластовые залежи, штоки и т.д.

**Д а й к и.** Среди андезито-базальтовых вулканических брекчий на нижних горизонтах апаранской свиты (район западнее Памбакского перевала) широким распространением пользуются крутопадающие дайки, представленные полнокристаллическими разновидностями миндалекаменных андезито-базальтов. Мощность даек 2 - 5 м. Отдельность даек плитчатая или столбчатая. Отмеченные дайки по геологическому положению и наблюдаемым переходам в потоки андезито-базальтов можно рассматривать как корни излияния последних.

**П л а с т о в ы е з а л е ж и д и а б а з о в о г о с о с т а в а** аналогичны потокам и покровам (с. Памб Армянский, с. Лернаван, в верховьях и левобережье правого притока р. Качкара, западнее контакта Гехаротской интрузии). Пластовые тела обычно маломощны и кулисообразно переходят с одного горизонта на другой. По простиранию прослеживаются на 10 - 20 м. Характерной является призматическая отдельность. Наблюдаются они в различных горизонтах разреза, приурочены в основном к контактам андезито-базальтовых, андезитовых лав и лавобрекчий.

**С у б в у л к а н и ч е с к и е т е л а,** сложенные андезито-дацитовыми, липарито-дацитовыми порфирами, наблюдаются на восточном и западном склонах г. Ильмитах, восточнее Памбакского перевала. Они образуют тела неправильной формы, площадью 25 - 30 м, дайки субмеридионального простирания в андезитовых, андезито-базальтовых порфиритах и подвержены интенсивному изменению. Породы серого, розоватого цвета, с плитчатой отдельностью. Характеризуются однородностью структур и текстур - это массивные породы с микрогренитовой, микрофельзитовой структурой.

Субвулканическое тело андезито-дацитового состава обнажается на юго-западном склоне г. Ильмитах, среди агломератовых

брекчий андезитового состава. Контакты тела нечеткие, отдельность столбчатая. Эффузивный облик этих пород указывает на то, что они кристаллизовались на небольшой глубине, местами образуя маломощные потоки.

## 2. Геология тоналитовых массивов

В зоне Анкаванского глубинного разлома размещены тоналитовые массивы - Агверанский, Анкаванский, Такарлинский, Гехаротский. Формирование их приурочено к нижнемеловому времени. Внедрены они в ядра антиклинальных сооружений. Отмеченные массивы принимаются как однофазные образования, представленные в основном кварцевыми диоритами с широко проявленной его жильной серией - аплиты, гранит-порфиры, пегматиты (Баласанян, 1970; Багдасарян, 1966).

Агверанский массив представляет собою штокообразное тело площадью 25 км<sup>2</sup>. В плане имеет округлую форму. Интрузив внедрен в породы метаморфического фундамента (сланцы, мраморы), ксенолиты которых имеют широкое развитие в интрузиве. Верхний возрастной предел массива определяется наличием галек слагающих его пород в конгломератах турона. На размытую поверхность массива налегают вулканические породы мио-плиоцена.

Анкаванский интрузив приурочен к пересечению Анкаванского разлома широтного прогибания с Уляшикским разломом СВ прогибания. Имеет штокообразную форму, площадью 20 км<sup>2</sup>; вытянут в широтном направлении. Прорывает толщу метаморфических сланцев; непосредственно на метаморфический комплекс налегают отложения верхнего мела с турон-коньякскими базальными конгломератами в основании, в которых содержатся гальки пород всех фаз массива. В южной части Анкаванский интрузив перекрывается вулканическими породами мио-плиоцена (липариты, липарито-дациты, туфобрекчии, туфоконгломераты, андезиты, андезито-базальты).

Такарлинский массив расположен в среднем течении р. Мармарик и занимает площадь в 30 км<sup>2</sup>. Массив вытянут в широтном направлении на 10 км и в свою очередь прорывается коническим дайкообразным телом Тежсарской щелочной интрузии. Интрузив перекрывается отложениями верхнего мела, эоцена и эффузивными породами мио-плиоцена.

Проведенные нами исследования позволили определить, что

преобладающая часть Агверанского, Анкаванского, Гехаротского, Такарлинского массивов сложена тоналитами. Комплексы аналогичного состава и возраста, развитые в пределах Сомхето-Карабахского антиклинория, отнесены Р.Л.Мелконяном к выделенному им тоналитовому формационному типу. Рассматриваемые нами неокотские интрузивы также можно отнести к тому же формационному типу.

В отмеченных массивах широко развиты процессы ассимиляции и гибридизма, сопровождающиеся появлением в эндоконтактах более основных типов пород. Характерной особенностью нижнемелового интрузивного комплекса является широкое развитие аплитов, гранит-порфиров, пегматитов.

Возраст указанных массивов по данным абсолютного датирования калий-аргоновым методом: Агверанского - 96,4 млн. лет, Анкаванского - 112,6 млн. лет, Такарлинского - 79,3 млн. лет, Гехаротского - 122 млн. лет (Багдасарян, 1966).

Исходя из однотипности пород, слагающих Агверанский, Анкаванский, Такарлинский и Гехаротский массивы, и наиболее полной изученности Гехаротского массива, нами приводится наиболее детальное описание его с указанием тех или иных специфических особенностей других массивов.

### Геология Гехаротского массива

Гехаротский массив представляет собою штокообразное тело, обнажаемая часть которого составляет около 22 км<sup>2</sup>. Внедрение его контролировалось зоной сопряжения Анкаванского глубинного разлома с поперечным Спитакским разломом.

Массив внедрен в ядро антиклинальной структуры близширотного простирания, сложенной вулканитами апаранской толщи. По всему контакту отмечаются перекристаллизация и окварцевание вулканитов, местами (восточный экзоконтакт) наблюдается кварц-эпидот-хлоритовое скарнирование. Контакты его с вмещающими вулканогенными породами пологие (35 - 40°). На северо-западе (район сс. Памб Армянский, Лернаван) и на востоке (у с. Памб Курдский) на породы самого интрузива и на вулканиты налегают верхнемеловые отложения с базальными конгломератами в основании и гальками пород интрузива, всей его жильной серии и вмещающих вулканитов.

Относительно возраста Гехаротского интрузива существуют различные мнения. К.Н.Паффенгольц, считая, что массив прорывает относимую им к турону вулканогенную толщу и осадочные отложения верхнего мела и среднего эоцена, относит его формирование к верхнему эоцену. А.Р.Арутюнян, ввиду отсутствия галек интрузии в базальных конгломератах турона-нижнего коньяка и их наличия в базальных конгломератах верхнего коньяка, относит формирование массива к посленижнеконьякскому - доверхнеконьякскому времени. Принятие такого узкого временного интервала, в течение которого происходило формирование, а затем и размыв интрузива, весьма затруднительно. Г.П.Багдасарян (1956) на основании геологических наблюдений и данных радиологических исследований относит внедрение интрузива к нижнему мелу. Согласно результатам определения абсолютного возраста всех фаз интрузива возраст его укладывается в интервале 127 - 108 млн. лет (Багдасарян, 1966). Полученные нами данные по их абсолютной датировке в целом согласуются с данными Г.П.Багдасаряна и равны соответственно для биотит-роговообманковых кварцевых диоритов -  $127 \pm 5$  млн.лет, лейкократовых кварцевых диоритов -  $124 \pm 9$  млн.лет, жильных гранитов - 110 млн.лет (лаборатория ВИМС). Таким образом, вышеприведенные значения абсолютной датировки Гехаротского массива согласно шкале абсолютного летоисчисления (1964) указывают на верхнеюрский-нижнемеловой возраст интрузива.

В результате наших исследований выявлено полифазное строение Гехаротского массива. В сложении массива принимают участие породы 3-х фаз (в соответствии со схемой В.С.Коптев-Дворникова, 1952).

I фаза - тоналиты, биотитово-роговообманковые кварцевые диориты (главная фация), диориты, пироксеновые кварцевые диориты, гранодиориты (эндоконтактовая фация).

II фаза - лейкократовые кварцевые диориты дополнительных интрузий.

III фаза - аплиты, гранит-порфиры, пегматиты.

I фаза представлена биотитово-роговообманковыми кварцевыми диоритами, тоналитами, занимающими около 80% площади массива и редко гранодиоритами. Это мезократовые, среднезернистые, реже мелкозернистые породы с размерами зерен до 2 мм. В северном отроге интрузива распространены пироксеновые разности квар-

цевых диоритов, размеры зерен роговой обманки в них достигают до 1 см. Наблюдаются переходы в монцо-диориты и гранодиориты через тоналиты в результате уменьшения количества роговой обманки и повышения содержания К-На полевого шпата. Мелкозернистые порфировидные разности приурочены к участкам, близким к эндоконтактовой части массива.

Диориты, гранодиориты (эндоконтактовой фации) обнажаются на небольшой площади западнее Памбакского перевала, в районе с.Гехарот, представлены темно-серыми среднезернистыми разностями, постепенно переходящими в роговообманковые кварцевые диориты. Пироксенроговообманковые кварцевые диориты наблюдаются в северной эндоконтактовой зоне массива. Широко развиты в южной эндоконтактовой полосе между сс.Цилкар и Гехарот резко порфировидные кварцевые диориты. Представлены серыми мелкозернистыми разностями, которые при удалении от контакта постепенно переходят в биотит-роговообманковые кварцевые диориты.

В пределах пород собственно интрузивной фазы наблюдаются частые включения ксенолитов от 2 - 3 до 15 - 20 см в диаметре, которые распространены не только в эндоконтакте, но и в центральной части массива. Форма их округлая, вытянутая. Иногда ксенолиты образуют обособленные участки площадью в 4 - 5 м<sup>2</sup>. Это меланократовые, мелкозернистые породы с размерами зерен до 1 мм. Содержание роговой обманки доходит в них до 24%, биотита - до 10%, калиевого полевого шпата - до 8%. В зависимости от степени переработки выделяются обычные ксенолиты и "теневые" - ксенолитовые шпильки. Наиболее обычными среди ксенолитов являются разности интрузивного облика - реже габбро-диориты, гранодиориты, кварцевые диориты с роговиковой, порфировой, идиоморфнозернистой структурой. В 100 - 150 м к северо-востоку от с.Гехарот прослеживается вытянутый в широтном направлении огромный ксенолит мигматит-гранитов (длина 25 - 30 м, ширина 4 - 5 м). Поскольку во вмещающей Гехаротский массив вулканогенной толще подобные образования не наблюдаются, то можно полагать, что он вынесен из глубины.

II фаза представлена лейкократовыми кварцевыми диоритами, приуроченными к эндоконтактам массива. Нами обнаружены два выхода отмеченных образований: один к востоку от с.Цилкар, другой - западнее. Первый представляет собою штокообразное тело площадью около 0,1 км<sup>2</sup>, с отчетливыми контактами. Второй пред-

ставлен дайками мощностью до 30 - 40 см. Вмещающие их биотит-роговообманковые кварцевые диориты не изменены. Это мелко-среднезернистые породы беловато-серого цвета, содержание плагиоклаза в которых доходит до 79% (№ 40-20). Роговая обманка встречается в виде единичных зерен. Породы плавно переходят в лейкократовые кварцевые монцодиориты, в участках, обогащенных калиевым полевым шпатом.

Дополнительные интрузии Гехаротского массива представляют собою дифференционный генетический тип, место формирования которых в истории формирования массива достаточно определено, поскольку они прорывают породы собственно интрузивной фазы и пересекаются дайками аплитов и диорит-порфиров.

III фаза представлена аплитами, пегматитами, гранит-порфирами. Они широко развиты в эндоконтактных частях массива и выполняют протектонические трещины.

Аплиты представлены дайкообразными телами мощностью обычно 5 - 15 см. Простираются они как в широтном, так и в меридиональном направлении, имея при этом крутое падение. Это серые, розовые, серовато-розовые породы, плотные, мелко- и среднезернистые. Внедряются они как в породы собственной интрузивной фазы, так и во вмещающую Гехаротский массив вулканогенную толщу. Повсеместно наблюдается зона закалки шириной в 0,8 мм, сложенная тонкозернистым фельзитом, состоящим из зерен кварца и полевого шпата.

Пегматиты в Гехаротском массиве пользуются широким развитием и приурочены к его эндоконтактам. Согласно геолого-морфологической и генетической классификации К.А.Власова (1951) они относятся к фазовым пегматитам и представлены гнездообразными телами площадью от 4 до 25 м<sup>2</sup>. По составу выделяются кварц-полевошпатовые и кварц-слюдяные полевошпатовые пегматиты. Отчетливо наблюдается прямая зональность пегматитов. Краевая аплитовая оторочка шириной 2 - 10 см. Следующая зона представлена среднезернистым пегматитом с графической, микрографической структурой, мощностью от 10 см до 3 - 4 м. Последующая зона крупноблочного пегматита (от 1 до 3 - 4 м) сложена крупными выделениями кварца и калинатрового полевого шпата с включениями ортита, пирита, халькопирита. Центральная зона кварцевого ядра представлена блоковым кварцем, реже друзами кварца и кали-

натровым полевым шпатом. Иногда наблюдаются крупные пластинки биотита. Нередко встречаются дайки асимметричных зональных пегматитов, заканчивающиеся зоной блокового кварца.

Гранит-порфиры выполняют трещины северо-западного и северо-восточного простирания и характеризуются крутыми углами падения ( $70 - 90^{\circ}$ ). Мощность их от 10 - 15 см до 1,5 м, изредка 2,5 м. Они представлены розоватыми, розовато-серыми, мелко- и среднезернистыми породами. Возрастное положение гранит-порфиров определяется пересечением ими кварцевых диоритов, тоналитов главной интрузивной фазы и лейкократовых кварцевых диоритов дополнительных интрузий.

### 3. Геология малых интрузий

В тоналитовых массивах зоны Анкаванского глубинного разлома, а также и во вмещающих их породах метаморфического субстрата и апаранской вулканической толщи широким развитием пользуются породы габбиссального облика, представленные диабазовыми габбро, габбро-диоритовыми порфиритами. Представлены они небольшими штокообразными телами площадью около  $300 \text{ м}^2$  и дайками мощностью 1 - 5 м, протяженностью от нескольких сот метров до 2 - 3 км. Простирание даек в основном северо-восточное, падение крутое -  $60 - 70^{\circ}$ . Пересекают породы выделенных фаз массивов, имея резкие контакты с последними. Наблюдаются их выклинивающиеся апофизы в тоналитах, рассланцованных в эндоконтактах даек. Отмеченные породы четко отличаются от пород интрузивов, имеют в них пространственно широкое распространение и связаны с тектоническими нарушениями СВ простирания, вдоль которых наблюдается смещение гранит-порфировых даек, раздробленность и перемятие пород I фазы массивов, развитие карбонатных прожилков.

Приведенные факты свидетельствуют о пространственной и временной разобщенности их от формирования пород ранних фаз. Об этом свидетельствуют и данные абсолютного датирования, проведенного в лаборатории ВИМС, согласно которым возраст диоритовых даек  $70 \pm 4$  млн. лет и габбровых -  $84 \pm 5$  млн. лет.

## Г л а в а Ш

### ПЕТРОГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В настоящей главе приводится краткая характеристика верхнеюрско-нижнемеловых вулканитов апаранской толщи, пород Гехаротского массива и верхнемеловых малых интрузий. Данные по петрографии этих образований сведены в табл. I, 7, 9. Впервые стратиграфическое расчленение магматических образований района проведено К.Н. Паффенгольцем (1956). В петрографическом отношении отмеченные магматические образования изучены слабо; в литературе имеется лишь описание Гехаротского (Спитакского) массива (Баласанян, 1970; Багдасарян, 1956).

Исследуемые вулканические породы являются палеотипными, поэтому к их наименованию, данному по единой номенклатуре эффузивов, прибавляется термин "порфирит". Для пород малых интрузий термин "порфирит" используется лишь для обозначения структурных особенностей. Петрографическое исследование Гехаротского массива проводилось по выделенным фазам его становления, установленным на основании геологических взаимоотношений. Названия породам даны по номенклатуре интрузивов на классификационной диаграмме (Коптев-Дворников и др., 1969).

#### I. Породы апаранской вулканогенной толщи

В составе верхнеюрской-нижнемеловой апаранской толщи принимают участие базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые, реже андезито-дацитовые порфириты. Обломочные разности представлены слоистыми, спекшимися пепловыми туфами, туфобрекчиями андезитового, андезито-дацитового состава. Широко развиты субвулканические тела диабазового, андезито-базальтового, дацитового, липарито-дацитового состава.

Краткая петрографическая характеристика вулканогенной (апаранской) толщи

Порода	Долеритовые, диабазовые порфириды	Базальтовые порфириды	Андезитобазальтовые порфириды	Андезитовые порфириды	Дацитовые, липарито-дацитовые порфиры
Вкрапленники	Плагиоклаз-22% № 95-74; авгит-16%, $cNg = 44^\circ$ , $2V = 60^\circ$ (ядро), $2V = 54^\circ$ (край), $Ng = 1,706$ , $Np = 1,680$	Плагиоклаз-26% № 70-56 $0,10$ ; авгит - $7,5\%$ , $cNg = 45^\circ$ , $2V = 58^\circ$ , $Ng = 1,706$ ; $Np = 1,680$ ; оливин-12,8% (псевдоморфозы)	Плагиоклаз-21%, № 60-50 $0,25$ ; авгит - $10\%$ , $cNg = 48^\circ$ , $2V = 57^\circ$ , $Ng = 1,707$ , $Np = 1,682$	Плагиоклаз-22%, № 58-50/0,40; авгит-5%, $cNg = 43$ , $2V = 58^\circ$ , $Ng = 1,706$ , $Np = 1,680$	Плагиоклаз-12% $15\%$ № 38-30-26/0,65; роговая обманка - $4\%$ , $cNg = 13^\circ$ , $-2V = 74^\circ$ , $Ng = 1,675$ , $Np = 1,652$ ; кварц-10%, биотит - $4\%$ , $Ng = 1,640$ , магнетит - $5\%$
Основная масса	Плагиоклаз, авгит, магнетит	Плагиоклаз, расплавленное стекло	Плагиоклаз, кварц, авгит, магнетит	Плагиоклаз, магнетит, стекло	Микролиты плагиоклаза в стекле, расплавленном в кварц-полевую массу
Текстура и структура	Массивная, миндалекаменная, порфировая; основная масса долеритовая, призматически-зернистая	Массивная, миндалекаменная, порфировая, основная масса гиалопилитовая	Массивная, порфировая, основная масса интерсертальная, гиалопилитовая, флюидальная	Массивная, порфировая, стекловатая, местами микролитовая	Массивная, порфировая; основная масса микролитовая, апогиалопилитовая, фельзитовая с эпидотизированными участками
Вторичные минералы	Хлорит, карбонат, кварц, актинолит	Актинолит, хлорит, серпентин, пелит, карбонат	Серицит, эпидот, актинолит, кварц, уралит	Эпидот, уралит, хлорит, актинолит	Эпидот, хлорит, актинолит, серицит, кварц

## 2. Породы Гехаротского массива

Среди пород главной интрузивной фазы становления нижне-мелового Гехаротского массива выделяются главная и эндоконтактовая фации.

### Породы главной интрузивной фации

Главная интрузивная фация массива сложена биотит-рогово-обманковыми кварцевыми диоритами и тоналитами; наблюдаются также разности монцо-диоритового, гранодиоритового составов, связанные постепенными переходами.

Первичными минералами, слагающими свыше 94% объема породы, являются: плагиоклаз, роговая обманка, кварц, биотит, каликатровый полевой шпат. Акцессорные минералы - магнетит, апатит, циркон, сфен; в протолочках обнаружены лейкоксен, ортит, ильменит, гранат, пирит и др. Вторичные - серицит, хлорит, эпидот, карбонат, магнетит (табл. 2).

Таблица 2  
Количественно-минеральный состав пород главной интрузивной фации

Минералы	Номера шлифов				
	85	76	114	22	55
Плагиоклаз	53,5	55,0	58,1	38,6	50,0
Роговая обманка	8,1	3,9	3,9	30,8	15,2
Кварц	13,7	19,4	17,8	7,4	1,2
Биотит	12,4	13,0	8,3	9,5	13,0
К-На полевой шпат	5,5	5,1	10,1	9,8	15,8
Акцессорные минера.	5,9	2,4	1,9	2,1	4,0
Вторичные минералы	0,9	1,2	0,9	2,6	0,8
По диаграмме Колтева-Дворникова и др. 1972 г.	Кварцевый диорит	Тоналит	Гранодиорит	Кварц. монцо-диорит	Монцо-диорит

В формировании породы участвуют выделенные нами следующие парагенетические ассоциации: I - соответствующая раннемагматической стадии кристаллизации: плагиоклаз № 40-50 (в основном ядра зональных зерен), крупные зерна роговой обманки (2,3 x

I,4 мм); II - соответствующая главной стадии кристаллизации: плагиоклаз № 35-43 (слагает следующие за ядром зоны от 3 до 8), роговая обманка, редкие зерна пироксена, кварц, биотит; III - соответствующая позднемагматической стадии кристаллизации: плагиоклаз № 22-25, калинатровый полевой шпат, кварц, магнетит, апатит, сфен, циркон, иногда биотит; IV - соответствующая постмагматической стадии: серицит, хлорит, карбонат, эпидот, часть сфена.

### Породы эндоконтактовой фации

Наиболее распространенными породами фации являются пироксеновые кварцевые диориты, диориты и гранодиориты. Первые по своему минеральному составу не отличаются от пород главной интрузивной фации (табл. 3). Наблюдаются в них, в отличие от последних, реликты пироксена, замещенного роговой обманкой.

Таблица 3

### Количественно-минеральный состав диоритов

Минералы	Образец
Плагиоклаз I	34,7
Плагиоклаз II	26,1
Роговая обманка	1,0
Кварц	4,6
Биотит	6,0
Акцессорные минералы	5,8
Вторичные минералы	3,2

В формировании диоритов участвуют минералы четырех парагенетических ассоциаций: I - плагиоклаз № 70-72-52-50, моноклинный пироксен; II - плагиоклаз № 50-40, роговая обманка, биотит; III - плагиоклаз № 42-26, актинолит, магнетит - 5,8%; IV - хлорит, серицит, эпидот, магнетит.

Гранодиориты эндоконтактовой фации отличаются от кварцевых диоритов главной фации количественным соотношением породообразующих минералов (табл. 4). В микроструктурном отношении они обладают в основном порфировидным сложением.

Таблица 4

## Количественный минеральный состав гранодиоритов

Минералы	Номера шлифов		
	81	20	96
Плагиоклаз I	34,7	29,4	39,2
Плагиоклаз II	10,0	12,1	15,1
Роговая обманка	-	5,8	6,5
Кварц I	12,2	15,2	17,4
Кварц II	18,3	7,3	-
Биотит	8,3	7,6	12,4
K-Na полевой шпат	13,3	19,8	13,5
Акцессорные минералы	3,6	3,3	1,9
Вторичные минералы	0,6	0,8	-

Первичными минералами являются: плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка, магнетит, апатит, лейкоксен, ортит, сфен. Вторичные минералы:

В сложении эндоконтактовых биотитовых кварцевых диоритов принимают участие членистые флюидные выделения: I - роговая обманка; II - роговая обманка, кварц, сфен; III - биотит, кварц, акцессориев; IV - сфен, хлорит.

Таким образом, эндоконтактовые гранодиориты представляют собой фациальную разновидность биотит-роговообманковых кварцевых диоритов, характеризующуюся повышенной активностью калия. Согласно исследованиям Д.С. Коржинского и других при внедрении гранитоидов в мезозойском периоде происходит обогачивание пород и обогащение растительных оснований в результате выщелачивания калия, в первую очередь калия, в результате чего в породах эндоконтактовой фации - гранодиориты обогащаются калиевым полевым шпатом и биотитом.

слагающими свыше 97% породы, являются: плагиоклаз, биотит. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, лейкоксен, ортит, сфен. В протолочках обнаружены: рутил, пирит, галенит, сфалерит, хлорит.

Эндоконтактовые биотитовых кварцевых диоритов представляют собой фациальную разновидность биотит-роговообманковых кварцевых диоритов при несколько повышенной активности калия. Согласно исследованиям Д.С. Коржинского и других при внедрении гранитоидов в мезозойском периоде происходит выщелачивание вмещающих пород кальцием, магнием и железом. Переход оснований в растительные основания в первую очередь калия, в результате чего в породах эндоконтактовой фации - гранодиориты обогащаются калиевым полевым шпатом и биотитом.

Эндоконтактовые гранодиориты представляют собой фациальную разновидность биотит-роговообманковых кварцевых диоритов при несколько повышенной активности калия. Согласно исследованиям Д.С. Коржинского и других при внедрении гранитоидов в мезозойском периоде происходит выщелачивание вмещающих пород кальцием, магнием и железом. Переход оснований в растительные основания в первую очередь калия, в результате чего в породах эндоконтактовой фации - гранодиориты обогащаются калиевым полевым шпатом и биотитом.

Переходы между отмеченными разновидностями пород Гехаротского массива постепенные, участки их распространения небольшие.

### Дополнительные интрузии

Породами этих интрузий являются лейкократовые тоналиты и кварцевые диориты. Первичными минералами, слагающими 98% объема породы, являются плагиоклаз, кварц, калинатровый полевой шпат, биотит, роговая обманка; из них 79% приходится на плагиоклаз, роговая обманка развита в очень незначительном количестве. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон; в протоочках обнаружены - лейкоксен, пирит, гематит, самородный свинец, флюорит. Вторичные - хлорит, серицит.

Количественно-минеральный состав приводится в табл. 5.

Таблица 5

Минералы	Номера шлифов	
	18	23
Плагиоклаз	78,2	64,0
Роговая обманка	0,7	-
Кварц	13,0	17,7
Биотит	2,6	1,4
K-Na полевой шпат	3,0	10,2
Акцессорные минералы	1,6	3,1
Вторичные минералы	0,9	3,6

Структура описываемых пород призматически-зернистая, порфировидная, с неравномерным распределением темноцветных минералов. В формировании лейкократовых кварцевых диоритов участвуют минералы четырех парагенетических ассоциаций. В первую входят центральные зоны плагиоклазов, состава 40-30% An и редкие кристаллы роговой обманки. Вторая парагенетическая ассоциация: плагиоклаз № 30-28/0,50, кварц, частично биотит, ортоклаз, единичные зерна роговой обманки. Третья - плагиоклаз № 26-27, биотит, ортоклаз, акцессорные минералы; четвертая - серицит, хлорит.

Таблица 7

Краткая петрографическая характеристика пород Гехаротского интрузива

Породы	Диорит	Кварцевый диорит, тоналит	Гранодиорит	Лейкокра- товый кварцевый диорит	Гранит-порфир		Пегматиты		
					вкраплен- ники	основная масса	аплитовая зона	микропегма- титы	крупно- зернистая зона
Главные поро- дообразующие минералы	Плагиоклаз I генерации № 40-70 (0,50-0,35) Плагиоклаз II генерации № 30-40(0,15) Роговая об- манка сNg = 17; -2V = 66; Np = 1,652 Ng = 1,675 Кварц	Плагиоклаз № 20- 50 (0,75-0,40). Роговая обманка сNg = 16° -2V = 68° Np = 1,650 Ng = 1,672 Биотит Np = 1,602 Ng = 1,642 Калина- тровый по- левой шпат -2V = 60° NgI (OIO) = I° S тр = 0,4 Δo = 0,05 (промежуточный ортоклаз). Кварц	Плагиоклаз № 23- 44 (0,80-0,40) Роговая обманка сNg = 16° -2V = 70° Np = 1,651 Ng = 1,672 Калина- тровый по- левой шпат -2V = 61° NgI (OIO) = 2° S тр = 0,4 Δo = 0,1 (промежуточный ортоклаз) Кварц Биотит Ng-Np = = 0,04	Плагиоклаз № 18-40 (0,50-0,80) Роговая об- манка сNg = 15° -2V = 69° Np = 1,648 Ng = 1,670 Биотит Ng-Np = = 0,03 Калина- тровый по- левой шпат -2V = 54-60° S тр = 0,3 Δo = 0,3 (высокий триклинный ортоклаз) Кварц	Плагиоклаз № 35 (0,30-0,50) Биотит Ng-Np = 0,05 Калина- тровый по- левой шпат -2V = 64° NgI (OIO) = = 1,2° S тр = 0,5 Δo = 0,05 (промежуточ- ный орто- клаз). Кварц	Плагиоклаз № 6-12(0,30) Калина- тровый по- левой шпат -2V = 54- 56° NgI (OIO) = = 1-4° S тр = = 0,3-0,4, Δo = = 0,05-0,22 (высокий ортоклаз) Кварц	Плагиоклаз I зона № 16/0,75 II зона № 3/0,10 Калина- тровый по- левой шпат -2V = 53- 60° S тр = 0,3 Δo = 0,2- 0,0 (высокий ортоклаз) Кварц Биотит Ng-Np = 0,05	Плагиоклаз № 11/0,75 Калина- тровый по- левой шпат -2V = 52° S тр = 0,2 Δo = 0,4 (высокий триклинный ортоклаз) Кварц Биотит Ng-Np = 0,04	Плагиоклаз № 27/1,00 -2V = 81° Калина- тровый по- левой шпат I зона -2V = 74° Δo = 0,5-0,6 S тр = 0,7 (триклинный промежуточ- ный орто- клаз) II зона -2V = 64° S тр = 0,5 Δo = 0,5 (триклинный промежуточ- ный орто- клаз) Биотит Кварц
Второстепен- ные минералы и аксессуар- ные минералы	Магнетит, мон.пирок- сен, апатит, сфен	Мон.пироксен, магнетит	Мон.пироксен, магнетит, сфен	Мон.пироксен, магнетит, апатит, сфен, циркон	Магнетит, - сфен, пирит, циркон	-	Сфен, магнетит, апатит, циркон	Сфен, магнетит, циркон	Ортит, апа- тит, магне- тит, турма- лин, циркон, эпидот
Вторичные минералы	Серицит, хлорит, эпидот, каолинит, актинолит	Хлорит, се- рицит, аль- бит, эпидот, кальцит	Серицит, хло- рит	Хлорит, се- рицит, эпи- дот	Хлорит, се- рицит, гли- нистое ве- щество	-	Эпидот, се- рицит, гли- нистое ве- щество	Эпидот	Эпидот, се- рицит, гли- нистое ве- щество
Текстура, структура	Массивная, гипидиоморф- нозернистая, порфири- видная	Массивная, гип- идиоморфнозер- нистая, призма- тически зер- нистая	Массивная, гип- идиоморфнозер- нистая	Массивная, гипидиоморф- нозернистая	Массивная, порфири- вая	Аплитовая	Массивная, аплитовая	Массивная, микропегма- титовая, графическая	Массивная, гипидиоморф- нозернистая, пегматито- вая, пегма- тоидная

### Гранит-порфиры

Первичными минералами этих пород, слагающими 93-95% объема породы, являются плагиоклаз, кварц, К-На полевой шпат, в незначительном количестве роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы - магнетит, сфен, циркон, апатит; в протоочках - лейкоксен, ортит, пирит, халькопирит, самородный свинец, цинк. Вторичные минералы: хлорит, серицит (табл. 6). Структура породы порфировая, основная масса аплитовая.

Таблица 6

Количественно-минеральный состав жильных гранитов

Порода	Плагиоклаз	Кварц	К-п.ш.	Биотит	Рудн. минерал	Акц. мин.	Вторичные
Жильный гранит обр. 32	10,3	42,9	41,9	3,5	1,0	1,3	-
Жильный гранит обр. 84	Иг.- 12,6 Пг.- 4,0	12,3 15,9	15,3 32,5	1,3	1,2	2,0	1,9
Аплит обр. 107	37,3	39,0	18,5	0,6	2,0	-	2,6

В образовании жильных гранитов участвуют четыре парагенетические ассоциации: I - плагиоклаз № 29-34; II - плагиоклаз № 18-24, калиево-натриевый полевой шпат, кварц, биотит, амфибол; III - соответствует стадии кристаллообразования основной массы - плагиоклаз № 7-12, изометричные зерна ортоклаза, кварц; IV - хлорит, серицит, магнетит.

### 3. Породы малых интрузий

Петрографическое изучение даек позволило среди них выделить следующие типы пород: диабазовые порфириты, габбро-порфириты, габбро, диорит-порфириты. Последние в зоне эндоконтакта имеют гиалопилитовую структуру основной массы, приобретая эффузивный облик. Количественно-минеральный состав выделенных типов пород приводится в табл. 8.

Таблица 8  
Количественно-минеральный состав пород малых интрузий

М и н е р а л ы	Диаба- зовый порфи- рит, %	Габбро- порфи- рит, %	Габбро, %	Диорит- порфи- риты, %	Анде- зит, %
Плагиоклаз	32,3	29,8	52,2	28,6	9,2
Монокл. пироксен	3,8	5,5	15,4	-	-
Роговая обманка	-	-	-	2,8	5,8
Магнетит	2,9	-	12	2,5	1,5
Хлорит	-	-	14,4	-	-
Кварц	-	-	1,0	-	-
Плагиоклаз	28,6	26,4	-	44,8	53,4
Монокл. пироксен	9,5	17,0	-	-	-
Роговая обманка	-	-	-	9,3	11,4
Хлорит	11,5	14,5	-	3,2	-
Рудный минерал	11,5	6,8	-	-	6,8
Кварц	-	-	-	3,7	10,4
Биотит	-	-	-	5,1	-
Сфен	-	-	-	-	1,5

В образовании даек диабазового и габбрового состава выделяются нами четыре парагенетические ассоциации минералов: I - плагиоклаз № 64-56, ромбический пироксен, клинопироксен; II - плагиоклаз № 40-36, клинопироксен, магнетит, сфен, апатит, циркон; III - плагиоклаз № 30-26, клинопироксен, роговая обманка, кварц; IV - сосюрит, вторичный сфен, гематит, хлорит, серицит, кальцит.

#### Контактные изменения и пропилитизация

Величина контактового ореола и характер изменения зависят от состава вмещающих пород. В нижней части вулканогенной толщи диабазовые андезито-базальтовые порфириты в контакте с Гехаротским интрузивом превращены в плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-пироксен-амфиболовые роговики. Андезиты - андезито-

Краткая петрографическая характеристика комплекса самостоятельных  
малых интрузий

Породы	Диабазовые порфиристы	Габбро	Габбро-порфиристы	Диоритовые порфиристы
Главные минералы Вкраплен- ники	Плагиоклаз - 32% № 46-64/0,25; авгит - 3,8%, с Ng = 46°, 2V = 44-50°, Ng = 1,710, Np = 1,690; магнетит - 2,9%	Плагиоклаз - 52,2% № 31-58/0,40-0,25; авгит - 15,4%, с Ng = 44°, 2V = 50°, 2V = 54°(край), Ng = 1,712, Np = 1,689; магнетит - 12,0%	Плагиоклаз - 2,98% № 35-60/0,50-0,10; авгит - 5,5% с Ng = 47°, 2V = 46-48°, Ng = 1,712, Np = 1,689	Плагиоклаз - 28,6% № 31-55/0,60-0,35; роговая обманка-81% с Ng = 18°, -2V = 68°, Ng = 1,673, Np = 1,650, магнетит - 2,5%.
Основная масса	Плагиоклаз - 28,6% № 39-42, авгит - 9,5%, магнетит - 11,4%, раскристаллизованное стекло		Плагиоклаз - 26% № 31-32, авгит - 17,0%, магнетит - 6,8%	Плагиоклаз - 44,8% № 31-33; роговая об- манка - 9,3%, биотит - 5,1%
Второсте- пенные минера- лы	Ромбический пироксен -2V = 65-70, Ng = 1,689, Np = 1,677	Кварц, роговая об- манка, ромбический пироксен Np = 1,678 Ng = 1,688 -2V = 70-72°	Кварц, роговая об- манка, ромбический пироксен -2V = 66-68°, Np = 1,678, Ng = 1,688	Кварц, циркон, апа- тит, сфен, калиевый полевой шпат
Тексту- ра и струк- тура	Массивная, порфиро- видная, с диабазовой основной массой	Массивная, габбро- вая	Массивная, порфиро- видная, с неравно- мерной основной массой: микрогаб- бровая, призматиче- ски зернистая	Массивная, миндале- каменная, порфировая, основная масса призм- матически зернистая
Вторич- ные минера- лы	Хлорит, эпидот, карбо- нат, серицит, глинистое вещество, уралит	Соскрит, пренит, карбонат, хлорит альбит, мусковит, сфен, магнетит, кварц, уралит	Хлорит, соскрит, альбит, сфен кварц, гематит	Лимонит, карбонат, сфен, хлорит, эпидот серицит, мусковит, кварц, актинолит, цеолит

дациты западного склона г. Ильмитах непосредственно у контакта интрузии превращены в плагиоклаз-амфибол-кварцитовые орогови-кованные породы с реликтами микрофельзитовой, микрогранитовой основной массой и мелкими листочками биотита. В восточном контакте интрузива обнаружено кварц-эпидотхлоритовое скарнирование эффузивов, полосой мощностью до 1 м.

Таким образом, на начальных стадиях ихменение флюидов пород сказывалось в их термометаморфизме, благодаря чему возникли зоны перекристаллизованных пород. Действие термального метаморфизма выражено слабо, что объясняется гипабиссальными условиями их формирования.

Последующей стадией метаморфизма Гехаротского интрузива и вмещающей его вулканогенной толщи является пропилитизация в связи с внедрением интрузива.

Проведенные исследования с учетом морфологических и генетических особенностей проявления послемагматических процессов и связанных с ними минеральных новообразований позволяют выделить:

I. Ранние фации пропилитизации, развивающиеся в широком температурном интервале и характеризующиеся региональной распространенностью.

а) высокотемпературная пропилитизация: уралитизация, актинолитизация, эпидотизация моноклинных пироксенов; альбитизация, серицитизация плагиоклазов. Эта степень метаморфизма характеризуется следующей ассоциацией минералов: альбит, серицит, эпидот, актинолит, уралит;

б) средне-низкотемпературная пропилитизация: окварцевание, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация. Для этой степени характерны соответствующие минеральные новообразования: опал, халцедон, кварц, хлорит, эпидот, кальцит, цеолит.

II. Поздняя пропилитизация имеет локальное развитие вдоль тектонических нарушений в виде зон и жиллообразных тел.

а) кварц-эпидот-ортоклазовые, часто пиритсодержащие жилы, приуроченные к зоне Спитакского разлома СВ простирания; строение их обнаруживает инфильтрационную метасоматическую зональность (Коржинский, 1955);

б) зоны и жилы карбонатного состава.

Исследования характера изменения вулканогенной толщи, отсутствие рассланцевания, катаклаза, сохранение первичной струк-

туры при замещении первичных минералов вторичными, являются признаками молодых пропилитов и указывают на частный вид зеленокаменного изменения - пропилитизацию, протекавшую на небольших глубинах.

Пропилитизацию в мезозойских магматических образованиях по геотектонической позиции и в связи с типами вулканизма и плутонизма, можно классифицировать:

1. Пропилитизация в верхнеюрских нижнемеловых вулканитах и породах Гехаротского массива представляет собою низкотемпературный тип пропилитов (актинолит, эпидот, хлорит).

2. Пропилитизация в самостоятельных малых интрузиях габбро-гранодиоритового состава, а также и эндоконтактных кварцевых диоритах, тоналитах представляет собою в основном низкотемпературный тип пропилитов (хлорит, карбонат, цеолит).

## Глава IV

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Петрохимический анализ мезозойских магматических образований зоны Анкаванского разлома проведен по данным 66 полных силикатных анализов, из которых 64 авторские. Анализы распределены следующим образом: 22 анализа пород вулканогенной апаранской толщи; 24 - Гехаротского массива; 4 - Анкаванского массива; 4 - Агверанского массива и 12 - малых интрузий.

Анализы, пересчеты по методам А.Н.Заварицкого, И.Куно и А.Ритмана, а также высчитанные нормативные составы вулканогенной толщи приведены в табл. 10-12, построены соответствующие диаграммы. На петрохимической диаграмме Заварицкого номера векторов соответствуют порядковым номерам химических анализов в табл. 10.

Как видно из диаграммы, фигуративные точки, соответствующие породам вулканогенной толщи, составляют ряд от базальтов, через андезито-базальты и андезиты, до дацитов. Относятся они к классу насыщенных, пересыщенных  $SiO_2$  пород (с  $Q$  от -21,6 до 30,5) с пониженным содержанием щелочных алюмосиликатов при общем преобладании  $Na_2O$  над  $K_2O$  и повышенным содержанием  $CaO$ . В минеральном составе отмеченные особенности выражаются в повышенных содержаниях анортитового компонента в плагиоклазах, причем избыток кальция, не связанного с  $Al_2O_3$  идет на образование авгита, роговой обманки и реже кальциевых акцессорных минералов: ортита, сфена, граната, эпидота. Согласно классификаций (Йодер-Тилли, 1965), основанной на нормативном составе пород, пятнадцать образцов попадает в поле кварцевых толеитов и пять - в поле оливиновых толеитов.

Тоналиты и кварцевые диориты главной интрузивной фазы Гехаротского, Агверанского и Анкаванского массивов в сравнении

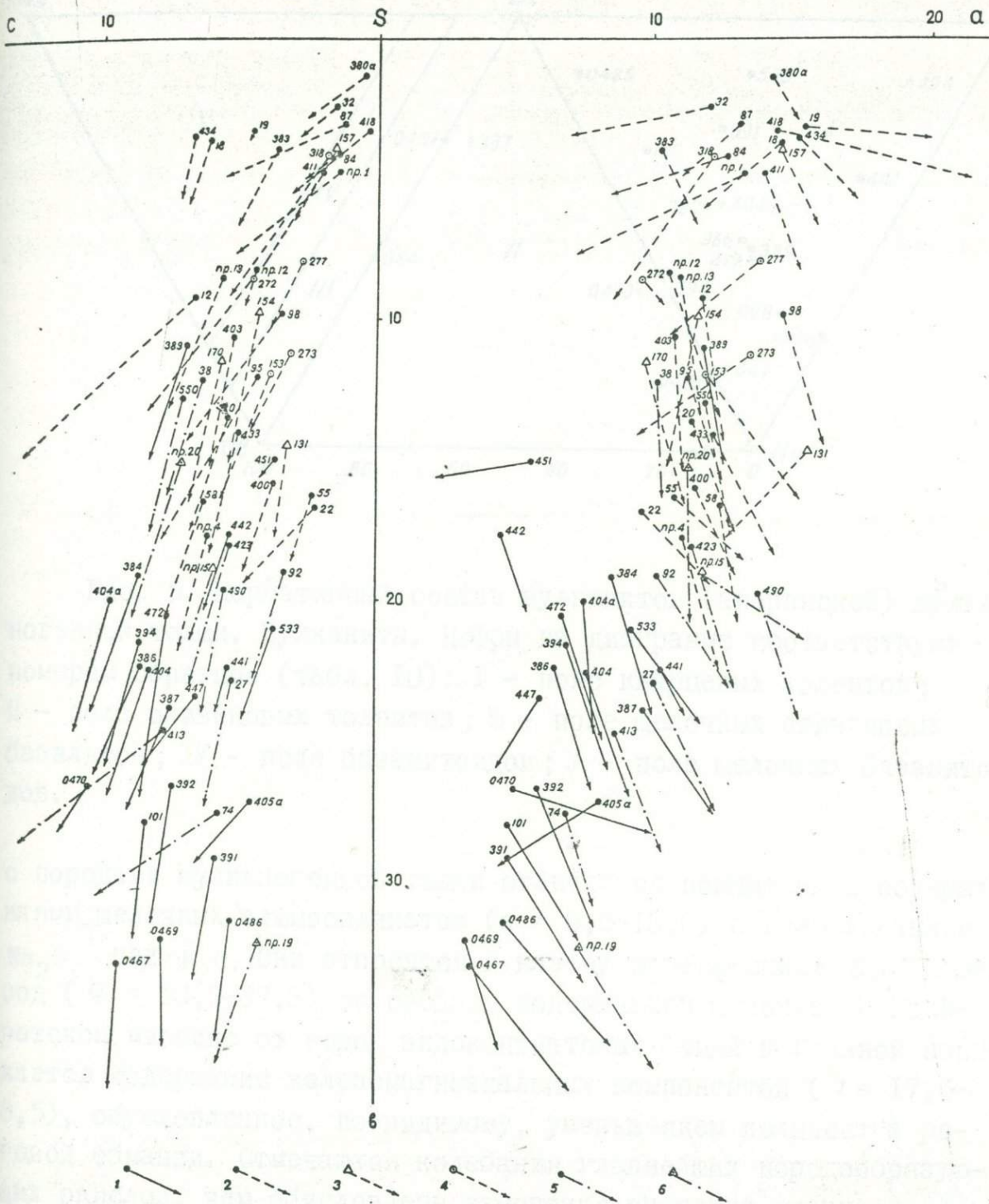


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма мезозойских магматических образований: 1 - породы апаранской вулканогенной толщи; 2 - породы Гехаротского массива; 3 - породы Агверанского массива; 4 - породы Анкаванского массива; 5 - габбро-диоритовые дайки района Гехаротского массива; 6 - габбро, диоритовые дайки района Агверанского массива.

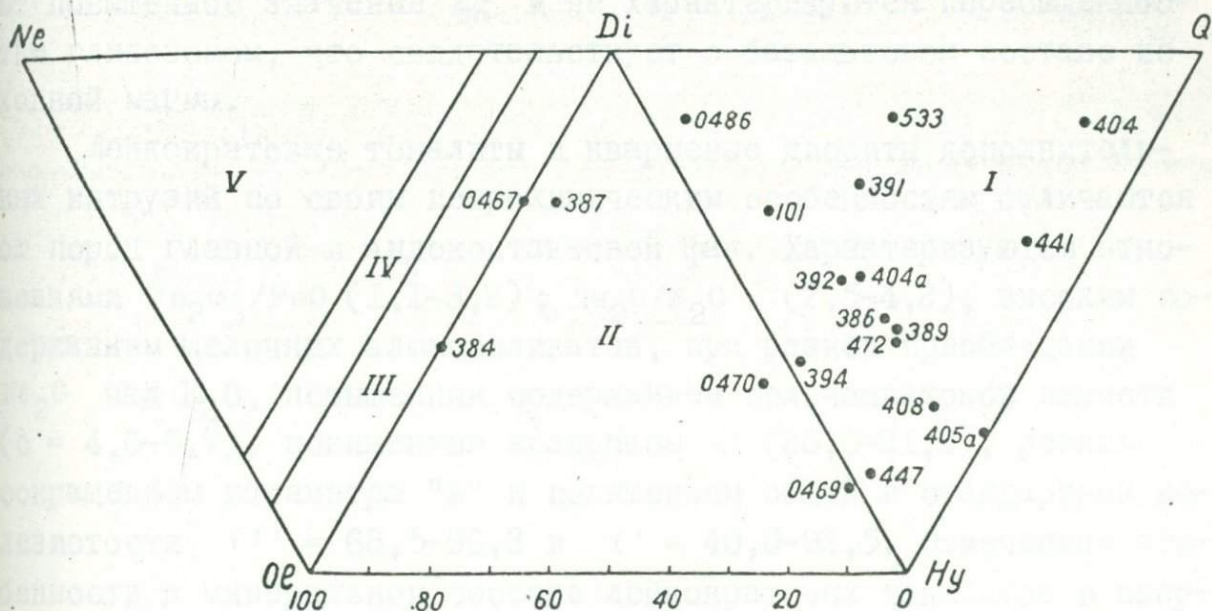


Рис. 5. Нормативный состав вулканитов (апаранской) вулканогенной толщи. Вулканиты. Цифры на диаграмме соответствуют номерам образцов (табл. 10): I - пояс кварцевых толеитов; II - поле оливиновых толеитов; III - поле щелочных оливиновых базальтов; IV - поле базанитоидов; V - поле щелочных базанитоидов.

с породами вулканогенной толщи отличаются повышенными содержаниями щелочных алюмосиликатов ( $a = 9,8-13,6$ ) с преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Они относятся к классу пересыщенных  $SiO_2$  пород ( $Q = 13,9-37,3$ ) со средним содержанием щелочей. В Гехаротском массиве от пород эндоконтактных фаций к главной понижается содержание железомagneзиальных компонентов ( $b = 17,6-8,5$ ), обусловленное, по-видимому, уменьшением количества роговой обманки. Отмечаются колебания главнейших породообразующих окислов, чем обусловлены изменения значений стандартной и общей железистости ( $f' = 33,6-41,3$ ;  $f'' = 44,9-64,9$ ), отношений  $Fe_2O_3 / FeO$  ( $0,7-2,6$ ) и  $Na_2O / K_2O$  ( $1,8-4,1$ ). Кварцевые диориты, тоналиты эндоконтактной и главной фаций характеризуются колебаниями содержаний щелочных алюмосиликатов ( $a = 9,7-14,2$ ) в результате неравномерного присутствия в них калинатрового полевого шпата и биотита, основных минералов - носителей калия в тоналитах и кварцевых диоритах. При сравнительно не-

больших значениях полевошпатовой извести  $s = 2,2-6,6$  они имеют повышенное значение  $Mg$  и не характеризуются пересыщенностью глиноземом, что свидетельствует о базальтовом составе исходной магмы.

Лейкократовые тоналиты и кварцевые диориты дополнительных интрузий по своим петрохимическим особенностям отличаются от пород главной и эндоконтактной фаз. Характеризуются отношениями  $Fe_2O_3/FeO$  (1,1-3,2);  $Na_2O/K_2O$  (2,5-4,2), высоким содержанием щелочных алюмосиликатов, при резком преобладании  $Na_2O$  над  $K_2O$ , повышенным содержанием полевошпатовой извести ( $s = 4,6-6,7$ ), пониженным значением  $m'$  (20,0-21,3), резким сокращением параметра "в" и повышением общей и стандартной железистости  $f'' = 68,5-96,3$  и  $f' = 40,0-92,5$ . Отмеченные особенности в минеральном составе лейкократовых тоналитов и кварцевых диоритов выражаются в повышенных содержаниях плагиоклаза, соответствующего андезин-лабрадору № 48-52, единичных зерен роговой обманки, биотита и кальцийсодержащих акцессорных минералов (ильменит, апатит, частично сфен). Отмеченные особенности пород дополнительных интрузий свидетельствуют о фракционной дифференциации (одинаковые содержания анортита в плагиоклазах интрателлурической генерации) и об участии процессов известковистой ассимиляции в их формировании.

Породы III фазы Гехаротского массива (гранит-порфиры) характеризуются повышением содержания щелочных алюмосиликатов при резком преобладании  $K_2O$  над  $Na_2O$  (отношение  $Na_2O/K_2O = 0,5-1,3$ ), избытком свободного кремнезема ( $q = 33,2-42,7$ ), повышенной глиноземностью, повышенным содержанием окислов  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Fe$ ; колебания содержаний последних приводят к изменениям стандартной и общей железистости ( $f' = 2,30-72,6$  и  $f'' = 37,5-96,3$ ) и в минералогическом составе выражается в повышенных содержаниях роговой обманки в некоторых гранит-аплитовых жилах (проба I). Отношение  $Fe_2O_3/FeO$  постоянное 10,3-1,4 и только в редких случаях (проба 87) доходит до 3,0.

Породы главной фазы Агверанского массива (тоналиты, кварцевые диориты) характеризуются натриевой щелочностью ( $Na_2O/K_2O = 2,1-2,9$ ), избытком глинозема ( $a^I = 9,8$ ) при уменьшении содержания полевошпатовой извести ( $s = 4,2$ ) и сравнительно высокой магнезиальности, значении стандартной и общей железистости ( $f' = 27,0$  и  $f'' = 44,3$ ). Отмеченные петрохимические осо-

бенности пород главной фазы Агверанского массива свидетельствуют о базальтовом составе исходной магмы. Гранит-порфиры Агверанского массива по своим петрохимическим свойствам аналогичны гранит-порфирам Гехаротского массива.

Породы главной фазы Анкаванского массива, так же, как и тоналиты и кварцевые диориты Гехаротского и Агверанского массивов, обладают натриевой щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,8$ ). В них наблюдаются уменьшение содержания полевошпатовой извести ( $s = 4,5-2,6$ ), колебания содержания окисей ( $m^1 = 42,5-9,1$ ), избыток глинозема ( $a^1 = 39,8$ ), колебания общей и стандартной железистости ( $f^1 = 42,5-95,0$ ,  $f^2 = 27,4-72,0$ ). Отмеченные особенности свидетельствуют о явлениях ассимиляции и гибридизма пород субстрата основной магмой, формирующей Анкаванский массив.

Таким образом, от тоналитов и кварцевых диоритов главных фаз изученных массивов к лейкократовым тоналитам, кварцевым диоритам Гехаротского массива и жильным гранитам наблюдается следующая картина изменения химизма: увеличение кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 54 - 74\%$ ) при уменьшении содержаний окислов магния, кальция и железа; повышение концентраций щелочных алюмосиликатов в тоналитах ( $a = 12,0$ ), в лейкократовых кварцевых диоритах ( $a = 13,5-14,5$ ) и в гранит-порфирах ( $a = 13,5-14,5$ ); возрастание содержания калия в сумме щелочей.

При переходе от гранит-порфиров к породам малых интрузий отмечается резкое изменение петрохимических особенностей последних; от однотипных пород вмещающей вулканогенной толщи они отличаются повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов ( $a = 7,5-15,2$ ), при сравнительном возрастании роли  $\text{K}_2\text{O}$ . В отмеченных породах отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,3$  (среднее значение), явно пониженное по сравнению с отношением  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  в вулканитах, а в диабазовых порфиритах (обр. 74 ЮЗ эндоконтакт Гехаротского массива)  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,5$ ; налицо существенное возрастание  $\text{K}_2\text{O}$  в сумме щелочей, подобная картина не наблюдается и в выделенных фациях изучаемых тоналитовых массивов. Параллельно с увеличением содержания  $\text{K}_2\text{O}$  резко возрастает количество  $\text{TiO}_2$ : так, в указанных диабазовых порфиритах  $t = 3,3$ . В малых интрузиях наблюдается повышенное содержание полевошпатовой извести ( $s = 4,3-7,6$ ), железо-магнезиальных компонентов ( $b = 12,2-32,2$ ), уменьшение общей и стандартной железистости

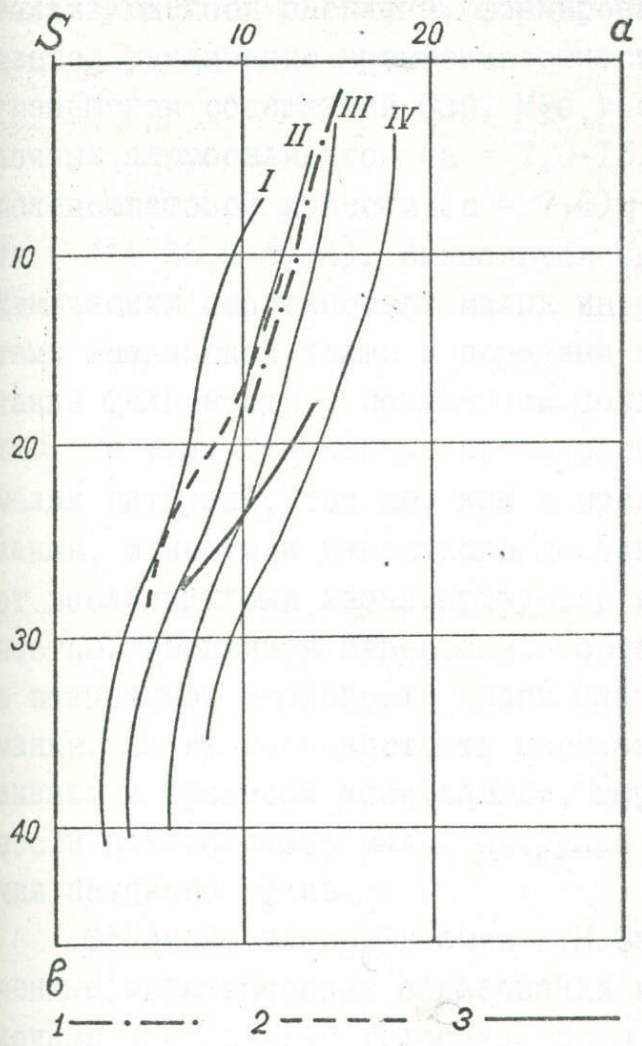
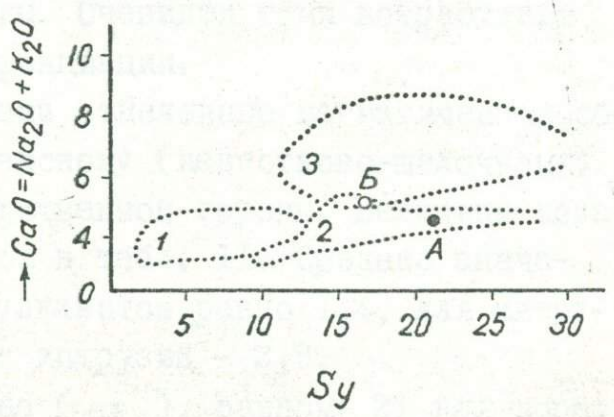


Рис. 6. Вариационные линии составов пород вулканогенной (апаранской) толщи, пород тоналитовых массивов и малых интрузий: I - нижнемеловые интрузивные породы; 2 - верхнеюрско-нижнемеловые вулканиты; 3 - верхнемеловые малые интрузии. I - тип Пеле; II - тип Лассен-Пик; III - тип Йеллоустонского парка; IV - тип Этны.

Рис. 7. Положение фигуративных точек вулканитов (апаранской) толщи, интрузивных (Гехаротский массив) пород и верхнемеловых малых интрузий на сводной диаграмме Х.Куно: 1 - толеитовая серия; 2 - известково-щелочная серия; 3 - щелочная серия. А - вулканиты, интрузивные породч; Б - самостоятельные малые интрузии.



по сравнению с ранее изученными магматическими образованиями.

Таким образом, при нормальном ходе дифференциации кристаллизующегося расплава, формировавшего малые интрузии, наблюдается увеличение кремнекислотности ( $SiO_2 = 59,0-70,4$ ) при уменьшении содержаний  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO$  повышение концентрации щелочных алюмосиликатов ( $a = 7,0-15,2$ ); уменьшение количества полевошпатовой извести ( $c = 7,6$ ); увеличение общей железистости ( $f' = 38,6-57,4$ ). Выявляются существенные различия в петрохимических особенностях малых интрузий по сравнению с вулканитами апаранской толщи и породами тоналитовых массивов: возрастание щелочности с повышением роли  $K_2O$ , повышенное содержание  $TiO_2$  и т.д. Отмеченные особенности химизма позволяют породы малых интрузий, так же, как и предыдущие магматические образования, отнести к известково-щелочному ряду, однако в отличие от последних они характеризуются повышенной натриевой щелочностью. Первичная известковистость исходной магмы выражается в повышенной основности плагиоклаза и присутствии роговой обманки. На известковистость расплава существенное влияние оказывают и процессы ассимиляции, выражающиеся в обратной зональности плагиоклазов малых интрузий диоритового состава, наличии позднего сфена.

Согласно классификации А.Н.Заварицкого и К.Р.Бурри, изученные магматические образования принадлежат к известково-щелочным ассоциациям тихоокеанского типа, характерным для островных дуг. Как видно из диаграммы, вариационные линии вулканической и интрузивной серий располагаются по обе стороны от кривой Лассен-Пик, вариационная линия для малых интрузий в основной части приближается к кривой Лассен-Пик, пересекает ее и приближается к кривой Этны. Очевиден темп возрастания в них щелочности в ходе дифференциации.

По классификации А. Ритмана отмеченные магматические образования относятся к тихоокеанскому (известково-щелочному) ряду со средним характером родственной группы. Величины показателя родства ( $\epsilon$ ) приводятся в табл. II. Среднее значение показателей родства для вулканитов равно 1,4, для интрузивных пород - 2,1 и для малых интрузий - 2,9.

Индексу затвердевания Куно ( $SI$ ), равному 21 для пород вулканогенной толщи и пород тоналитовых массивов, соответствует значение  $CaO = Na_2O + K_2O - 4,5$ , а для пород малых инт-

рузий ( $\Sigma \text{т} = 16,5$ ) -  $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 5,3$ . Исследуемые магматические образования располагаются в известково-щелочном поле, однако фигуративная точка последних смещена к границе щелочных полей щелочных пород.

Химические составы мезозойских магматических образований  
зоны Анкаванского разлома

№	№ 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	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Сумма
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	0467	46,30	0,04	17,15	2,00	7,04	0,03	8,30	15,60	1,38	0,20	0,02	0,11	0,86	99,03
2	0470	48,00	0,07	18,32	2,80	7,04	0,10	7,50	11,15	1,25	1,25	0,01	0,45	2,80	100,74
3	0469	49,00	0,27	16,32	1,67	14,72	0,09	7,20	9,50	1,50	-	0,11	0,12	-	100,50
4	408	51,35	0,04	19,00	2,88	7,68	0,03	4,35	9,20	1,63	1,00	0,06	-	1,88	99,10
5	101	51,56	0,64	16,05	4,49	5,80	0,15	6,67	12,77	2,00	0,35	-	0,09	0,14	100,71
6	405(a)	52,30	0,07	20,20	1,40	9,92	0,15	3,70	3,70	1,96	2,60	0,01	0,23	3,92	100,16
7	391	52,70	0,80	16,01	4,25	5,28	0,16	7,64	11,01	1,87	0,50	0,09	0,10	0,22	100,63
8	387	51,10	0,25	18,06	4,09	5,43	0,31	5,05	11,00	3,10	2,00	0,01	0,35	-	100,75
9	404(a)	50,18	0,39	18,34	7,76	2,96	0,14	4,90	7,56	2,50	0,97	-	0,39	4,28	100,37
10 <sup>X</sup>	404	51,04	0,40	16,82	5,38	3,89	0,08	5,55	8,85	2,60	1,00	0,12	0,98	3,37	100,25
11	392	52,78	0,57	15,57	4,22	5,28	0,24	7,84	10,02	2,50	0,35	-	0,22	0,92	100,51
12	0486	53,39	0,30	12,00	3,80	7,04	0,21	6,00	15,13	2,00	0,35	0,05	0,10	0,30	100,67
13	394	54,00	0,30	17,75	2,85	6,08	0,33	5,40	9,49	2,50	1,00	0,05	0,12	0,72	100,59
14	386	53,86	0,35	17,09	3,37	5,25	0,48	6,25	9,10	2,10	1,20	0,11	0,04	0,10	99,30
15	384	54,13	0,35	18,65	3,45	4,28	0,41	5,33	8,55	2,80	1,50	0,17	0,12	0,06	100,80

Примечание: 10<sup>X</sup> - CO<sub>2</sub> - 0,17

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
16	472	57,55	0,21	17,00	0,32	8,00	0,18	5,17	9,12	2,70	0,55	0,06	-	-	100,86
17	533	58,50	0,04	12,82	6,94	3,84	0,01	4,00	7,10	3,25	1,63	0,02	0,08	1,00	99,23
18	389	60,06	0,27	18,70	3,05	3,20	0,06	2,50	6,06	3,60	2,50	0,02	-	0,60	100,62
19	441	58,05	0,21	15,20	2,20	15,68	0,12	1,85	5,60	3,70	1,25	-	1,80	-	100,66
20	447	55,43	0,15	15,28	0,24	16,00	0,07	3,40	5,17	1,50	1,75	0,07	0,05		99,11
21	442	63,20	0,21	11,30	0,80	11,50	0,10	2,50	5,60	1,70	0,70	0,02	-	2,40	100,03
22	451	69,20	0,15	14,08	0,20	9,92	0,07	0,50	3,21	1,50	1,75	0,07	0,16	-	100,81
23	4	56,30	1,32	17,27	3,34	4,34	0,15	4,76	6,78	4,00	1,50	-	0,12	0,98	100,86
24	58	54,58	1,54	17,26	4,30	4,34	0,03	3,68	5,76	4,00	2,25	-	0,10	1,78	99,62
25	22	64,90	0,75	11,11	7,19	3,04	0,06	2,64	5,27	3,75	1,30	-	0,01	0,71	100,73
26	20	60,58	0,75	16,41	3,05	3,52	0,08	3,14	6,14	3,88	2,00	-	-	0,71	100,21
27	12	61,35	0,75	18,11	1,51	3,36	0,08	2,62	5,25	3,88	2,00	-	0,05	0,60	99,56
28	400	62,12	0,72	14,77	4,99	2,86	0,08	2,88	5,25	4,1	2,1	-	0,08	0,75	100,70
29	433	60,24	0,82	16,82	1,67	3,53	0,09	3,46	6,83	4,50	1,70	0,26	0,35	0,44	100,71
30	12	62,97	0,82	16,98	2,64	2,60	0,01	2,45	4,66	4,80	2,12	-	0,08	0,20	100,28
31	98	62,86	0,72	16,19	2,96	1,44	0,04	2,65	4,09	4,38	3,50	-	0,02	0,89	99,74
32	55	63,38	0,66	11,78	7,34	2,88	0,08	2,33	5,04	3,75	2,05	-	0,02	0,56	99,87

Продолжение таблицы 10

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
33	95	63,06	0,72	15,85	4,48	2,88	0,04	2,44	4,73	3,88	1,88	-	0,04	0,69	100,69
34	13	63,09	0,77	17,45	2,72	2,31	0,07	2,46	4,25	3,75	2,38	-	0,08	0,72	100,05
35	403	64,22	0,30	16,21	4,65	2,08	0,03	2,56	4,42	4,50	1,07	-	0,19	0,20	100,43
36	434	63,47	0,21	20,79	1,79	0,55	-	0,41	5,88	5,75	1,35	-	0,04	0,25	100,49
37 <sup>X</sup>	19	66,06	0,22	18,09	1,05	0,92	-	0,04	4,93	5,55	2,05	0,08	0,36	0,54	99,98
38	18	64,58	0,22	20,69	1,53	0,57	0,01	0,49	4,94	5,00	2,00	-	0,10	0,60	100,73
39 <sup>X</sup>	380(a)	75,94	-	11,72	0,51	0,55	-	0,08	1,57	2,75	5,90	0,04	0,49	0,60	100,24
40	418	76,20	-	11,72	0,63	0,66	-	0,04	2,24	2,95	5,95	0,01	0,10	0,20	100,70
41	383	70,86	0,30	14,88	1,52	1,44	0,03	0,58	3,80	3,75	3,00	-	-	0,98	100,64
42	32	77,32	0,01	12,74	0,67	0,48	0,01	0,14	1,25	2,5	5,0	-	-	0,28	100,40
43	411	71,87	0,24	14,04	0,19	2,64	0,08	0,99	2,20	4,0	4,0	-	-	0,48	100,68
44	87	76,09	0,11	13,11	0,81	0,57	-	0,36	0,98	2,00	6,50	-	-	0,16	100,69
45	84	76,13	0,11	13,61	0,89	0,28	0,02	0,35	1,20	2,80	5,00	-	0,08	0,34	100,81
46	I	74,47	0,08	14,83	0,49	0,43	0,01	0,77	1,20	2,80	5,50	-	0,08	-	100,68
47 <sup>X</sup>	154	64,66	0,05	15,63	1,38	2,06	0,06	2,98	3,45	4,23	1,45	0,04	0,15	3,72	99,95

Примечание: 37<sup>X</sup> - CO<sub>2</sub> - 0,09; 39<sup>X</sup> - CO<sub>2</sub> - 0,09; 47<sup>X</sup> - CO<sub>2</sub> - 0,09

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
48	170	61,76	0,70	15,13	3,29	2,01	0,08	3,23	5,24	3,50	1,20	-	0,17	3,19	99,50
49	131	73,03	0,16	13,76	1,12	1,59	0,02	0,64	1,76	4,40	3,30	-	0,06	0,14	99,98
50	157	76,46	0,16	13,63	0,81	0,14	0,01	0,45	1,48	3,50	3,70	-	-	0,48	100,82
51	318	64,00	0,69	15,00	2,99	2,00	0,08	3,13	5,50	4,10	2,30	-	0,61	0,36	100,76
52	154	65,52	0,50	13,61	0,39	2,11	-	0,47	3,67	3,09	1,80	-	0,56	1,84	99,56
53 <sup>X</sup>	272	66,34	0,34	14,78	1,35	2,07	0,04	2,01	2,69	4,75	2,50	0,12	1,24	2,26	99,75
54	273	66,58	0,57	16,11	2,55	1,60	0,04	1,10	2,20	4,50	2,75	-	-	2,12	100,12
55	277	48,16	1,72	12,99	4,25	6,09	0,20	8,12	10,86	2,35	1,50	-	1,63	2,04	99,91
56	19	54,37	0,66	17,58	5,38	3,16	0,12	4,0	8,48	3,7	2,6	-	0,26	0,23	100,54
57	15	55,86	1,10	18,20	1,46	5,18	0,15	4,71	5,71	3,7	1,8	-	0,18	1,40	99,63
58	20	56,78	0,77	19,16	5,39	1,20	0,11	2,60	2,58	6,4	0,9	-	0,06	3,49	99,44
59	550	58,04	0,40	19,00	2,14	3,04	0,07	3,51	6,47	4,30	1,60	0,05	0,10	1,26	100,78
60	27	54,00	1,17	15,25	3,91	5,12	0,24	5,76	8,34	3,75	1,30	-	-	0,76	99,60
61	413	49,01	1,35	17,17	4,41	5,76	0,25	6,17	9,14	3,25	0,82	-	0,15	3,13	100,61
62	38	59,57	0,75	17,24	2,35	4,80	0,08	2,89	5,24	3,88	1,55	-	0,06	1,24	99,65
63	423	57,22	0,72	16,52	3,84	3,46	0,08	5,16	6,56	4,25	1,37	-	0,12	1,22	100,52
64	74	50,53	2,25	13,74	7,36	5,92	0,17	5,28	6,93	1,25	2,75	-	0,34	3,00	99,52
65	92	54,70	1,48	16,31	4,12	3,33	0,05	4,39	6,50	5,60	2,25	-	0,40	1,50	100,61
66	490	52,80	1,25	18,58	1,58	6,65	0,30	5,08	6,91	5,40	1,40	0,11	0,09	0,55	100,70

Примечание: 53<sup>X</sup> - CO<sub>2</sub> - 0,70

Числовые характеристики по Заварицкому

№	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	y	t	q	a/c	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	f'	f''	б	сy
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
I	3,5	9,4	33,0	34,1	-	25,7	43,7	30,6	91,6	5,1	0,1	-8,2	0,4	0,3	6,9	32,0	37,0	0,80	44,1
2	5,1	10,4	26,6	57,9	-	35,8	15,2	48,9	60,0	9,2	0,1	-4,8	0,5	0,4	1,0	35,0	42,2	1,24	37,8
3	3,3	7,8	32,1	56,8	-	49,1	38,6	12,3	100	4,7	0,5	-0,8	0,4	0,1		53,5	56,0	0,31	28,6
4	5,5	11,1	19,9	63,5	-	53,6	40,8	5,6	70,2	13,5	0	4,9	0,5	0,4	1,6	49,5	56,8	0,81	19,4
5	4,9	8,3	27,9	58,9	-	34,0	40,2	25,8	89,0	13,6	0,9	-0,4	1,8	0,8	5,7	32,8	45,3	0,64	35,3
6	8,2	4,5	27,1	60,2	36,4	40,3	23,3	-	53,3	4,5	0,1	-0,5	1,8	0,1	0,8	10,0	63,0	2,34	19,5
7	4,9	5,8	29,2	60,1	-	30,4	43,9	25,7	86,1	12,5	1,1	4,8	0,8	0,8	1,6	37,5	50,5	0,61	39,3
8	9,8	7,4	23,8	59,0	-	38,0	36,3	25,7	70,5	15,0	0,5	14,8	1,3	0,8	1,6	37,5	50,5	2,1	25,7
9	7,6	9,6	20,0	62,8	-	52,3	45,1	2,6	79,8	36,6	0,6	0,2	0,8	2,6	2,6	25,3	53,5	2,10	25,7
10	7,7	8,1	22,5	61,7	-	40,2	44,7	15,1	79,3	21,8	0,6	-0,1	0,9	1,3	2,6	28,7	47,3	1,42	25,7
11	5,9	7,4	26,6	60,1	-	32,9	49,5	17,6	91,0	13,2	0,8	1,0	0,8	0,8	6,3	38,1	39,4	0,84	38,5
12	4,7	5,3	31,5	58,5	-	30,6	30,8	38,6	89,0	10,0	0,4	2,3	0,9	0,5	5,7	39,5	49,4	0,6	31,2
13	7,0	8,6	21,5	62,9	-	41,2	44,0	14,8	78,5	10,6	0,4	3,2	0,8	0,5	2,5	38,7	47,5	1,1	30,3
14	6,5	8,5	22,3	62,7	-	38,5	48,7	12,8	72,5	13,1	0,6	3,9	0,8	0,6	1,8	32,1	51,4	1,4	22,7
15	8,6	8,6	19,1	63,7	-	40,2	48,3	11,5	73,8	16,1	0,6	1,6	1	0,8	1,9	31,2	44,0	1,6	30,6
16	6,8	7,5	20,5	65,6	-	40,7	44,0	15,3	88,0	1,4	0,3	2,0	0,9	0,04	4,9	45,9	47,1	0,7	48,1

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
17	9,5	3,7	21,0	65,8	-	44,8	32,0	23,2	75,7	27,8	-	8,9	2,6	1,8	2,0	34,8	58,4	1,5	20,2
18	11,9	6,9	10,9	70,3	-	53,2	39,8	7,0	68,3	24,4	0,4	9,9	1,7	0,9	1,4	41,5	56,9	2,2	16,8
19	10,3	5,3	22,4	62,0	-	77,5	14,7	7,8	81,2	0,9	0,3	-1,9	1,95	0,1	3,0	82,4	84,0	2,5	7,5
20	6,0	6,5	23,4	64,1	8,3	66,8	24,9	-	55,9	0,6	0,2	9,7	0,9	0,01	0,9	72,8	72,9	0,9	14,8
21	4,6	5,3	17,6	72,5	-	66,8	24,2	9,0	79,5	0,4	0,3	30,5	0,9	0,07	1,6	72,2	73,4	0,3	14,5
22	5,6	3,7	15,0	75,7	33,2	61,5	5,3	-	55,7	0,9	0,2	36,5	0,4	0,02	0,9	92,0	92,0	0,4	23,2
23	11,1	6,0	17,6	65,3	-	40,6	46,5	12,9	80,1	16,5	1,7	2,4	1,8	0,7	2,7	33,6	46,2	2,3	26,7
24	12,5	6,2	16,5	65,8	-	52,0	41,2	6,8	79,4	24,7	2,0	0,4	2,0	0,9	1,8	40,0	56,0	3,4	19,8
25	9,7	2,2	16,7	71,4	-	51,4	25,1	23,5	51,3	34,7	0,9	20,7	4,5	2,3	2,9	39,1	67,0	1,2	14,7
26	11,5	5,3	13,5	69,7	-	44,6	39,1	16,3	75,0	19,3	1,0	11,1	2,2	0,9	1,9	38,8	52,0	2,0	20,8
27	11,8	6,6	9,2	72,4	-	50,0	49,2	0,8	47,6	13,6	1,0	14,6	1,8	0,5	1,9	42,0	50,0	1,9	19,6
28	11,6	3,7	15,9	68,8	-	55,0	29,8	15,2	75,0	25,6	0,9	10,7	3,1	1,7	1,9	49,3	64,9	2,0	25,3
29	12,3	5,0	14,0	68,7	-	35,0	42,2	22,8	80,9	10,7	0,1	7,8	2,5	0,5	4,1	36,0	44,9	2,3	24,3
30	14,2	4,4	8,3	73,1	-	31,4	51,2	17,4	56,1	26,5	0,9	13,4	3,2	1,0	2,0	36,8	52,4	3,8	15,4
31	14,7	5,5	9,8	72,0	-	39,3	45,5	15,2	65,6	26,2	0,8	11,1	4,2	2,1	1,25	22,4	46,3	3,1	17,8
32	10,9	2,3	16,2	70,6	-	54,3	23,2	22,5	74,4	37,5	0,8	17,1	4,7	2,6	1,86	41,3	69,7	1,7	13,5
33	11,3	4,3	12,0	72,4	-	54,5	33,5	12,0	76,0	31,8	0,8	17,9	2,6	1,5	2,28	40,5	61,9	1,8	15,8

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
34	11,0	5,6	8,5	74,9	-	51,6	47,6	0,8	70,5	26,2	0,9	22,2	2,0	1,2	1,6	34,0	51,6	1,8	18,1
35	10,9	5,1	10,6	73,4	-	56,2	40,6	3,2	86,0	37,4	0,4	19,9	2,1	2,2	4,2	31,6	58,0	1,5	17,3
36	15,2	6,7	3,5	74,6	-	60,0	20,0	20,0	86,1	44,0	0,3	12,1	2,3	3,2	4,2	44,5	83,5	2,5	4,2
37	15,5	4,6	3,3	76,6	-	54,2	2,1	43,7	80,3	28,2	0,3	17,6	3,4	1,1	2,7	92,5	96,3	2,5	0,4
38	14,6	6,1	3,6	75,7	26,9	50,0	23,1	-	79,5	34,6	0,3	16,1	4,1	2,7	2,5	40,0	68,5	2,3	5,1
39	14,3	0,4	1,3	84,0	-	73,7	15,8	10,5	41,6	42,8	-	39,0	35,6	0,9	0,5	72,6	82,5	2,4	0,8
40	14,5	0,3	3,2	82,0	-	28,0	2,0	70,0	42,3	8,0	-	34,7	48,3	0,9	0,5	91,1	95,0	2,4	0,4
41	12,5	3,6	3,9	80,0	-	63,7	26,0	10,3	65,5	31,0	0,3	31,4	3,5	1,1	1,3	56,9	71,2	1,7	5,6
42	12,1	1,5	2,4	84,0	50,0	41,6	8,4	-	43,0	29,2	-	42,7	8,1	1,4	0,5	70,0	83,4	1,6	1,6
43	14,0	2,0	4,7	79,3	-	52,7	34,8	13,5	60,6	2,8	0,3	28,6	7,0	0,07	1	59,0	10,3	2,2	7,6
44	13,2	1,2	3,0	82,6	20,0	62,2	17,8	-	31,7	44,5	0,8	37,6	4,4	1,4	0,3	49,9	77,9	2,2	3,5
45	12,7	1,4	4,1	81,8	43,7	43,7	12,6	-	45,9	87,5	0,8	36,8	9,1	3,1	0,6	33,3	77,7	1,8	3,8
46	13,3	1,4	4,7	80,6	50,8	16,2	27,0	-	44,4	8,1	0,1	33,2	9,5	1,1	0,5	23,0	37,5	2,4	7,7
47	11,6	4,2	9,8	74,4	9,8	38,0	52,2	-	80,9	16,9	0,09	21,4	2,8	1,0	2,1	28,1	41,7	1,5	23,4
48	9,8	5,6	11,5	73,1	-	43,2	48,1	8,7	81,1	4,1	0,9	21,0	1,8	1,6	2,9	26,1	47,0	1,2	24,4
49	15,7	3,2	14,5	66,6	27,7	41,1	31,2	-	91,5	41,1	0,9	1,4	5,2	4,5	7,1	21,4	57,2	3,9	15,8
50	14,6	1,5	3,9	80,0	-	60,0	25,0	15,0	63,4	23,4	0,2	39,3	9,7	0,7	1,1	59,5	70,6	2,3	5,5

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
51	12,2	1,7	4,1	82,0	34,4	46,9	18,7	-	59,0	43,8	0,2	37,9	7,2	5,8	0,9	16,6	71,5	1,53	5,2
52	12,0	3,8	11,9	72,3	-	33,3	42,8	23,9	73,4	15,5	0,8	16,8	3,6	1,1	1,8	27,4	42,5	1,9	22,4
53	9,7	4,5	8,5	77,3	-	90,1	9,1	0,8	72,5	66,1	0,5	30,7	2,2	3,1	1,7	72,0	95,0	1,6	3,4
54	13,6	3,1	11,2	72,1	39,8	31,0	29,2	-	74,1	14,0	0,2	13,9	4,4	0,9	1,9	36,8	51,5	2,1	15,4
55	7,4	5,0	31,6	56,0	-	30,6	43,3	26,1	70,4	11,6	2,6	-7,8	1,5	0,7	1,6	29,7	40,9	2,9	38,4
56	7,5	4,3	32,2	51,0	-	30,0	42,5	27,5	71,0	11,4	2,5	-7,3	1,7	0,7	1,6	29,7	40,9	2,9	36,4
57	11,8	5,7	18,8	63,7	-	40,5	24,0	35,5	68,2	24,4	4,1	1,9	2,1	1,7	1,4	30,7	58,1	3,5	21,2
58	11,1	7,0	15,1	66,8	-	43,6	55,0	1,4	76,0	8,5	1,5	4,4	1,8	0,3	2,5	33,1	43,4	2,5	28,0
59	12,0	7,0	12,8	68,2	-	43,6	47,6	8,8	80,2	14,2	0,5	-0,4	1,7	0,6	2,7	37,9	47,6	2,3	22,9
60	10,1	5,1	22,9	61,9	-	36,0	42,0	21,5	81,5	5,3	1,6	-1,5	2,0	0,8	2,9	33,0	45,3	2,3	29,1
61	8,8	7,6	24,6	59,0	-	40,1	44,1	15,8	42,7	16,0	2,2	7,2	1,2	0,8	4,0	39,2	47,0	2,8	25,6
62	11,2	6,2	12,2	70,4	-	56,3	41,4	2,3	78,7	17,2	0,9	12,2	1,8	0,5	2,5	48,1	57,4	1,2	18,7
63	11,4	5,3	18,0	65,3	-	36,6	48,3	15,1	82,1	18,1	0,9	2,5	2,2	1,1	3,1	27,2	42,8	2,3	28,7
64	7,0	5,7	27,5	59,8	-	56,5	33,0	10,5	41,2	23,0	3,3	-0,1	1,2	1,2	0,5	38,6	57,0	2,3	23,4
65	15,2	3,2	19,0	62,6	-	35,2	38,8	26,0	73,6	18,5	2,0	-8,4	4,8	1,2	2,4	42,2	47,4	5,2	22,6
66	13,9	5,5	19,6	61,0	-	40,8	44,2	15,0	85,3	7,0	1,8	-11,9	2,5	0,2	3,9	41,5	47,2	4,6	25,0

## Нормативный состав пород Апаранской вулканогенной толщи

№ обр.	Q	Oz	AB	An	Si						Mt	Ip	Hm	Ap	cor	ne	Σ	
					Wo	en	js	en	js	jo								ja
0467	-	I, II	II, 0I	37,27	16,72	12,95	1,98	-	-	5,49	7,13	2,78	0,15	-	-	-	0,57	97,16
0470	-	7,79	II, 0I	40,05	6,50	3,92	2,24	12,25	6,99	1,27	1,02	3,94	0,15	-	-	-	-	97,63
0469	-	-	I2,58	37,83	3,83	1,71	2,11	16,66	16,09	0,14	0,20	2,55	0,61	-	0,34	7,34	-	94,65
408	6,73	6,12	I3,63	41,44	1,74	0,80	0,92	10,24	12,14	-	-	4,17	-	-	-	-	-	97,93
101	4,87	2,23	I6,78	33,93	11,96	8,23	2,77	8,43	3,56	-	-	6,48	1,28	-	0,34	-	-	100,79
405a	9,37	I5,58	I6,78	18,36	-	-	-	9,24	17,28	-	-	2,08	0,15	-	-	7,34	-	96,17
391	16,22	2,78	I6,25	23,64	12,89	8,93	2,80	10,04	1,98	-	-	6,25	0,52	-	0,34	-	-	96,83
387	-	II,69	26,22	27,81	10,34	6,22	3,56	0,90	0,53	9,24	2,24	3,70	0,61	-	0,34	-	-	97,40
404	8,77	6,12	20,87	35,60	0,80	0,80	-	4,44	-	-	-	8,57	0,76	1,92	-	-	-	95,76
409	6,25	6,12	22,02	31,15	5,46	3,81	1,19	10,14	1,06	-	-	7,87	0,76	-	-	-	-	95,83
392	7,15	2,23	20,97	30,32	8,01	6,22	0,92	13,25	1,06	-	-	6,02	1,21	-	-	-	-	97,36
0486	6,79	2,23	I6,78	22,81	21,72	13,15	7,39	1,81	1,45	-	-	5,56	0,61	-	0,46	-	-	100,76
394	0,54	6,12	20,97	34,49	5,23	4,22	1,19	9,24	7,12	-	-	4,17	0,61	-	0,24	-	-	94,14
386	7,69	7,24	I7,83	33,66	4,76	2,81	1,58	12,75	4,75	-	-	4,8	0,76	-	0,34	-	-	99,13
384	-	8,35	35,65	23,64	5,46	0,71	2,64	-	-	7,04	5,91	2,32	0,61	-	0,34	-	5,40	100,07

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
472	5,71	8,90	23,59	33,93	3,60	2,51	0,79	10,74	3,56	-	-	5,09	0,76	-	-	-	-	100,02
533	15,79	9,46	27,79	15,30	8,36	6,53	0,82	3,41	0,40	-	-	9,96	-	-	-	-	-	97,92
389	8,71	3,34	23,07	32,54	5,23	2,31	2,90	10,64	11,08	-	-	0,46	0,46	-	0,34	-	-	100,45
441	12,01	15,03	30,41	27,96	1,28	0,80	0,40	5,42	2,51	-	-	4,40	0,61	-	-	-	-	100,23
447	1,02	7,79	31,46	20,86	2,90	0,50	2,64	4,22	23,87	-	-	3,24	0,46	-	-	-	-	98,66

Опись химических анализов: №№ 1,2,3 - базальтовый порфирит, обр. 0467, 0470, 0469 - вершина г.Ильмитах; № 4 - андезит-базальтовый порфирит, обр. 408, р-н села Лернаван; № 5-6 - базальтовый порфирит, обр.101, 405(а), к востоку от Памбакского перевала; № 7 - базальтовый порфирит, обр.391, северо-западный склон г. Ильмитах; № 8 - андезит-базальтовый порфирит, обр.387, восточный экзоконтакт Гехаротского массива; № 9,10 - андезит-базальтовый порфирит, обр.404, 404а, гальки из туронских конгломератов, р-н с.Лернаван; № 11 - базальтовый порфирит, обр.392, северный склон г.Ильмитах; № 12 - базальтовый порфирит, обр. 0486, восточный склон г.Ильмитах; № 13, 14 - андезит-базальтовый порфирит, обр.394, 386, западный склон г.Ильмитах; № 15 - андезитовый порфирит, обр.384 - там же; № 16 - андезитовый порфирит, обр.472, западнее Памбакского перевала; № 17 - андезитовый порфирит, обр.533, западнее Памбакского перевала; № 18 - дацитовый порфирит, обр.389, западный склон г.Ильмитах; № 19,20 - туфобрекчии андезит-базальтового состава, обр.441, 447, юго-западнее села Памб Курдский; № 21 - пещловый туф андезит-дацитового состава, обр. 442, там же; № 22 - кварцевый порфир дацитового состава, обр. 451, северный склон г.Ильмитах, № 23 - диорит, пр.4, Гехаротский массив, северо-западный эндоконтакт; № 24 - диорит, обр. 58, западнее Памбакского перевала; № 25, 26 - тоналит, обр. 22, 20, северо-восточный эндоконтакт; № 27 - тоналит, обр.12, вершина г.Цилкар; № 28 - кварцевый диорит, обр.400, юго-восточный эндоконтакт; № 29 - кварцевый диорит, обр.433, западный эндоконтакт;

№ 30 - тоналит, пр. I2, юго-западный эндоконтакт; № 31 - кварцевый диорит, обр. 38, юго-западнее с. Памб Армянский; № 32, 33 - тоналит, обр. 55, 95, центральная часть массива, к западу от вершины Цилкар; № 34 - тоналит, пр. I3, северный эндоконтакт; № 35 - тоналит, обр. 403, западный эндоконтакт; № 36 - лейкократовый кварцевый диорит, обр. 434, южный эндоконтакт, р-н с. Цилкар; № 37, 38 - лейкократовый тоналит, обр. I9, I8, юго-восточный эндоконтакт, р-н с. Памб Курдский; № 39, 40 - гранит аплит, обр. 380(а) и 383, восточный эндоконтакт, р-н с. Памб Курдский; № 41 - гранит-аплит, обр. 418, юго-западный эндоконтакт Гехаротского массива; № 42 - гранит-порфир, обр. 32, юго-восточный эндоконтакт; № 43 - гранит порфир, обр. 411, юго-западный эндоконтакт у с. Гехарот; № 44 - пегматит, обр. 87/обр./ в 200 м от развилки дорог в сторону Памбакского перевала; № 45, 46 - гранит-аплит, обр. 84, пр. I, северо-восточный эндоконтакт, Гехаротский массив; № 47 - тоналит, обр. I54, Агверанский массив, коллекция К.Н. Паффенгольца, 1938, аналитик Селютин М.Т.; № 48 - тоналит, обр. I70, Агверанский массив, центральная часть; № 49 - гранит-аплит, обр. I31, Агверанский массив, западный эндоконтакт; № 50 - гранит-порфир, обр. I57, Агверанский массив, западный эндоконтакт; № 51 - тоналит, обр. 318, Анкаванский массив, западный эндоконтакт; № 52 - кварцевый диорит, обр. I53, Анкаванский массив, коллекция Исаенко М.П., 1955, аналитик Г.В. Соколова, Л.В. Букасова; № 53 - кварцевый диорит, обр. 272, Анкаванский массив, ущелье р. Мамазелян; № 54 - тоналит, Анкаванский массив, обр. 273, ущелье р. Мамазелян; № 55 - тоналит, обр. 277, Анкаванский массив, юго-восточный эндоконтакт; № 56 - габбро-диоритовый порфирит, пр. I9, Агверанский массив, центральная зона; № 57 - габбро-диоритовый порфирит, пр. I5, Агверанский массив, северный эндоконтакт; № 58 - диорит, пр. 20 Агверанский массив, восточный эндоконтакт; № 59 - диоритовый порфирит, обр. 550, Гехаротский массив, юго-восточный эндоконтакт; № 60 - диоритовый порфирит, обр. 27, Гехаротский массив, юго-восточный эндоконтакт; № 61 - габбро-порфирит, Гехаротский массив, юго-западный эндоконтакт; № 62 - кварцевый диорит, обр. 38, Гехаротский массив, восточный эндоконтакт; № 63 - диорит-порфирит, обр. 423, Гехаротский массив, западный эндоконтакт; № 64 - диабазовый порфирит, обр. 76, Гехаротский массив, восточный эндоконтакт; № 65 - диоритовый порфирит, обр. 92, Гехаротский массив, р-н Памбакского перевала; № 66 - габбро-диоритовый порфирит, обр. 490, юго-западный эндоконтакт Гехаротского массива, аналит. Э.Г. Еганян, Л.А. Оганесян, С.Г. Чаталян.

## Г л а в а У

### МИНЕРАЛОГИЯ

#### І. Породообразующие минералы

##### Плагиоклаз

Является наиболее распространенным, характерным минералом мезозойских магматических образований исследованного района, структурно-оптические свойства, химизм и характер эволюции во времени которых рассмотрены для корреляции исследуемых магматических образований.

Некоторые особенности плагиоклазов из главнейших типов пород вулканогенной толщи Гехаротского массива и самостоятельных малых интрузий приведены в табл. 14 - 16.

Выделенные нами генерации плагиоклазов при петрографическом изучении пород вулканогенной толщи, Гехаротского массива и самостоятельных малых интрузий согласуются с распределением максимумов на кривых распределения составов плагиоклазов (рис. 8, 9).

Степень упорядоченности плагиоклазов интрателлурической генерации вулканитов и пород Гехаротского массива - 0,25-0,50, для кристаллизующихся в интрузивной камере - 0,50-0,80. Из пород Гехаротского массива наименьшей упорядоченностью характеризуются гранит-порфиры - 0,30 - 0,50, что, по-видимому, является результатом их быстрого охлаждения (рис. 10). Ядра зональных зерен плагиоклаза из пород малых интрузий обладают степенью упорядоченности 0,10 - 0,25, а во внешних зонах она достигает 0,30 - 0,50 (рис. 10).

Кали-натровый полевой шпат не является характерным минералом как для пород вулканогенной толщи, Гехаротского массива, так и для пород самостоятельных малых интрузий.

В породах вулканогенной толщи он встречается в основной

Таблица 13

Средние содержания плагиоклазов в породах вулканогенной (апаранской) толщи, Гехаротского массива и в самостоятельных малых интрузиях

П о р о д а	Содержание, %	П о р о д а	Содержание, %
<u>Породы вулканогенной толщи</u>		Гранит-порфиры	10-5
Базальтовые, андезитобазальтовые порфириты	25-82 (вкрапл.)	<u>Породы самостоятельных малых интрузий</u>	
Андезит, андезитодацитовые порфиры	33-25	Диабазовый порфирит	35-30 (вкрапл.)
Дацитовые, липаритодацитовые порфиры	20-10	Габбро	53
<u>Породы Гехаротского массива</u>		Габбро-порфирит	30 (вкрапл.)
Диориты	61	Диоритовый порфирит	28,6 (вкрапл.)
Биотит-роговообманковые кварцевые диориты, тоналиты	60-55	Андезитовый порфирит	13,5-9,2 (вкрапл.)
Гранодиориты	45-40		
Монцодиориты	53-50		
Лейкократовые кварцевые диориты	-		

массе андезитодацитов, липаритодацитов субвулканической фации, на границе калишпата с плагиоклазом, в последнем образуются вросстки мирмекитов. Калишпат в I фазе биотитроговообманковых кварцевых диоритов, тоналитах встречается в наиболее кислых эндоконтактных разностях. В шлифах из центральных частей массива был обнаружен в единичных зернах. Содержание калинатрового полевого шпата в породах Гехаротского массива (в

Некоторые особенности плагиоклазов главнейших типов пород верхнеюрско-  
нижнемеловой вулканогенной толщи

Порода	Гене- ра- ция	Содерж. в % от колич. вкрапл.	Разме- ры, мм	Форма	Характерные особенности	Сос- тав	Ассоци- ирующие минера- лы	Вторичные измене- ния
I	2	3	4	5	6	7	8	9
Диабазовые порфириды	Пл. I	35-40	I,5-I,9	Таблитчатая	Полисинтетически сдвойникованные, зо- нальные, трещиноватые	94-87	Авгит Оливин	Соссюритиза- ция
	Пл. II	10-15	0,9	Призматичес- кая, реже таб- литчатая	Полисинтетически сдвойникованные, корро- дируется основной массой	80-75	Авгит	Карбонатиза- ция, альби- тизация
	Микро- литы		0,1	Призматичес- кая	Двойникование прос- тое	60-55	Авгит	
Базальто- вые пор- фириды	Пл. I	48	I,1- I,7	Таблитча- тая	Зональные, полисин- тетически сдвойнико- ванные, трещиноватые	80-75	Оливин, авгит	Соссюрити- зация
	Пл. II	12	0,3- 0,6	Призматичес- кая, изомет- ричная	Слабозональные, простое двойнико- вание	63-57	Авгит	Хлоритизация карбонатиза- ция, каолини- тизация
Андезито- базальто- вые пор- фириды	Пл. I	28	I,8- 2,5	Таблитчатая, призматичес- кая	Зональные, полисинте- тически сдвойникован- ные, трещиноватые	65-60 иногда 78-75	Авгит Мон. пи- роксен	Соссюритиза- ция слабая
	Пл. II	17	0,5- 0,6	Призматичес- кая	Двойникование прос- тое	48-44	Авгит, роговая обманка	Эпидотизация каолинизация альбитизация

I	2	3	4	5	6	7	8	9
Андезитовый порфирит	Пл. I	30	I, 8-2, I	Таблитчатая, призматическая	Зональные, трещиноватые, по которым развивается агрегат кварца, эпидота, рудного минерала	66-58	Авгит, роговая обманка	Сравнительно с цветными минералами свежие
	Пл. II	I4	0,7-I,4	Призматическая	Полисинтетически сдвойникованные	50-45-42	Роговая обманка, кварц	Каолинизация, альбитизация, серицитизация
Андезитодациты	Пл. I	32-85	I,4-I,8	Призматическая, реже таблитчатая	Зональные, полисинтетические	50-45	Роговая обманка, кварц	
	Пл. II	I3-I5	0,6-I	Призматическая	Простое двойникование, корродируется основной массой	42-38	Роговая обманка, биотит	
Дациты - липаритодациты	Пл. I	40-45	0,6-0,8	Призматическая	Узкополисинтетически сдвойникованные по альбитовому, альбит-карлсбадскому законам	48-52	Авгит, роговая обманка, кварц, биотит	Интенсивная каолинизация, серицитизация альбитизация
	Пл. II	5-I5	0,2-0,4	Редкие призматические зерна	Простое двойникование, края зональных зерен	30-26	Роговая обманка, кварц, биотит	

Таблица 15

Некоторые особенности плагиоклазов главнейших типов пород Гехаротского массива

Порода	Гене- ра- ция	Содер- жание, %	Размер, мм	Форма	Характерные особенности	Со- став	Ассоци- ирующие минералы	Вторичные изменения
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Тоналиты, кварцевые диориты главной интрузив- ной фации	Пл. I	9,2- 15,1	2,2- 3,1	Таблитчатая, призматичес- кая	Зональные, полиситети- чески sdвойникованные, ядра пелитизированы, серицитизированы	50-48- 44-41- 38-35	Роговая обманка	Серицитизация, пелитизация
	Пл. II	40,8- 46,3	0,7- 1,4	Призматичес- кая, реже таблитчатая	Полисинтетически sdвойникованные, ре- же зональные	35-31- 28	Кварц, роговая обманка, биотит	Серицитизация
Лейко- кратовые кварце- вые диориты	Пл. I	18,0	1,9- 3,7	Таблитчатая, призматичес- кая	Тонкозональные	45-41- 38	Роговая обманка	Серицитизация, пелитизация
	Пл. II	51,8	0,8- 1,5	Призматичес- кая, реже таблитчатая	Полисинтетические sdвойникованные, зональные	35-31- 26	Кварц, единичные зерна ро- говой об- манки и биотита	"-
	Пл. III	10,2	0,3- 0,5	Ксеноморфная	Корродируют пл. I и пл. II	20-18- 16	Кварц, калиевый полевой шпат	"-

## Продолжение таблицы 15

1	2'	3	4	5	6	7	8	9
Гранит-порфи- ры (дайки раннего этапа)	Пл. I	5, I	1,3- 2, I	Таблитчатая, призматическая	Полисинтетически сдвойникованные, зональные, коли- чество зон 3-4	45-4I- 37-34	Очень редко кварц	Серицитизация, каолинизация
	Пл. II	12,9	0,4- 0,9	Призматическая, реже таблит- чатая	Простое двойнико- вание, иногда слабозональные	30-28- 22	Кварц, ортоклаз, биотит	Серицитизация, альбитизация
	Пл. III	5,8- 10,2	0,2- 0,3	Ксеноморфные зерна	Простое двойнико- вание	12-7	Ортоклаз, кварц	Серицитизация
Кварц. диориты эндокон- тактовой фации	Пл. I	27,2- 12,5	1,8- 2,5 Редко 7, I	Таблитчатая, призматическая	На фоне ритмичной тонкой зональнос- ти 2,3 четкие зоны	50-48- 44-4I- 38-35	Роговая обманка	Серицитизация
	Пл. II	25, I- 47,5	0, I- 1,3	Призматическая, реже таблитча- тая	Полисинтетически сдвойникованные, зональные реже	35-3I- 28	Кварц, роговая обманка, биотит	
	Пл. III	5,3- 6,2	0,5- 0,7	Ксеноморфная, реже призматиче- ская	Простое двойни- кование	25-22	Полевой шпат, кварц, иногда биотит	Пелитизация

Таблица 16

Некоторые особенности плагиоклазов главнейших типов пород самостоятельных малых интрузий

Порода	Генера-ция	Содер-жание (об. %)	Раз-мер, мм	Форма	Характерные особенности	Сос-тав	Ассоциирую-щие мине-ралы	Вторичные изменения
I	2	3	4	5	6	7	8	9
Диабазо- вый пор- фирит	Пл. I	20,3	2,7- 3,3	Таблитчатая, призматичес- кая	Зональность выра- жена нечетко	64-58	Ромб, пиро- ксен, авгит	Соссюритизация
	Пл. II	12,1	0,8- 1,4	Призматичес- кая	Простое двойнико- вание, сравнитель- но свежая кайма	40-36	Авгит	Сравнительно свежий
	Пл. III (осн. масса)	28,6	0,05- 0,1	Микролиты, лейсты	Простое двойнико- вание		Авгит, руд- ный минерал	Слабая каолини- зация
Габбро- порфи- рит	Пл. I	18,3	2,1- 1,9	Таблитчатая, призматичес- кая	Слабозональные	60-56	Ромбич. пирок- сен, авгит	Соссюритизация, пренитизация
	Пл. II	10,2	1,2- 0,8	Призматическая	Простое двойнико- вание, кайма зо- нальн. кристал.	40-36	Авгит, ро- говаяя об- манка	Пренитизация, хлоритизация
	Пл. III (осн. масса)	26,4	0,4- 0,2	Призматичес- кая	Простое двойнико- вание	26-20	Роговая об- манка, кварц	Слабая серици- тизация

Продолжение табл. 16

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Диоритовый, кварцево-диоритовый порфирит	Пл. I	15,2	3,2-2,8	Таблитчатая, призматическая	Резко зональные, полисинтетически сдвойникованные	49-46	Роговая обманка, рудный минерал	Серицитизация, хлоритизация
	Пл. II	8,8	1,8-1,3	Таблитчатая, призматическая	--	60-56	Роговая обманка	Серицитизация, вторичный сфен
		5,1	0,9-0,5	Призматическая	Кайма зональных зерен		Роговая обманка, биотит, кварц	Хлоритизация, серицитизация, каолинизация, мусковит
	Осн. масса	44,8	0,3-0,1	Призматическая	Простое двойникование	32-28	Роговая обманка, кварц, рудный минерал	Каолинизация

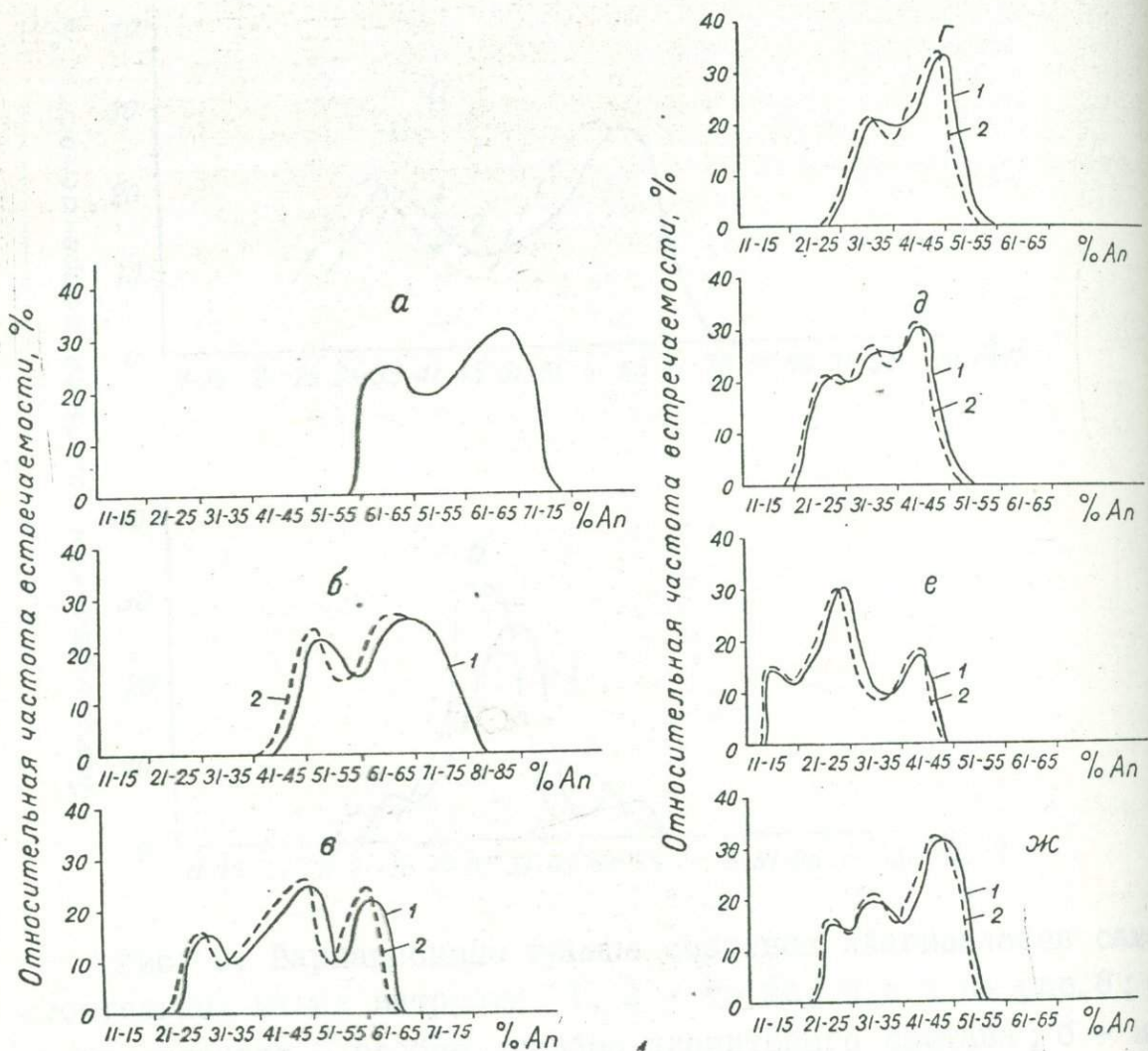


Рис. 8. Вариационные кривые составов плагиоклазов Гехаротского массива и вмещающей его вулканогенной (апаранской) толщи: 1 - без учета степени упорядоченности (по низкотемпературной кривой); 2 - с учетом степени упорядоченности (путем интерполяции). Вулканогенная толща: а - диабазовые порфириты; б - базальтовые порфириты; в - андезиты, андезито-дацитовые, дацитовые порфиры. Главные типы пород Гехаротского интрузива: г - биотитово-роговообманковые кварцевые диориты, тоналиты; д - лейкократовые кварцевые диориты, е - гранитпорфиры, ж - порфиroidные кварцевые диориты эндоконтактовой фации.

объемных процентах) приводится в табл. 17.

Вблизи крупных ксенолитов в южной части массива количество калишпата увеличивается. Он образует монцонитовые струк-

4713-8a

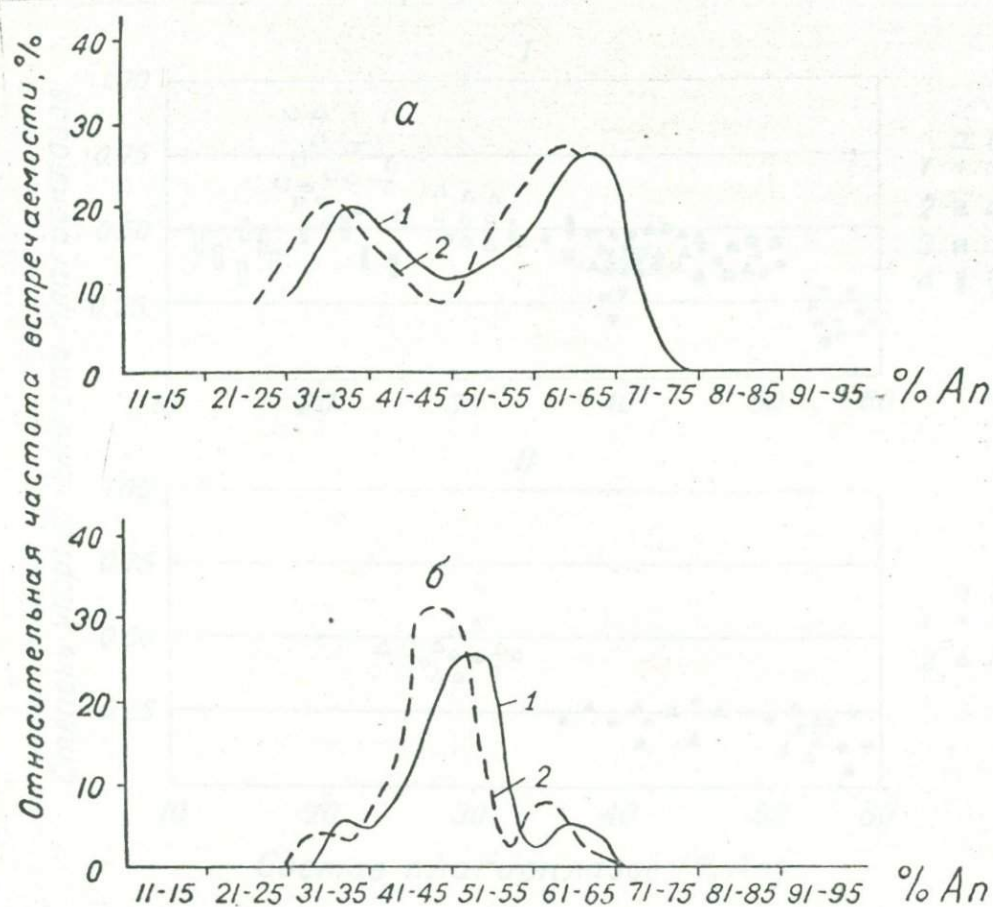


Рис. 9. Вариационные кривые составов плагиоклазов самостоятельных малых интрузий: 1, 2 - то же, что и на рис.8; а - малые интрузии - габбро, габбро-диоритового состава; б - малые интрузии диоритового, гранодиоритового состава.

туры. Обычно калишпат выделяется в позднемагматическую стадию в виде кристаллов, достигающих в длину от 0,7 до 1,5 мм в интерстициях, или цементируя ранее выделившиеся минералы. Встречаются и оторочки калишпата вокруг зерен плагиоклаза.

В лейкократовых кварцевых диоритах калишпат присутствует в виде двух генераций. Калишпат I генерации образуется в основном в интерстициях; размеры его составляют 3,3 x 1,8 мм. Для него характерно наличие пертитов тонких и грубых. Калишпат II генерации имеет ксеноморфные очертания и образует коррозийные границы с ранее образованными минералами. На границе с плагиоклазом в последнем образуются вроски мирмекиотов.

В жильных гранит-порфирах выделяется калишпат I генера-

4713-82

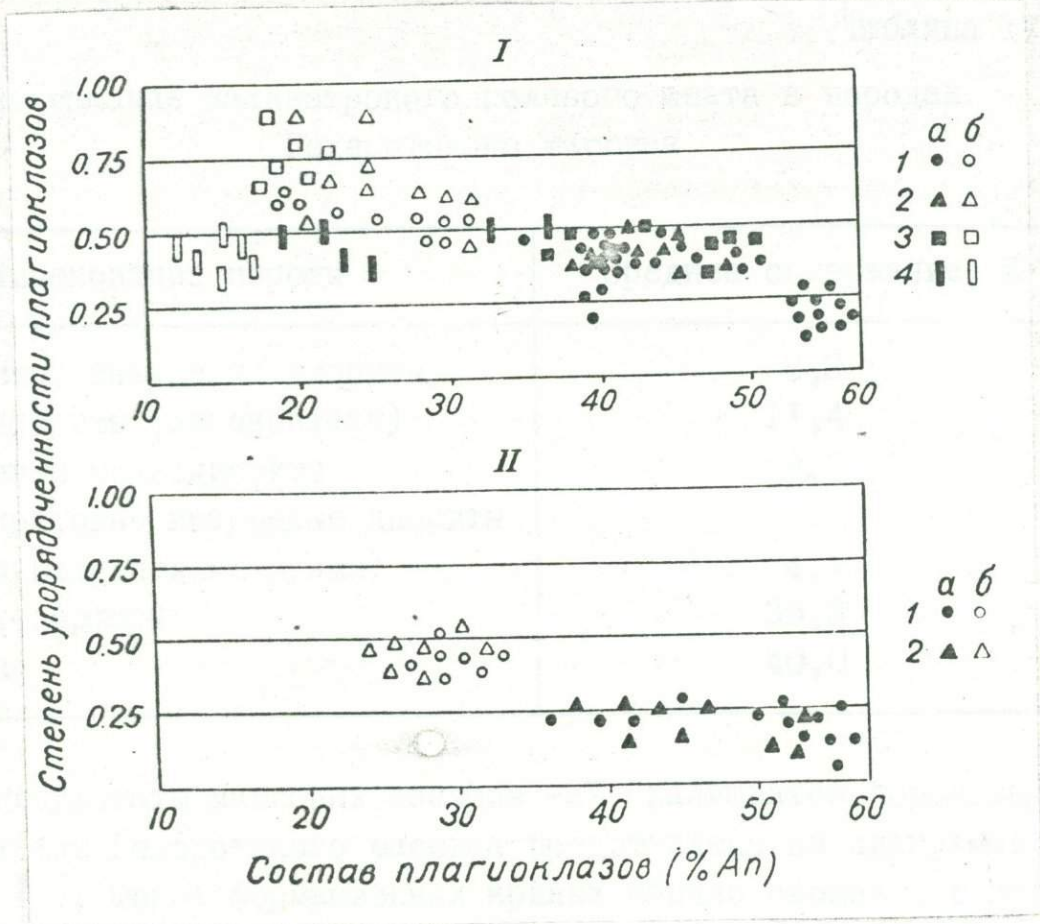


Рис. 10. Состав-степень упорядоченности плагиоклазов пород верхнеюрско-нижнемеловой вулканогенной толщи, пород Гехаротского массива и самостоятельных малых интрузий. I. Вулканогенная (апаранская) толща и породы Гехаротского массива: 1 - андезитово-базальтовые порфиристы, андезитовые порфиристы, андезитово-дацитовые порфиристы; 2 - кварцевые диориты, тоналиты; 3 - лейкократовые кварцевые диориты; 4 - гранит-порфиристы. II - самостоятельные малые интрузии: 1 - габбро, габбро-диоритовые порфиристы; 2 - диорит-порфиристы; а - центральные ядра кристаллов плагиоклаза, б - внешние зоны зональных кристаллов.

ции, кристаллизующийся в стадию главной кристаллизации вместе с плагиоклазом и кварцем, который иногда образует двойники, и калишпат II генерации, выпадающий в позднемагматическую стадию кристаллизации, имеющий резко ксеноморфные очертания по отношению к кислому плагиоклазу и кварцу. Размеры его 0,5 x 0,2 мм. В пегматитах, резко жильных гранитах и аплитах часто наблюдаются графические прорастания калишпата с кварцем.

Таблица 17

Содержание калинатрового полевого шпата в породах  
Гехаротского массива

Наименование породы	Среднее содержание, %
Тоналиты, кварцевые диориты	3,2
Гранодиориты (эндоконтакт)	11,4
Кварцевые монцодиориты	9,7
Лейкократовые кварцевые диориты (дополнительная интрузия)	4,1
Гранит-порфиры	39,3
Аплиты	40,0

Результаты массовых замеров  $-2V$  калишпатов пород выделенных фаз Гехаротского массива представлены на диаграмме (рис. II). Форма формационных кривых обычно сложная, с несколькими максимумами. Большинство максимумов имеет унаследованный характер и располагается в области значений  $51,5-55,5^{\circ}$ . Другая серия максимумов попадает в области значений  $-2V = 61,5-67,5^{\circ}$ . Угол оптических осей кристаллов, выделенных в главную стадию кристаллизации, на  $4-7^{\circ}$  меньше угла оптических осей мелких зерен, кристаллизованных в постмагматическую стадию кристаллизации. То же самое наблюдается и в зональных кристаллах.

Анализируя диаграммы составов калиевых полевых шпатов  $2V$  ( $100\text{Kmm}$ ) выделенных фаз Гехаротского массива, можно сделать вывод о том, что при переходе от лейкократовых кварцевых диоритов к аплитам, гранитам и пегматитам эволюция минерала идет в сторону увеличения калия.

По оптическим свойствам калиевый полевой шпат из всех выделенных фаз массива относится к типу высокий ортоклаз - криптопертит ( $-2V = 51,5 - 55,5^{\circ}$ ), по А.С.Марфунину, в редких случаях отмечается присутствие промежуточного ортоклаза ( $-2V = 61-67,5^{\circ}$ ).

Степень триклинности пород возрастает (0,3-0,4) в кварцевых диоритах, гранодиоритах к фазе дополнительных интрузий

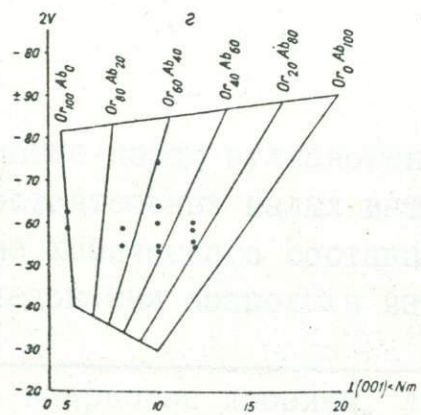
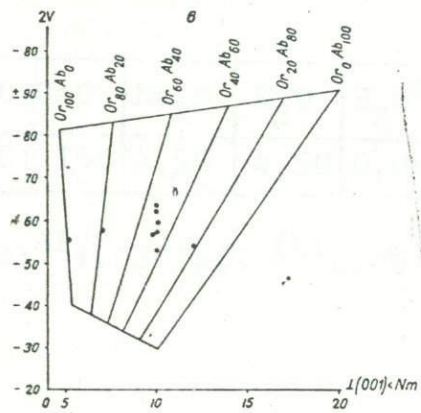
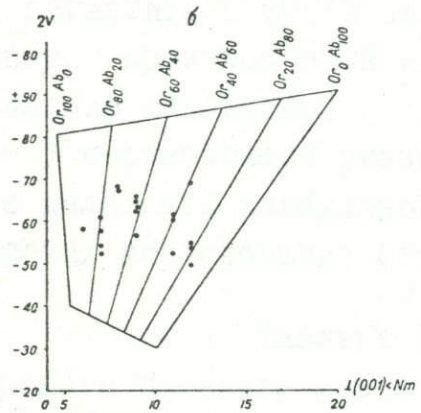
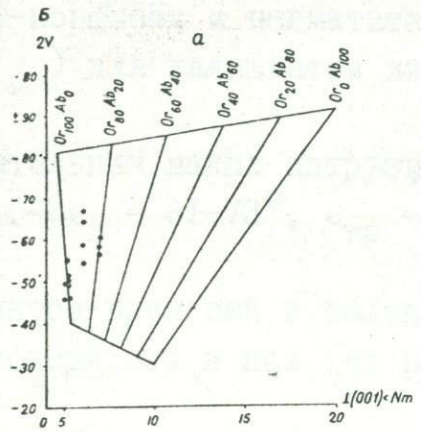
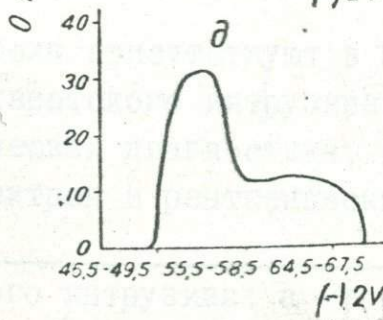
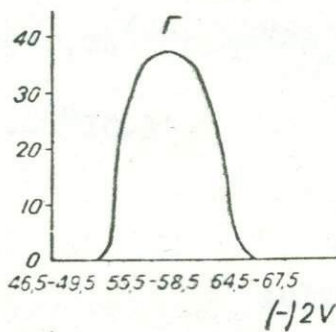
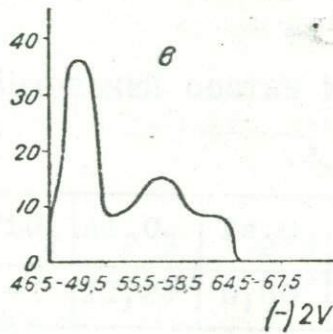
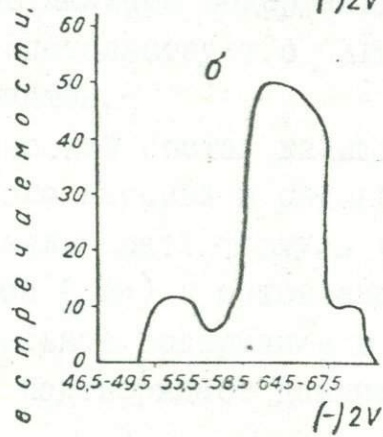
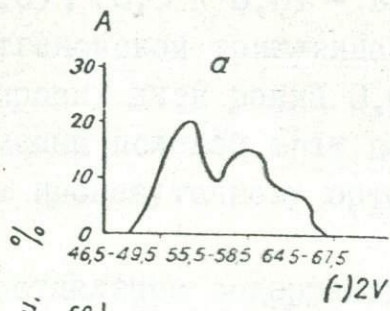


Рис. II а - б. Вариационные кривые (А) углов оптических осей (-2V) и диаграммы составов (Б) калиевых полевых шпатов

(0,4 - 0,6); (0,5 - 0,8) - в гранит-порфирах и пегматитах. Степень рентгеновской триклинности ( $\Delta_p$ ) для калишпатов из гранит-порфировых даек равна 0,6.

Калиевый полевой шпат самостоятельных малых интрузий относится к промежуточному ортоклазу ( $-2V = 61-73^\circ$ ,  $S_{тр} = 0,4-0,7$ ).

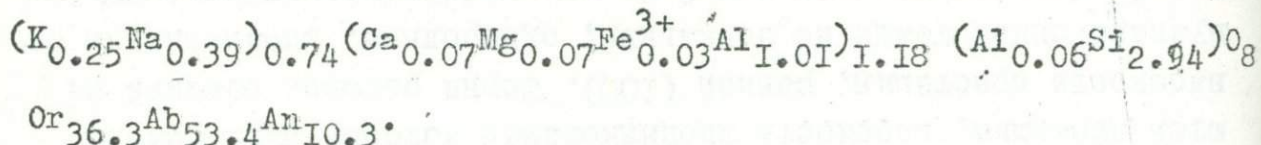
Сопоставление содержаний элементов-примесей в полевых шпатах свидетельствует о близости содержаний в них тех или иных элементов.

Химический состав калишпата из пегматита в южной части Гехаротского массива в районе с.Цилкар, произведенный пересчет его кристаллической формулы и определение альбитовой (Ab), анортитовой (An) и ортоклазовой (Or) составляющей указывает на значительное содержание в составе калишпата альбитового компонента и подтверждает данные оптических исследований (табл.18).

Таблица 18

Химический состав калинатрового полевого шпата

№ пр.	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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
36	66,62	-	21,24	0,80	-	1,01	1,50	4,50	4,50	0,04	0,40



### Амфиболы

Амфиболы присутствуют в большинстве пород вулканогенной толщи, Гехаротского интрузива и самостоятельных малых интрузий. Оптическая диагностика, изучение химического состава, анализ ИК-спектров и рентгеновские исследования позволили изучить

Гехаротского интрузива: а - тоналиты, кварцевые диориты, лейкократовые кварцевые диориты; б - гранит-аплиты; в - гранит-порфиры; г - микропегматиты; д - пегматиты.

свойства этой группы минералов с целью получения дополнительных критериев для проведения корреляции мезозойских магматических образований.

Содержание роговой обманки в породах вулканогенной толщи, Гехаротского интрузива и самостоятельных малых интрузий сильно колеблется (табл. 19). В андезитах она ассоциирует с плагиоклазом № 45-50 и пироксеном. Является главным цветным минералом для роговообманковых андезитов, распространенных восточнее Памбакского перевала и липарито-дацитов субвулканической фации.

Во всех отмеченных образованиях окраска роговой обманки неравномерная, зеленовато-бурая. Плеохроизм резкий. Наблюдаются двойники, плоскость двойникования которых параллельна плоскости срастания, равной (100). Зерна роговой обманки из вулканогенной толщи не зональные, однородные. Вкрапленники роговой обманки, достигающие 3,2 мм в длину, опацизированы по краям. Среди включений наиболее частыми являются мелкие выделения магнетита, замещается хлоритом, биотитом, эпидотом, кварцем, актинолитом, карбонатом.

Роговая обманка в породах выделенных фаз и фаций Гехаротского массива кристаллизуется между плагиоклазом № 41-45 раннемагматической стадии кристаллизации. Он идиоморфен по отношению к кварцу и биотиту. Обычно наблюдаются две генерации исследуемого минерала. Размеры первой генерации 1,7 - 3,3 мм в длину и 0,6 - 1,3 мм в ширину. Зерна роговой обманки второй генерации мельче - 0,9 x 0,3 мм. Частыми включениями являются магнетит, сфен, замещается биотитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом.

Роговая обманка в самостоятельных малых интрузиях является распространенным минералом в диоритовых порфиритах. Наблюдается зональность с изменением  $-2V$  в краевых зонах на  $7 - 8^{\circ}$ . Размеры вкрапленников 1,5 x 0,3 мм. Включает зерна магнетита, замещается биотитом, хлоритом, актинолитом и в отличие от роговых обманок вулканогенной толщи и Гехаротского массива интенсивно замещается сфеном, выделение которого происходит в основном в позднемагматическую стадию кристаллизации. Призматические зерна роговой обманки широко развиты и в основной массе отмеченных даек. Оптические свойства и некоторые особенности роговых обманок, согласно В.С.Соболеву

Таблица 19

Средние содержания роговой обманки в мезозойских магматических образований

Породы	Содержание, %
Андезито-базальтовый порфирит	5 (вкрапл.)
Андезитовый порфирит	9,8 (вкрапл.)
Андезито-дацитовый порфирит	8,3 (вкрапл.)
Липарито-дацитовый порфир	6,2 (вкрапл.)
Диорит (эндоконтактовая фация)	18,0
Биотит-роговообманковый кварцевый диорит	6,1-15,0
Лейкократовый кварцевый диорит	0,7
Габбро (дайка)	3,1
Габбро-порфирит (дайка)	2,8-5,8(вкрапл.)
Диоритовый порфирит (дайка)	9,3-1,4 (основная масса)

(1950) и У.А.Диру и др. (1965), приведены в табл. 20, из которой видно, что роговые обманки мезозойских магматических образований исследуемого района обладают сравнительно низкой железистостью (27 - 40%), высокой магнезиальностью (60 - 70%). Химические анализы роговой обманки, кристаллохимические формулы и соотношения основных компонентов приведены в табл. 21. Из рассмотрения приведенных данных следует, что все изученные амфиболы из вмещающей вулканогенной толщи и отмеченных фаз и фаций Гехаротского массива, согласно классификации У.А.Диру и др., относятся к подгруппе кальциевых амфиболов. Соотношения окисного и закисного железа наряду с оптическими свойствами, окраской и тонами плеохроизма отвечают обыкновенной роговой обманке.

Характерной особенностью химизма роговых обманок из андезитов вулканогенной толщи является высокое содержание кальция на формальную единицу (1,76 - 2,33), соответствующее верхнему пределу содержаний этого катиона. По содержанию калия и натрия различия довольно резкие (24,2 - 10,5%), при постепенном убывании коэффициента  $a_{Ca}$ . Роговые обманки из андезитов, в которых они ассоциируют с авгитом, сравнительно обогащены щелочами. Самое малое содержание щелочей в роговых обманках из лейкократовых кварцевых диоритов дополнительной интрузивной фазы Гехаротского массива. В описываемых минералах из самостоятельных малых интрузий их содержание вновь возрастает ( $a_{Ca} = 17,7$ ).

Наиболее высокая глиноземистость ( $a_{Si} = 24,9\%$ ) исследуемого минерала свойственна роговым обманкам из андезитов верхнеюрско-нижнемеловой вулканогенной толщи, причем в них наблюдается наиболее интенсивное замещение Al на Si.

Особенности состава изученных роговых обманок отчетливо видны на диаграммах в координатах Al-(Al + Fe + Ti); Al-(Na + K);  $\frac{Mg \cdot 100}{Mg + Fe + Mn}$ ; Al-%SiO<sub>2</sub>; (рис. 12 - 14), построенных У.А.Диром (Дир и др., 1968).

Фигуративные точки амфиболов из мезозойских магматических пород исследуемого района попадают в поле, характеризующее составы обыкновенных роговых обманок. Расположение фигуративных точек указывает на некоторые особенности состава изученных амфиболов. Фигуративная точка роговой обманки из диоритовой дайки занимает некоторое обособленное положение и отличается от исследуемого минерала из вулканической толщи и пород Гехаротского массива меньшим содержанием Al.

Судя по отношению  $\frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$  (50,5-68,15), количество ионов Mg преобладает над суммой ( $Fe^{3+} + Fe^{2+}$ ) и наиболее высокая магнезиальность наблюдается в роговых обманках из диоритовых даек - 68,5 и наименьшая в лейкократовых кварцевых диоритах дополнительной фазы. Отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  (табл. 21) указывают на разную степень окисленности изученных образцов роговых обманок. Постоянно низкое содержание гидроксила по сравнению с теоретической формулой связано с процессом окисления значительной части двухвалентного железа.

Нужно отметить, что коэффициенты железистости и магнезиальности роговых обманок, рассчитанные на основании имеющихся

## Оптические константы роговой обманки

Образцы	Породы	- 2V	cNg	Ng'	Np'	$\frac{100 \sum Fe}{\sum Fe + Mg}$	$\frac{100 Mg}{Mg + Fe + Mn}$
						(по Соболеву)	(по Диру и др.)
42	Андезито-дацитовый порфирит	74	I3	1,675	1,652	40	61
40	Андезитовый порфирит	72	I5	1,673	1,650	39	62
41	Андезитовый порфирит	70	I4	1,669	1,648	35	63
I3	Роговообманковый кварцевый диорит	76	I5	1,652	1,648	27	
II	Диорит (эндоконтактовая фация)	68	I6	1,671	1,654	36	64
7	Тоналит	66	I7	1,673	1,651	37	61
I2	Кварцевый диорит (эндоконтактовая фация)	70	I5	1,673	1,650	37	61
5	Интенсивно переработанный ксенолит	75	I5	1,670	1,648	36	60
34	Биотит-роговообманковый кварцевый диорит	70	I5	1,671	1,654	36	60
38	Лейкократовый кварц.диорит	70	I6	1,682	1,658	46	53
2	Габбро (дайка)	80	I8	1,662	1,648	27	73
90	Диорит (дайка)	78	I7	1,667	1,645	34	70
46	Диорит (дайка)	75	I5	1,667	1,655	34	70

Химический состав и кристаллохимические формулы

ОКИСЛЫ	Анде- зит- порфи- рит, пр.40	Кварц. диорит эндо- контак- товой фаши, обр.12	Перера- ботан- ный ксено- лит, обр.5	Тона- лит, обр.7	Кварце- вый дио- рит, обр.34	Лейко- крат. кварце- вый диорит, обр.38	Диорит (дай- ка), обр.80
I	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	44,08	44,68	43,44	44,48	47,34	43,86	48,54
TiO <sub>2</sub>	0,55	2,54	2,60	1,94	0,72	3,00	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,25	11,76	12,45	10,71	8,18	9,94	9,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	1,72	3,05	3,48	4,68	4,77	2,32
FeO	9,80	12,13	12,74	12,00	10,01	12,64	10,01
CaO	11,52	12,03	12,07	11,39	13,64	14,10	12,08
MgO	12,18	13,40	13,01	13,65	13,32	10,03	14,53
MnO	0,63	0,06	0,06	0,76	0,25	0,32	0,21
Na <sub>2</sub> O	1,40	1,10	0,30	1,20	0,85	0,75	1,16
K <sub>2</sub> O	0,85	0,55	0,55	0,65	0,50	0,35	0,48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,87	0,85	-	0,40	1,08	0,34	1,29
H <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,13	100,82	100,87	100,66	100,57	100,10	100,71

Количество ионов в пересчете на 24 (0)

Z	Si	6,31 <sub>8,00</sub>	6,57 <sub>8,00</sub>	6,49 <sub>8</sub>	6,68 <sub>8,00</sub>	6,69 <sub>8</sub>	6,67 <sub>8</sub>	6,98 <sub>8</sub>
	Al	1,69	1,43	1,61	1,32	1,31	1,33	1,02
Y	Al	0,89	0,61	0,70	0,57	0,10	0,44	0,60
	Ti	0,06	0,27	0,30	0,21	0,08	0,35	0,07
	Fe <sup>3+</sup>	0,32	0,19	0,34	0,39	0,51	0,55	0,24
	Mg	2,61	2,93	2,90	3,02	2,91	2,26	3,15
	Fe	1,17	1,49	1,55	1,51	1,22	1,61	1,20
	Mn	0,06	0,01	0,01	0,10	0,03	0,04	0,03

I	2	3	4	5	6	7	8
Ca	0,39	0,34	0,27	0,39	0,24	0,22	0,32
Ca	1,76	1,89	1,83	1,83	2,14	2,29	1,87
	2,32	2,33	3,21	2,29	2,55	2,55	2,27
	0,17	0,10	0,10	0,12	0,09	0,05	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,87	0,85	-	0,40	0,35	0,35	1,22
	2,00	2,00		2,00	2,00	2,00	2,00
	1,13	1,15		1,60	1,65	1,65	0,78
Соотношения атомов							
Fe <sup>2+</sup>	2,2	2,0	1,9	2,0	2,4	1,4	2,7
$\frac{10 \cdot Mg}{Fe+Mn}$	62,6	63,0	60,5	60,0	62,3	50,5	68,5
a <sub>si</sub>	21,4	17,2	20,2	13,2	16,4	16,7	12,7
$\frac{3+}{VI}$	24,9	19,5	29,6	20,1	14,2	25,6	17,2
a <sub>ca</sub>	24,2	28,9	16,7	20,1	13,4	10,5	17,7
$\frac{3+}{\Sigma Fe}$	0,23	0,10	0,24	0,29	0,38	0,27	0,18

Примечания:

$$a_{si} = \frac{Al^{IV}}{Al^{IV} + Si} \cdot 100$$

$$a_{VI}^{3+} = \frac{(Al^{VI} + Ti + Fe^{3+}) \cdot 100}{Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Al^{VI} + Mn + Ti}$$

$$a_{ca} = \frac{(Na + K) \cdot 100}{Na + K + Ca}$$

(по С.П.Кориковскому, 1966).

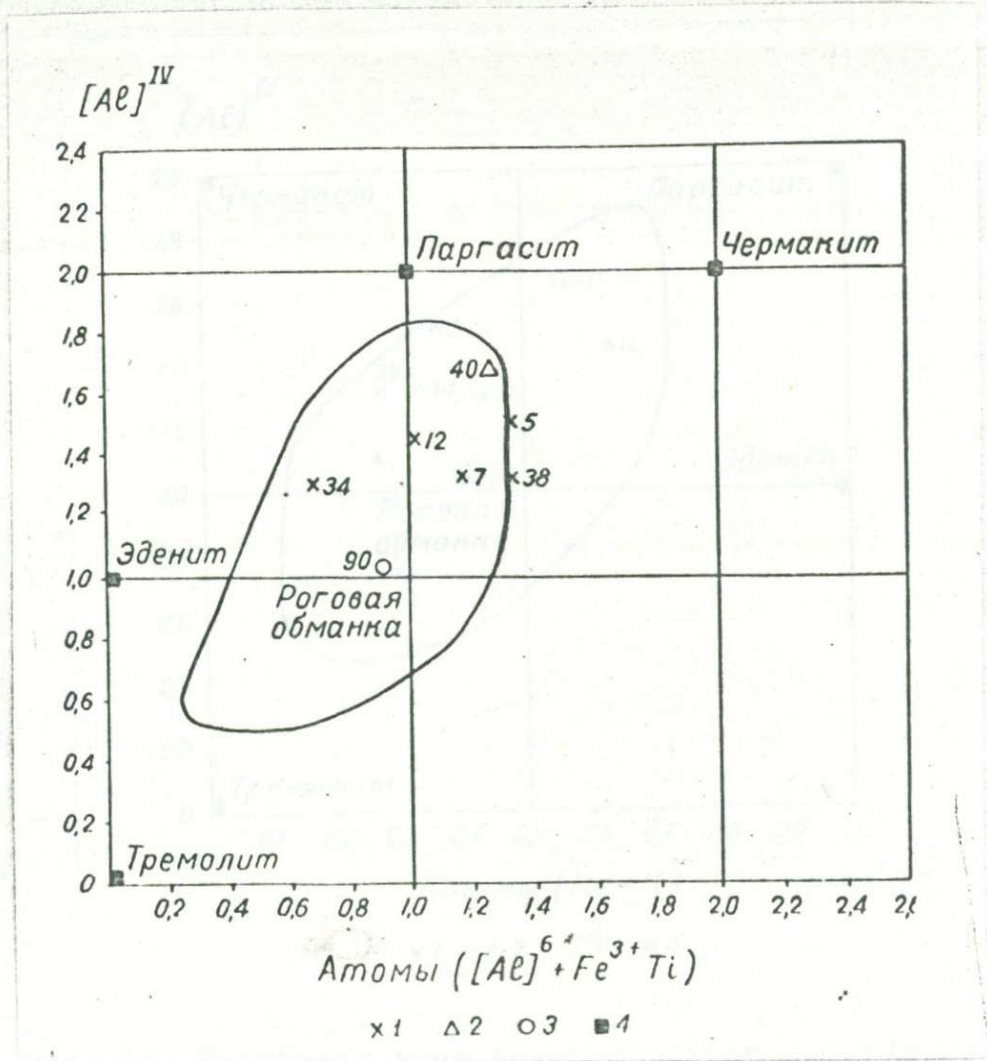


Рис. 12. Колебания химических составов кальциевых амфиболов из мезозойских магматических образований: 1 - породы Гехаротского массива; 2 - андезитовый порфирит вулканогенной (апаранской) толщи; 3 - диоритовый порфирит (дайка) (Цифры на диаграмме соответствуют номерам химических анализов в табл. 21).

химических анализов, совпадают с их оптическими определениями. Полученные данные подтверждаются исследованием ИК-спектров образцов 5, 7, 12, 42, проводимых по методам качественного молекулярного анализа. Инфракрасные спектры были получены

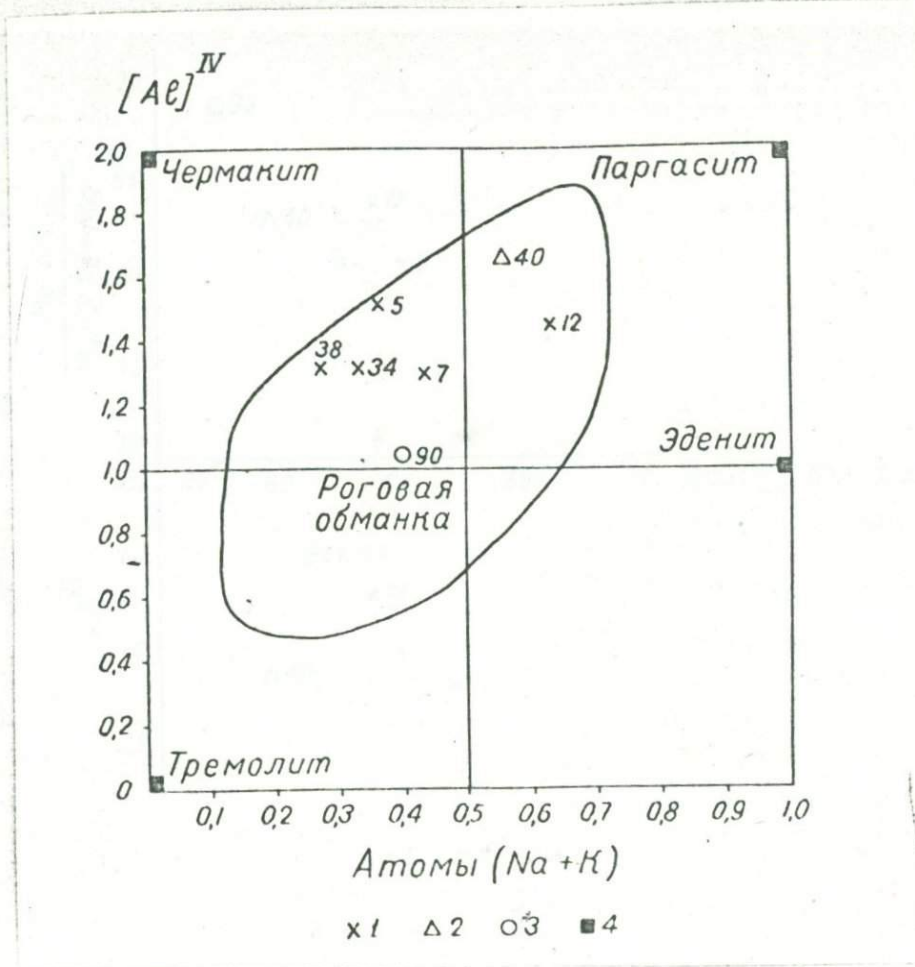


Рис. 13. Колебания химических составов кальциевых амфиболов из мезозойских магматических образований: 1 - породы Гехаротского массива; 2 - андезитовый порфирит вулканогенной (апаранской) толщи; 3 - диоритовый порфирит (дайка) (Цифры на диаграмме соответствуют номерам химических анализов в табл.21).

на спектрофотометре ИР-20 (К.Цейсс, ГДР) в области 4000 - 400. ИК-спектры отмеченных образцов соответствуют спектрам амфиболов типа роговой обманки и совершенно идентичны, спектр образца 42 из андезито-дацитов вмещающей толщи отличается соотношением интенсивности полос поглощения в области 900 - 1100  $cm^{-1}$ , что соответствует разному распределению  $Al$  в структуре.

Роговые обманки отмеченных магматических образований исследовались также рентгеновским методом. Съемка велась на аг-

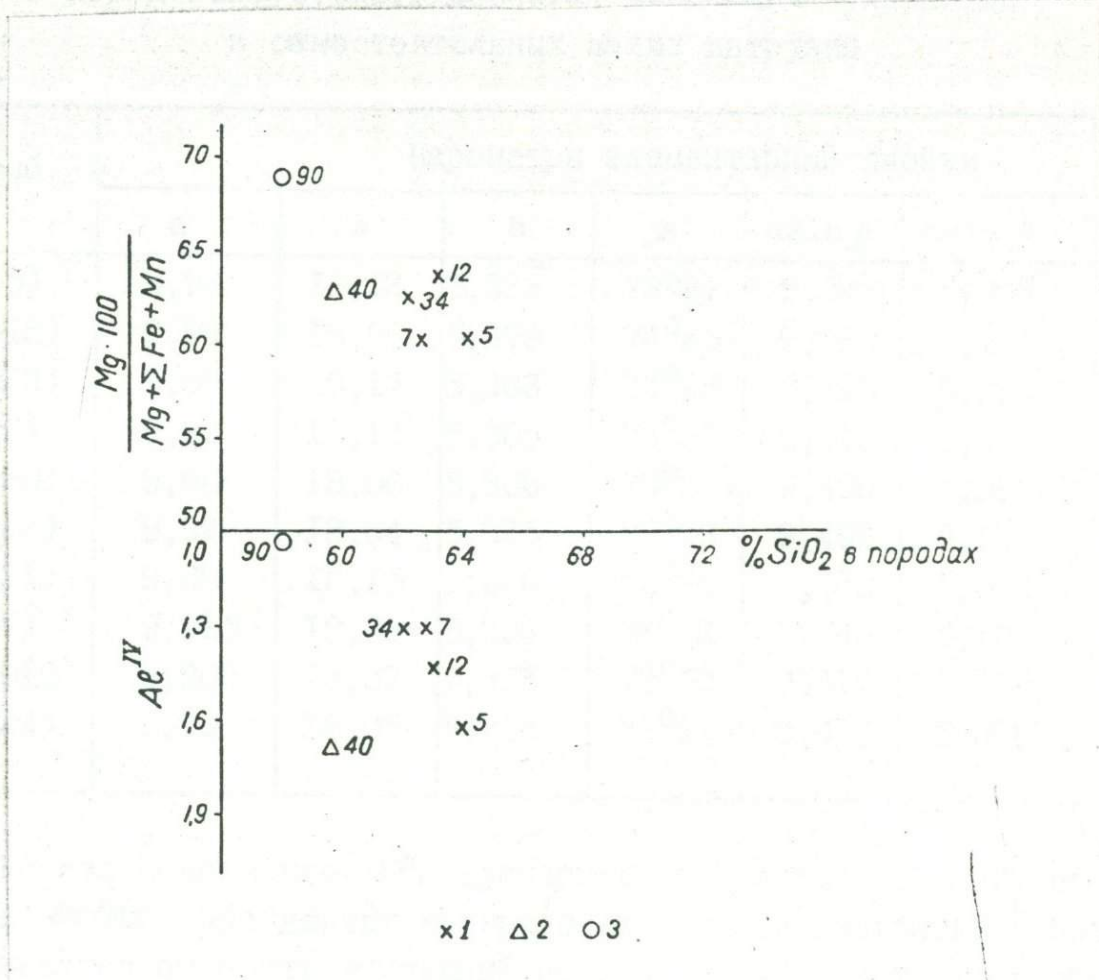


Рис. 14. Колебания химических составов кальциевых амфиболов от содержания SiO<sub>2</sub>: 1 - породы Гехаротского массива; 2 - андезитовый порфирит вулканогенной (апаранской) толщи; 3 - диоритовый порфирит (дайка) (Цифры на диаграмме соответствуют номерам химических анализов в табл. 21).

парате УРС-55 на железном неотфильтрованном изучении в камерах РКД. Режим на трубке -30 кв. 16 ма. В качестве внутреннего стандарта использовался элементарный кремний. Параметры элементарной ячейки роговых обманок приводятся в табл. 22. Расчет проводился по следующим отражениям: параметр "а" - (400), (600); параметр "в" - (0,12.0), (0,14.0) и (0.10.0); параметр "с" - (661), (712), (7.72); угол  $\mu$  - (641), (603).

Диагностика показала принадлежность всех изученных образцов к обыкновенной роговой обманке.

Таблица 22

Рентгеновские параметры роговых обманок из главных типов пород Гехаротского массива, вмещающих вулканитов и самостоятельных малых интрузий

№ проб	Параметры элементарной ячейки					
	a	b	c	$\beta$	$a \sin \beta$	$c \sin \beta$
2 (I925)	9,96	18,12	5,323	73°06'	9,523	5,093
34 (I918)	9,93	18,06	5,379	74°25'	9,560	5,181
38 (I923)	9,88	18,17	5,283	74°28'	9,516	5,09
5 (I916)	9,93	18,12	5,308	73°31'	9,518	5,09
40 (I920)	9,90	18,06	5,308	73°31'	9,490	5,09
42 (I922)	9,92	18,04	5,325	73°23'	9,496	5,10
12 (I921)	9,88	18,15	5,320	74°29'	9,520	5,066
7 (I917)	9,915	18,08	5,303	74°22'	9,548	5,107
34 <sup>a</sup> (I919)	9,908	18,07	5,315	73°50'	9,517	5,105
35 (I924)	9,90	18,05	5,313	73°11'	9,476	5,086

Высокое содержание  $Al_2$ , суммарное содержание щелочей, отношение  $Fe/Mg$  при данных содержаниях  $SiO_2$  во вмещающих породах позволяет относить изученные роговые обманки к типу, свойственному ассоциации пород островных дуг, выделенному P. Jakes and A. F. White (1972) на основании детального сравнения химизма амфиболов из вулканических ассоциаций островных дуг и окраин континентов.

### Б и о т и т ы

В породах апаранской вулканогенной толщи биотит встречается во вкрапленниках андезито-дацитов и липарито-дацитов экстрезивной и эксплозивной фаций, развитых по западному склону г. Ильмитах и восточнее Памбакского перевала, содержащих  $SiO_2$  в пределах 60-69% и  $K_2O$  - 1,75-2,50%. В отмеченных породах биотит ассоциирует с вкрапленниками олигоклаза-андезина, роговой обманкой, кварцем и магнетитом и составляет 3-5%, иногда до 10% поверхности шлифа. Образует пластинчатые выделения, достигающие до 0,5 мм. Схема абсорбции обычная; по  $Ng$  биотит окрашен в

темно-коричневый цвет, что согласно выведенной И.А.Островским и В.П.Петровым (1940) зависимости средней светопрозрачности биотитов от общего содержания в них красителей ( $Fe_2O_3, TiO_2, FeO$ ) отвечает содержанию последних в пределах 30%. Биотит обычно замещает роговую обманку, магнетит, в свою очередь сам замещаясь хлоритом с выделением магнетита. Значение угла оптических осей в изученных образцах равно или близко к  $0^\circ$ .

Как показали результаты замеров показателей преломления биотита из изученных андезитов-дацитовых, липаритов-дацитовых порфиритов вулканогенной толщи (табл.23), коэффициент железистости колеблется от 44 до 52%. Наиболее железистыми по составу являются вкрапленники биотита из липаритов-дацитов. Показатели преломления и железистость биотитов приведены в табл.23.

В породах различных фаз и фаций Гехаротского массива биотит встречается в виде неправильной формы чешуек, табличек, достигающих длины 0,4-1,5 мм, окрашенных в темно-коричневый, коричневатозеленый цвет, с отчетливым плеохроизмом от темно-коричневого по Ng и буровато-коричневого до светло-коричневого и буровато-желтого по Np. Буроватые оттенки характерны для биотитов из лейкократовых кварцевых диоритов дополнительных интрузий, гранит-порфиров и гранит-аплитов.

Наименьшей железистостью по результатам замеров показателей преломления (табл.24) характеризуются биотиты из эндоконтактовых кварцевых диоритов (45%), а наибольшей - биотиты из гранит-порфиров (52%) и пегматитов (52%).

В табл. 25 приводятся результаты полного химического анализа двух образцов биотита из кварцевых диоритов эндоконтактовой и главной интрузивной фаций. По этим данным изученный минерал относится к промежуточному типу между изоморфными рядами - истонит - сидерофиллит и флогопит-аннит. Химические анализы рассчитаны на  $24(OH, 0)$  в соответствии с теоретической формулой  $X_6Y_{6-4}Z_8O_{20}(OH, 0)_4$ .

Наблюдается сходимость общей железистости, определенной по показателям преломления кварцевых диоритов эндоконтактовой фации (45-47) и кварцевых диоритов главной фазы (48) с общей железистостью, вычисленной для биотитов из тех же пород по химическим анализам (соответственно 44,20 и 46,10).

Содержание калия в группе крупных катионов (группа X) составляет 56-79%. Титан входит только в октаэдрическую позицию

Таблица 23

Показатели преломления и железистости биотитов из андезито-дацитовых, липарито-дацитовых порфиров апаранской вулканогенной толщи

Породы	Образцы	$N_g = N_m$	$\frac{\sum Fe}{\sum Fe+Mg}$ по В.С.Соболеву	$FeO + (Fe_2O_3 + TiO_2)$ Heinrich, 1946
Андезито-дацит	387	1,639	44	24,6
Андезито-дацит	399	1,640	45	24,8
Андезито-дацит	388	1,640	45	24,8
Андезито-дацит	383	1,639	44	24,6
Андезито-дацит	384	1,639	44	24,6
Андезито-дацит	410	1,642	47	25,0
Липарито-дацит	386	1,648	52	27,0
Липарито-дацит	105	1,645	50	26,1

и содержание его уменьшается с увеличением отношения  $\frac{\sum Fe}{\sum Fe+Mg}$ . Преобладание Mg в группе у над Fe по-видимому, связано со вторичным изменением.

В эндоконтактовых кварцевых диоритах в дополнительной группе одновалентные анионы OH составляют 32%, что свидетельствует о высокой степени изоморфного замещения гидрооксида на O в связи с окислением  $Fe^{2+}$ .

Рассмотрим положение фигуративных точек кварцевых диоритов эндоконтактовой и главной фаций на тройной диаграмме Fe-Mg-Al<sup>VI</sup> (рис. 15). Как видно из диаграммы, в биотитах эндоконтактовых фаций отмечается высокое содержание Fe при примерно равных значениях Mg. Фигуративные точки изучаемых биотитов из кварцевых диоритов Гехаротского массива на тройной диаграмме Fe-Mg-Al<sup>VI</sup> (рис. 15), на которую по работе Gower (1957) нанесены поля составов биотитов различных групп пород, располагаются у линии Fe-Mg и занимают положение, близкое к полю габбро.

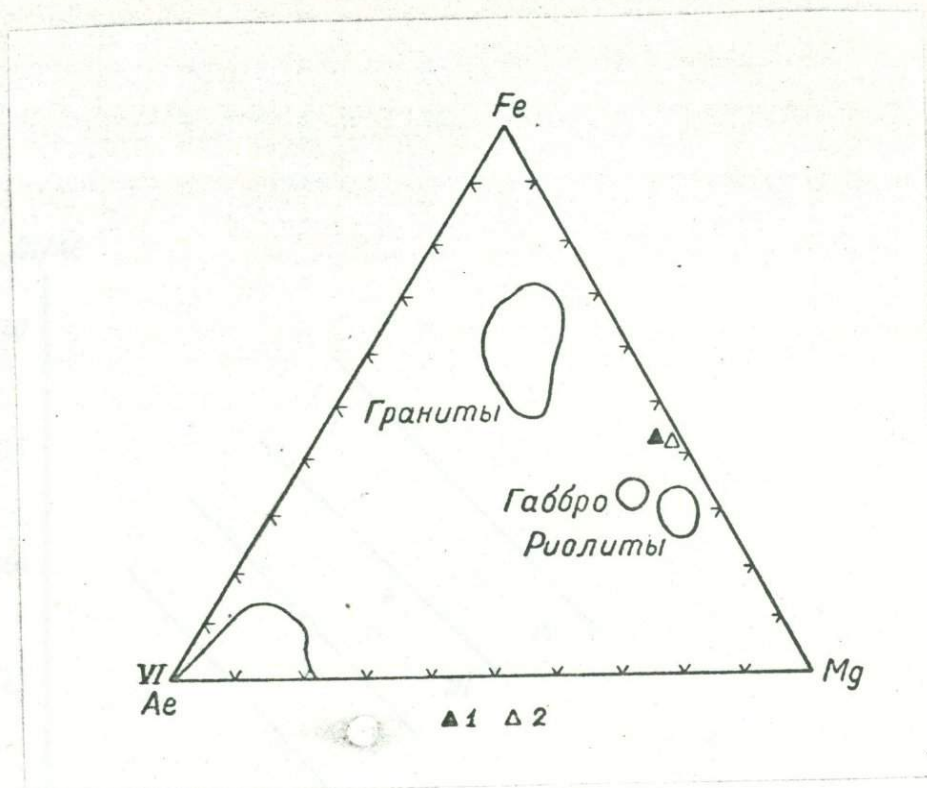


Рис. 15. Составы биотитов из тоналитов Гехаротского массива на диаграмме Fe-Mg-Al: 1 - биотиты из кварцевых диоритов главной фации; 2 - биотиты из кварцевых диоритов эндоконтактовой фации. Поля составов биотитов из различных пород по Flower 1957.

На диаграмме в координатах  $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg+Fe}{Al}$  рассмотренной А.А.Маракушевым и И.А.Тарариным (1965) (рис. 16), фигуративные точки изученных биотитов располагаются в пределах III поля щелочности (гранитоидов нормальной щелочности), что свидетельствует о том, что по режиму щелочности условия кристаллизации кварцевых диоритов соответствуют гранитоидам нормальной щелочности.

В породах самостоятельных малых интрузий - габбро, диабазовых порфиритах биотит встречается в виде чешуек неправильной формы, в последних выделяется табличками длиной до 0,8 мм. В габбровых дайках содержание его достигает 2-5%, а в диоритовых - 6-10%. Цвет коричневый. Плеохроирует от темно-коричневого по Ng до светло-коричневого, соломенно-желтого по Np. В габбровых дайках он замещает пироксен и магнетит, в диоритовых - роговую обманку, реже плагиоклаз и магнетит.

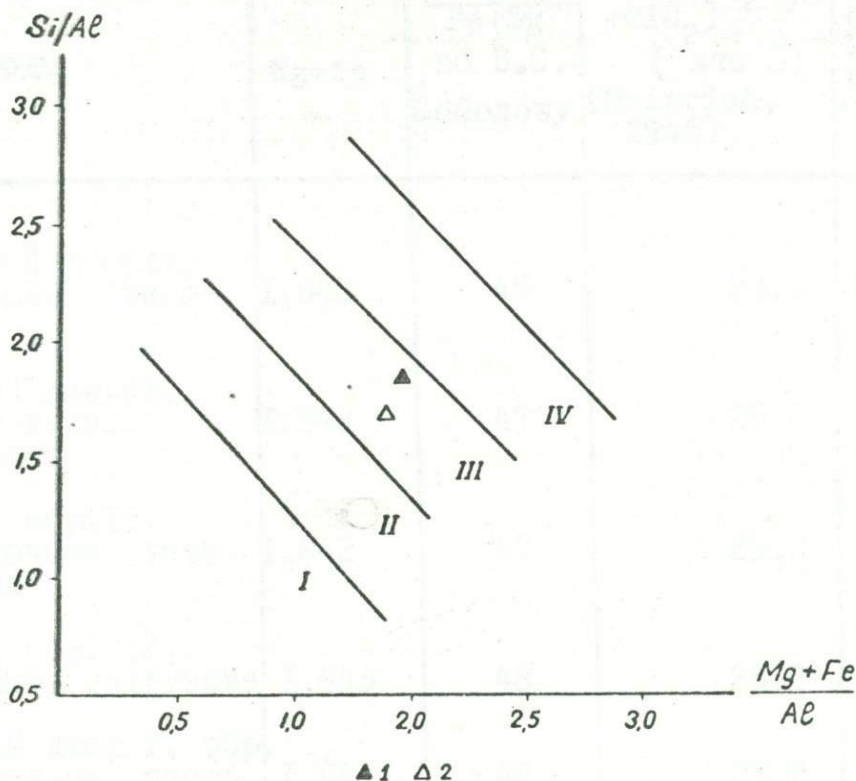


Рис. 16. Составы биотитов из главной фазы Гехаротского интрузива на диаграмме составов биотитов из различных типов гранитоидов (по А.А.Маракушеву и И.А.Тарарину, 1965): I - биотиты из кварцевых диоритов главной фазии; 2 - биотиты из кварцевых диоритов эндоконтактной фазии.

Коэффициент железистости биотитов из отмеченных даек, как и величина  $FeO+2(Fe_2O_3+TiO_2)$  (табл.27), значительно повышаются по сравнению с биотитами вулканогенной (апаранской) толщи и породами Гехаротского массива.

Рентгеновское изучение образцов биотитов из кислых дериватов вулканогенной толщи, пород Гехаротского массива и малых интрузий было проведено на дифрактометре УРС-50 ИМ на  $Si$  и  $Fe$  излучение. В качестве внутреннего стандарта был использован элементарный  $Si$ . Съемка велась при скорости сканирования  $1^\circ$  и  $0,5^\circ$  в минуту. Все образцы оказались триоктаэдрическими

Таблица 24

Показатели преломления и железистость биотитов из пород Гехаротского массива

Породы	Ng=Np	Fe Fe+Mg по В.С. Соболеву	FeO+2(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +TiO <sub>2</sub> ) ( вес %) (Heinrich, 1946)	Название минералов по Трегеру
Кварцевый диорит, обр. II, южный эндо-контакт	I,640	45	24,8	Лепидомелан
Кварцевый диорит, обр. 69, северный эндоконтакт	I,642	47	25,0	- " -
Тоналит, обр. I6, юго-восточная часть интрузива	I,642	47	25,0	- " -
Тоналит, обр. I2, южный склон интрузива	I,643	48	25,2	- " -
Кварцевый диорит, обр. 55, центральная часть интрузива	I,643	48	25,2	- " -
Лейкократовый кварцевый диорит, обр. I8, центральная часть интрузива	I,646	50	26,1	- " -
Лейкократовый кварцевый диорит, обр. 62, восточнее Памбакского перевала	I,646	50	26,1	- " -
Гранит-порфир, обр. 4, юго-зап. часть интрузива	I,646	50	26,1	- " -
Гранит-аплит, обр. 34	I,647	51	25,1	- " -
Аплит, обр. 84, восточная часть интрузива	I,647	51	26,1	- " -
Пегматит, обр. 87, район Памбакского перевала	I,648	52	27,0	- " -
Пегматит, обр. II3, северная часть интрузива	I,648	52	27,0	- " -

Таблица 25

Химический состав и кристаллохимические формулы биотитов из кварцевых диоритов Гехаротского массива.

N	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 <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
I	35,02	2,80	16,06	18,20	3,60	0,47	14,13	3,04	0,056	4,00	1,50	75
2	35,36	1,80	15,50	5,57	15,17	0,22	13,32	4,44	0,305	5,50	3,23	10

1- кварцевый диорит эндоконтактовой фации; 2- кварцевый диорит главной фации. Аналитики: С.Г.Чаталян, Л.А.Оганесян (ИГН АН Арм. ССР).

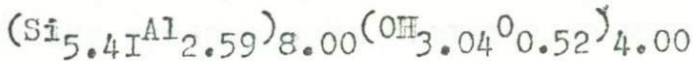
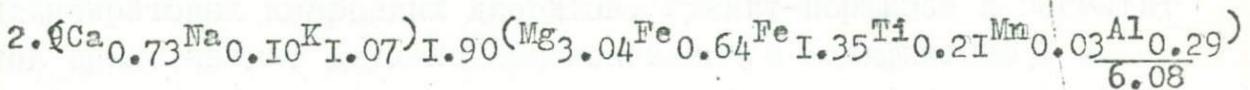
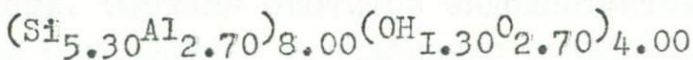
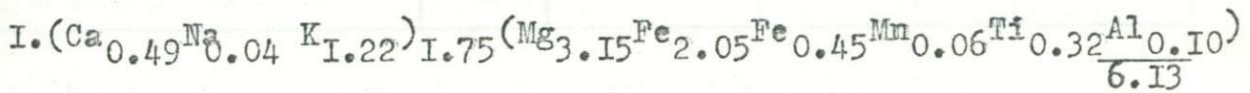


Таблица 26

Соотношение атомов

N	100%	$\frac{Na+K}{Al}$	$\frac{Al \cdot 100}{Al+Mg+Fe+Si}$	$\frac{K}{Na}$	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	$FeO+2(Fe_2O_3+TiO_2)$ (в вес.%)
I	44,20	0,44	20,70	30,5	1,98	45,60
2	46,10	0,42	20,23	10,7	2,01	29,91

Таблица 27

Показатели преломления и железистость биотитов из габбро-порфиров и диоритовых порфиров

Породы	$n_g$ = $n_m$	$\frac{\sum Fe}{\sum Fe+Mg}$ по В.С.Соболеву	$FeO+2(Fe_2O_3 + TiO_2)$ (Heinrich)	Название минерала, по Трегеру
Габбро-порфирит. Обр. 43. Южная часть массива	1,652	56	36	Лепидомелан
Габбро-порфирит. Обр. 43	1,651	54	32	- " -
Диоритовый порфирит	1,652	56	36	- " -

слюдами. Образцы биотитов эндоконтактных фаций представляют собою однослойную моноклинную модификацию 1М, биотиты из лейкократовых кварцевых диоритов, гранит-порфиров и пегматитов представляют двухслойную моноклинную модификацию 2 М. Биотиты из габбро представляют однослойную модификацию. Рентгеновские исследования биотитов из мезозойских магматических образований Спитакского района приведены в табл. 28.

Небольшие изменения параметров свидетельствуют о близких составах изученных биотитов. Расчет параметра "в", а также установление политапа затрудняются ввиду загрязнения всех исследуемых проб хлоритом. В связи с этим обнаруживаются вариации для отношения интенсивностей  $J(004)/J(005)$ , которые чувствительны к изоморфным замещениям Fe - Mg.

Инфракрасные спектры образцов биотита из вулканогенной толщи кварцевых диоритов эндоконтактной и главной фаций Гехаротского массива были получены на фотоспектрометре ИР-20 (К.Цейсс, ГДР) в области  $4,000-4000 \text{ см}^{-1}$ . Анализ (интерпретация) спектров проводился методом качественного молекулярного анализа (лаборатория спектроскопии, ВИС, аналитик Солнцева). Исследуемые образцы тождественны в пределах ошибки опыта и характеризуются: I - полосами поглощения с максимумами около

Таблица 28

Рентгеновское исследование биотитов

№ пробы	Порода	$\frac{Y}{(004)} \frac{(005)}{(005)}$	$d'$ (005)	$d$ (0.60)	"b"	$c \sin \beta$	Поли-тип
5	Кварцевый диорит (эндоконтактовая)	0,86	2,017	1,543	9,258	10,085	I ?
10	Тоналит. Юго-западная часть	0,90	2,016	1,548	9,288	10,080	I
12	Андезитовый порфирит (вмещающая вулк. толща)	1,0	2,015	1,544	9,264	10,075	I
38	Лейкократовый кварцевый диорит	0,72	2,017	1,546	9,276	10,085	2 I
35	Гранит-порфир	0,99	2,015	1,546	9,276	10,075	2 I
36	Пегматит	0,78	2,016	1,550	9,300	10,045	2
2	Габбро-порфирит	0,75	2,015	1,545	9,270	10,075	I

3,560  $\text{см}^{-1}$  и 3,690  $\text{см}^{-1}$ , вызываемые валентными колебаниями гидроксильных групп, связанных с вакансиями октаэдрического слоя; 2 - полосы поглощения 1,640  $\text{см}^{-1}$  и 3,400  $\text{см}^{-1}$  см характеризуются деформационными колебаниями молекулы воды. Возможно наличие некоторого количества дефектных межслоевых промежутков, заполненных молекулами воды, координированными вокруг катионов межслоевого пространства; 3 - полосы поглощения 415, 445, 465, 612, 650 и 670  $\text{см}^{-1}$ , свидетельствующие о деформационных колебаниях  $(\text{Si Al})\text{O}_4$  и полоса 760  $\text{см}^{-1}$  - о валентных колебаниях

Пироксены

Клинопироксен является наиболее распространенным минералом диабазовых, базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых порфиритов вулканогенной толщи, а также и габбровых даек. Средние содержания пироксена в отмеченных породах приводятся в табл. 29.

Пироксены из вулканогенной толщи представлены столбчатыми, призматическими вкрапленниками, достигающими длины 1,5-3

мм, а также присутствуют в основной массе в виде мелких зерен. Замещаются почти всегда актинолитом, хлоритом, часто нацело уралитом. Цвет обычно бесцветный, иногда слабозеленоватый, плеохроизм обычно не наблюдается. Согласно оптическим константам (табл. 30), пироксены эффузивной толщи располагаются в поле диопсид-салит-авгитов и характеризуются низкой "железистостью" - 4-10.

В Гехаротском массиве пироксен распространен в породах эндоконтактовых фаций. Представлен зернами до 2 мм, аллотриоморфными по отношению к плагиоклазу ранних генераций. Наблюдается и в виде пойкилитовых включений размером 0,2-0,3 мм в плагиоклазах. Замещается роговой обманкой. Согласно оптическим константам располагается в поле диопсид-салит-авгитов и характеризуется низкой железистостью 7-8%.

В породах самостоятельных малых интрузий диабазового габбрового состава пироксен образует призматические, зональные выделения, достигающие длины до 1,6 мм. Встречаются зерна, для которых характерно угасание с появлением фигуры песочных часов. В диоритовых дайках моноклинные пироксены нацело замещены амфиболом, иногда биотитом. По оптическим константам моноклинные пироксены малых интрузий также попадают в поле авгитов и характеризуются сравнительно повышенной железистостью ферросилитовой составляющей ( $FeSiO_3$ ) 9-16%.

Таблица 29

Средние содержания пироксена в мезозойских магматических образованиях Спитакского района

П о р о д а	Содержание в %
I	2
Диоритовые, диабазовые порфириты	16,2
Базальтовые порфириты	7,5
Андезитобазальтовый порфирит	11,0
Андезитовый порфирит	5,5
Пироксен-роговообманковый	

I	2
кварцевый диорит	6,7
Кварцевый диорит	4,1
Диабазовый порфирит (дайка)	3,8
Габбро (дайка)	5,5
Диоритовый порфирит	1,7

В диабазовых, габбровых дайках большим распространением пользуются ромбические пироксены. Представлены призматическими кристаллами размером 1-2 мм, при отношении длинной стороны к короткой 4:1. Слабо плеохроируют от желтоватого по  $N_p$  до слабо-зеленоватого по  $N_g$ . Угол оптических осей  $-2V = 65-70^\circ$ . Показатели преломления минерала следующие:  $N_g = 1,688-1,689$ ;  $N_p = 1,677-1,678$ . Они соответствуют магниальной разности гиперстена (Трегер, 1958).

Состав моноклинных пироксенов из пород вулканогенной толщи Гехаротского массива и малых интрузий, определенный на основании их оптических свойств по диаграмме Хесса (Hess 1949), хорошо согласуется с определениями состава клинопироксенов по химическому анализу. Химические анализы из различных типов пород района сведены в табл.3I, там же приведены кристаллохимические формулы. Состав изученных пироксенов в процентном содержании катионов  $Mg + (\sum Fe + Mn) + Ca = 100$  изображен на рис. 17.

Из рассмотрения этих данных следует, что исследуемые пироксены принадлежат к авгитам. Состав клинопироксенов позволяет отнести их к собственно авгитам, по И.В.Гинсбургу, или субкальциевым авгитам, по Л.Н.Добрецову.

Рентгеновская диагностика клинопироксенов и пород вулканогенной толщи, эндоконтактных фаций массива и малых интрузий производилась по методу, разработанному Zwaan (1954), И.В. Гинсбург и Г.А.Сидоренко (1967).

Съемка велась на дифрактометре УРС-50 ИМ на железном неотфильтрованном излучении при режиме на трубке 30 кВ 10 ма и скорости вращения счетчика  $1^\circ$  в минуту. В качестве внутреннего стандарта был использован элементарный Si.

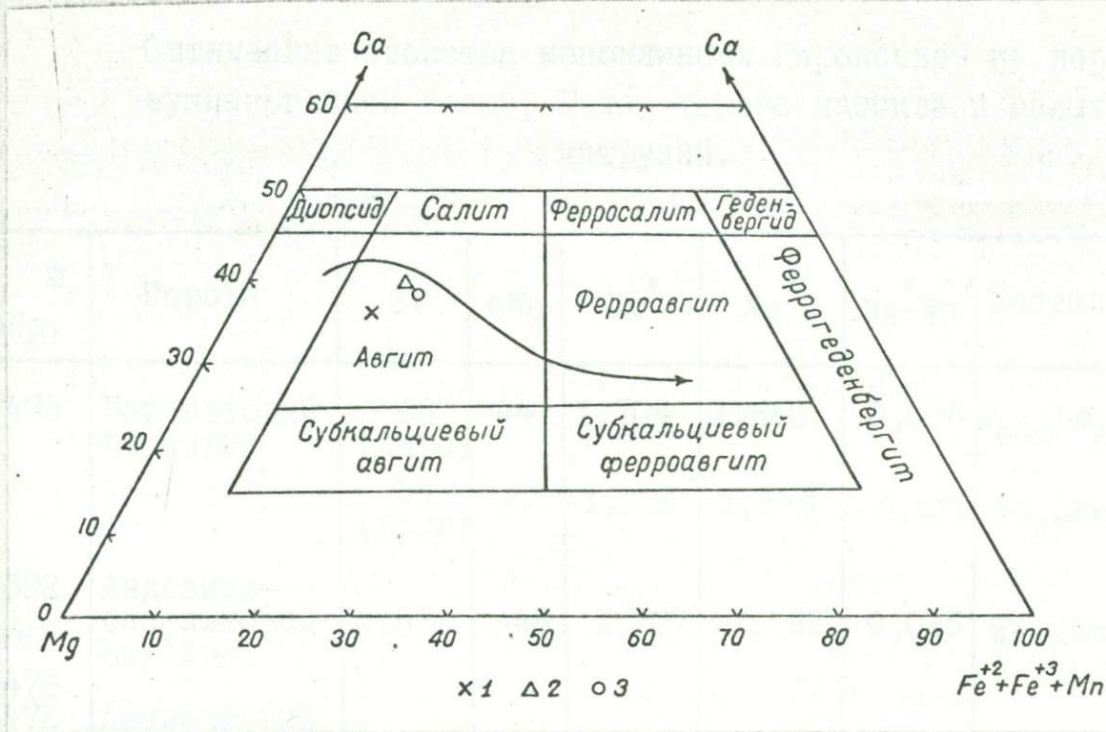


Рис. 17. Диаграмма Хесса и Полдерваарта, иллюстрирующая составы моноклинных пироксенов мезозойских магматических образований: 1 - андезитовые порфириды вулканогенной (апаранской) толщи; 2 - кварцевые диориты (северный эндоконтакт Гехаротского интрузива); 3 - габбро-порфирит (дайка).

Диагностика проб показала, что пироксены имеют моноклинную симметрию и принадлежат к структурному типу авгита со сходными параметрами "b" и "a sin β". Параметр "b" рассчитан по линии (060), а "a sin β" - по линии (600) и (400). Параметры "b" и "a sin β" являются диагностирующими и наиболее чувствительными к колебаниям содержаний Mg-Fe, Al и Ca (Brown, 1960; Visvanatan 1966). Полученные данные приведены в табл. 32.

Кристаллохимические формулы:

- П- 44.  $(Ca_{0.74}K_{0.04}Na_{0.04})_{0.79}(Mg_{0.82}Mn_{0.01}Fe^{2+}_{0.09}Fe^{3+}_{0.14}Al_{0.09})_{1.21}(Al_{0.16}Si_{1.84})_2O_{5.94}OH_{0.06}$
- П- 13.  $(Ca_{0.76}Na_{0.05}K_{0.01})_{0.82}(Al_{0.02}Mg_{0.84}Ti_{0.03}Fe^{3+}_{0.08}Fe_{0.23}Mn_{0.01})_{1.21}(Si_{1.79}Al_{0.21})_2O_{5.72}OH_{0.28}$
- П- 2.  $(Ca_{0.74}Na_{0.66}K_{0.01})_{0.81}(Al_{0.01}Ti_{0.03}Fe^{3+}_{0.22}Mn_{0.02}Fe^{3+}_{0.10}Mg_{0.83})_{1.21}(Si_{1.82}Al_{0.18})_2O_{5.97}OH_{0.03}$

Таблица 30

Оптические свойства моноклинных пироксенов из пород вулканогенной толщи, Гехаротского массива и малых интрузий.

№ обр.	Порода	2V	cNg	Ng'	Np'	Ng'-Np'	Состав
478	Базальтовый порфирит	60 <sup>0</sup> (ядро)	44	1,704	1,680	0,024	Wo <sub>50</sub> En <sub>46</sub> Fs <sub>4</sub>
		54 (край)	42	1,706	1,680	0,026	Wo <sub>43</sub> En <sub>47</sub> Fs <sub>10</sub>
392	Андезито-базальтовый порфирит	57	48	1,707	1,682	0,025	Wo <sub>48</sub> En <sub>46</sub> Fs <sub>6</sub>
472	Андезитовый порфирит	58	43	1,706	1,680	0,026	Wo <sub>49</sub> En <sub>45</sub> Fs <sub>6</sub>
472							
II6	Кварцевый диорит (северный эндо-контакт)	56	44	1,707	1,680	0,027	Wo <sub>46</sub> En <sub>45</sub> Fs <sub>8</sub>
II7	- " -	55	42	1,706	1,679	0,024	Wo <sub>45</sub> En <sub>45</sub> Fs <sub>7</sub>
43	Габбро	50 (ядро)	44	1,715	1,686	0,029	Wo <sub>41</sub> En <sub>45</sub> Fs <sub>15</sub>
		54 (край)	45	1,710	1,683	0,027	Wo <sub>44</sub> En <sub>46</sub> Fs <sub>9</sub>
74	Диабазовый порфирит	46 (ядро)	46	1,713	1,684	0,029	Wo <sub>41</sub> En <sub>45</sub> Fs <sub>16</sub>
		50 (край)	45	1,711	1,685	0,026	Wo <sub>40</sub> En <sub>48</sub> Fs <sub>12</sub>

Образцы № 478, 392, 472 из пород вулканогенной (апаранской) толщи; №№ II6, II7 из пород Гехаротского массива и №№ 43, 74 из пород малых интрузий.

Таблица 31

Химический состав и оптические свойства моноклинных пироксенов из пород вулканогенной толщи, Гехаротского массива и малых интрузий.

Компоненты	П- 44		П- 13		П- 2	
	вес. %	МОЛ. КОЛ-ВО	вес. %	МОЛ. КОЛ-ВО	вес. %	МОЛ. КОЛ.
SiO <sub>2</sub>	50,71	844	47,73	794	48,16	803
TiO <sub>2</sub>	0,16	002	1,11	014	1,21	015
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,51	054	5,84	057	4,24	041
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,24	033	2,70	017	3,46	022
FeO	3,02	042	7,28	102	7,14	099
MnO	0,42	006	0,35	005	0,47	007
MgO	15,24	377	15,03	372	15,00	372
CaO	19,05	341	18,60	332	18,53	330
Na <sub>2</sub> O	0,55	009	0,70	011	0,80	013
K <sub>2</sub> O	0,15	002	0,20	002	0,25	003
H <sub>2</sub> O	0,05	003	0,16	008	0,52	028
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,28	017	1,04	057	1,08	060
Сумма	100,38		100,74		100,86	
Ng	1,705		1,708		1,726	
Np	1,676		1,680		1,698	
Ng-Np	0,029		0,028		0,028	
2V	56-60°		54-56°		52-55°	
Коэф. железистости	0,16		0,24		0,24	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0,21		0,22		0,38	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41,5		39,56		38,7	
CaSiO <sub>3</sub>	45,5		43,70		43,5	
MgSiO <sub>3</sub>	13,3		16,69		17,8	

Примечание: П-44 андезитовые порфириды апаранской толщи, район Памбакского перевала; П-13 - кварцевые диориты, сев.эндоконтакт Гехаротского массива; П-2 - габбровая дайка, формация малых интрузий, восточнее с. Цилкар, южный склон массива.

Необходимо отметить, что параметр "в" обнаруживает тесную связь с замещениями  $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$ , увеличиваясь с увеличением  $Fe^{2+}$  (Н.Кино, Н.Несс 1953; G.Brown, 1960, и др.).

Приведенные оптические, химические и рентгеноструктурные данные свидетельствуют о том, что в клинопироксенах исследуемых магматических образований возрастают значения показателей преломления, уменьшаются величины  $2V$ , незначительные колебания значений параметров "в" и " $asin\beta$ ", увеличивается железистость. Это свидетельствует о возможных вариантах изоморфных замещений:  $Al^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$  (наибольшие вариации параметра "в" и показателей преломления) и  $Ca^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$  (вариации параметра " $asin\beta$ " и угла  $2V$ ).

2. Гетеровалентные замещения типа  $Si^{4+}, Mg^{2+} \rightarrow Al^{3+}_{IV}, Al^{3+}_{VI}$  (в целом пониженные значения параметров "в" и " $asin\beta$ " вариации "в").

Таблица 32

Параметры "в" и " $asin\beta$ " кристаллической решетки клинопироксенов из пород вулканогенной толщи Гехаротского массива и габбро-порфиритов

№ проб	Порода	"в" (А°)	" $asin\beta$ " (А°)
44	Андезитовый порфирит	8,30	9,173
45	Андезито-дацитовый порфирит (субвулканическая фация)	8,928	9,180
13	Кварцевый диорит (северная эндоконтактная фация)	8,934	9,190
2	Габбро-порфирит	8,934	9,190

## 2. Акцессорные минералы

Задача сравнительного изучения акцессорных минералов - выявить черты сходства и различия геохимической специализации пород вулканогенной апаранской толщи, Гехаротского массива и малых интрузий и решения петрологических вопросов. С этой целью было взято 47 проб неизменных пород, средним весом 10-12 кг. Пробы отбирались с площади 100 м<sup>2</sup> (табл.33). Обработка проб проводилась по общепринятой схеме (Ляхович, Родионов, 1961).

Распространение акцессорных минералов в выделенных группах пород иллюстрируется на рис. 18. Рассмотрение его позволяет выделить сквозные акцессорные минералы, присутствующие во всех породах, - магнетит, апатит, сфен, циркон, эпидот, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и акцессорные, типичные для определенных пород - титаномагнетит, ильменит, гранат, ортит, самородная медь, свинец, цинк, лимонит, малахит, азурит.

Возраст	Порода	Магнетит	Ильменит	Гематит	Гранат	Апатит	Циркон	Сфен	Лейкоксен	Ортит	Эпидот	Флюорит	Пирит	Халькопирит	Галенит	Сфалерит	Самородная медь	Самородный свинец	Самородный цинк	Лимонит	Малахит	Азурит	Гетит
		(титаномаг.)																					
У <sub>3</sub> -К <sub>1</sub>	Диабазовые, базальтовые, андезито-баз порф.	⊕	⊕	⊖	⊕	+	⊕	⊕	⊖	⊕	⊕		+	⊖	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊖	⊖	⊖	⊖
У <sub>3</sub> -К <sub>1</sub>	Андезито-дацитовые порфириты	⊕	⊕	⊖	⊖	+	⊕	⊖	+	⊖	⊕	⊕	+	⊖	⊕	⊕	⊖	⊖	⊖	⊕	⊖	⊖	⊖
К <sub>1</sub>	Тоналиты кв. диориты	⊕	⊕	⊕	⊖	⊖	⊕	⊕	+	⊖	⊕		+	⊖	⊕	⊕	+	⊕	+	+	⊖	⊖	⊖
К <sub>1</sub>	Лейкоократовые кварцевые диориты	⊕	⊕	+	⊕	⊖	⊕	⊕	⊖	+	+	⊕	+	+	⊖	⊖	+	+	+	⊖		⊖	⊖
К <sub>1</sub>	Жильные граниты, аплиты, пегматиты	⊕	⊕	+		⊖	+	⊖	⊕	⊕	⊕	⊕	+	+	⊕	+	+	+	+				
К <sub>2</sub>	Диабазовые, габбро, диоритовые дайки	⊕		⊕		⊕	⊖	+			+		⊖	⊖	⊕	⊖							

Условные обозначения  
 ⊕ - 1-0,6%; ⊖ - 0,6-0,3%; ⊕ - 0,3-0,1%; ⊖ - 0,1-0,05%;  
 ⊕ - 0,05-0,01%; + - 0,005-0,001%; ○ - 0,001-0,0005%; ⊖ - 0,0005% - ед. зерна

Рис.18. Распределение акцессорных минералов в мезозойских магматических образованиях.

Таблица 33

П о р о д а	К-во проб	П о р о д а	К-во проб
Базальтовые порфириты	2	Кварцевые диориты, тоналиты, пироксеновые кварц.диориты (эндоконтактовая фация)	II 2
Андезито-базальтовые порфириты	3	Лейкократовые кварцевые диориты	3
Андезитовые порфириты	2	Гранит-порфиры	5
Андезито-дацитовые порфиры	I	Пегматиты и аплиты	9
		Габбро (малые интрузии)	4
		Диориты (малые интрузии)	6

#### Акцессорные минералы редкоземельных элементов

Ортит в породах вулканогенной толщи встречается в сростках с кварцем. Крупные его скопления отмечаются в пегматитах. Представлен толстотаблитчатыми или умеренно-призматическими кристаллами. Грани покрыты грубой штриховкой, часто на гранях наблюдаются буровато-желтые продукты разложения. Цвет в вулканиках рыжеватый, в породах главной фазы интрузии - буровато-черный, в породах III фазы - гранит-порфирах, пегматитах - смолистый в осколках и матовый на гранях кристаллов. Уд. вес - 3,25.

#### Акцессорные минералы железа

Магнетит (титаномагнетит). Магнетит является характерным акцессорным минералом выделенных фаций вулканогенных пород, всех фаз и фаций Гехаротского массива и диабазовых, габбро-диоритовых пород малых интрузий. Пониженное содержание магнетита фиксируется в лейкократовых кварцевых диоритах Гехаротского массива.

Магнетит в отмеченных породах встречается октаэдрическими кристаллами со ступенчатыми и штриховатыми гранями. Присутствует он обычно в двух генерациях. Первая генерация, в шлифах представленная изоморфными зернами, разъеденными вкрапленниками, ассоциирует с пироксеном, роговой обманкой и кристаллизуется в стадии главной кристаллизации. Вторая генерация — дендритовидные выделения либо мелкая сыпь неправильной формы, образующаяся при изменении цветных минералов.

Изучение распределения элементов группы железа и меди приближенно-спектральным анализом магнетитов из выделенных групп пород (табл. 34) выявляет ряд интересных закономерностей.

Таблица 34  
Распределение элементов группы железа  
и меди в магнетитах

Порода	Про- бы	Ti	Mn	V	Ni	Co	Cr	Cu
Андезитовые порфи- риты	14	1,4	0,27	0,17	0,022	0,011	1,0	0,052
Кварцевый диорит	7	1,47	0,18	0,29	0,003	0,01	0,065	0,0063
Тоналит	10	0,54	0,038	0,25	0,0083	0,0079	0,063	0,0063
Кварцдио- рит эндо- контакт. фации	13	0,62	0,18	0,19	0,0044	0,0077	0,062	0,0062
Жильный гранит	1	0,55	0,031	0,061	0,0038	0,035	0,031	0,0028
Габбро	43	12,12	0,22	0,21	0,0042	0,0032	0,016	0,029

Из таблицы видно, что наиболее обогащенным титаном является магнетит (титаномагнетит) малых интрузий габбрового состава.

Содержание Ti как в андезитовых порфиридах апаранской вулканогенной толщи, так и в породах интрузива, не превышает 1,4%,

в то время как в магнетитах (титаномагнетитах малых интрузий габбрового состава) его содержание достигает 12%.

Изученные магнетиты характеризуются высоким содержанием элементов группы железа, которые соответствуют концентрациям, характерным для производных базальтовой магмы (Вахрушев и др., 1962).

Пирит. Встречается во всех выделенных магматических образованиях исследуемого района. В шлихах он встречается в виде обломков, реже октаэдрическими кристаллами. В породах вулканогенной толщи его содержание колеблется от 23,1 до 150,8 г/т.

Кварцевые диориты и тоналиты Гехаротского массива характеризуются неравномерным распределением (0,31-86,7 г/т).

Гематит. Наиболее характерен для пород апаранской вулканогенной толщи. Содержание его в диабазовых, базальтовых порфири-тах (620 г/т). Из пород Гехаротского массива является наиболее характерным для лейкократовых кварцевых диоритов дополнительной фазы, в которых часто развивается по плагиоклазу вместе с вторичным сфеном. Представлен таблитчатыми кристаллами с полигонально-концентрической штриховкой на пинакоиде. Цвет стальной, серый, блеск металлический, в тонких срезах просвечивает кроваво-красным цветом.

Лимонит. В выделенных породах района распространен неравномерно. Из пород вулканогенной толщи наиболее распространен в туфобрекчиях липарито-дацитового и дацитового составов. В больших количествах встречается и в кварц-диоритах Гехаротского массива. Из пород малых интрузий наиболее распространен в диоритовых дайках. Цвет коричневато-желтый.

Пирит. Встречается во всех выделенных группах пород значительно реже лимонита. Образует натечные ноздреватые образования темно-бурого цвета. В краях тонких зерен желтовато-бурый. Блеск полуметаллический.

#### Акцессорные минералы меди

Халькопирит распространен во всех выделенных группах магматических пород и распределен неравномерно. Максимальные его содержания отмечаются в измененных породах вулканогенной толщи кварцевых диоритах и пегматитах. В последних вместе с кварцем и биотитом слагает центральные участки. В шлихах встречается исключительно в виде осколков.

Малахит обнаружен в измененных кварцевых диоритах Гехаротского массива. Встречается в виде скорлуповатых зерен. Цвет ярко-желтый, блеск матовый.

Азурит. Как и предыдущий минерал, встречается в измененных кварцевых диоритах Гехаротского массива. Присутствует в виде неправильных зерен мелкоагрегатного сложения. Цвет черносиний.

#### Акцессорные минералы свинца

Самородный свинец присутствует в породах вулканогенной толщи в малых количествах, от кварцевых диоритов к породам II и III фаз содержание его увеличивается. Представлен неправильными пластинками с крючковатым изломом. Цвет стальной, серый. Блеск металлический (на свежем разрезе).

Галенит встречается в единичных зернах в породах вулканогенной толщи и Гехаротского массива. В лейкократовых тоналитах и гранит-порфирах содержание его 0,1 г/т. Присутствует в виде кубических кристаллов со ступенчатым изломом. Уд. вес - 7,53.

#### Акцессорные минералы цинка

Сфалерит. Обнаружен в единичных зернах в выделенных группах пород вулканогенной толщи и Гехаротского массива. В лейкократовых тоналитах дополнительных интрузий его содержание достигает 0,2 г/т. В шлихах встречается в виде осколков черно-бурого цвета. Блеск алмазовидный, полуметаллический. Уд. вес - 4,08.

Самородный цинк. Встречается в виде единичных зерен в андезито-базальтовых, андезито-дацитовых порфиритах, в лейкократовых тоналитах и гранит-порфирах, содержание его 0,1 г/т. Блеск металлический.

#### Акцессорные минералы титана

Лейкоксен встречается в небольших количествах в андезитовых порфиритах вулканогенной толщи, в породах главной фации Гехаротского массива, концентрация которого достигает до 18-31 г/т. В лейкократовых кварцевых диоритах развивается по ильмениту. Встречается в виде неправильных зерен кремовато-желтого и серовато-коричневого цвета.

Сфен в породах вулканогенной толщи является распространенным акцессорным минералом, встречаясь в сростках с эпидотом и кварцем. Распространен также во всех выделенных породах главной фазы Гехаротского массива, содержание которого колеблется от 37,34 до 583,1 г/т. В лейкократовых кварцевых диоритах дополнительных интрузий и в породах III фазы содержание его значительно понижается и не превышает 0,18 г/т. Является распространенным минералом диоритовых даек, в которых замещает темноцветные минералы и часто развивается по плагиоклазу.

Выделяются два морфологических типа сфена: Ранний - призматический с кольцевидными окончаниями, с развитыми гранями (100) и менее развитыми (111); распространен во всех фазах массива; ассоциирует с магнетитом, апатитом; цвет желтый, оранжевый; блеск жирный; уд. вес - 3,52, "клиновидный"; у светлых разновидностей - 3,48; Поздний - образован развитыми гранями призмы (111) и подчиненными (001) и (100); выделяется при хлоритизации биотита; поздний сфен широко развит в малых интрузиях диоритового состава; цвет светло-желтый, прозрачный; блеск стеклянный; уд. вес - 3,43.

В табл.35 приводятся некоторые наиболее распространенные элементы-примеси в сфенах из пород Гехаротского массива и диоритовых даек.

Ильменит в исследуемых группах пород распределен неравномерно. В вулканогенной толще максимальные его концентрации отмечаются в андезито-дацитах субвулканической фации. В породах Гехаротского массива максимальные концентрации отмечаются в лейкократовых кварцевых диоритах (451,3 г/т). Образует таблитчатые зерна, уплощенные по пинакoidу (0001). Развиты и грани ромбоэдра (1011). Цвет железно-черный.

#### Акцессорные минералы циркония

Циркон. Наряду со сфеном является одним из наиболее распространенных акцессориев всех фаз и фаций Гехаротского массива. От пород ранних фаз к поздним количество его заметно уменьшается. Максимальные значения - 795 г. В фации малых интрузий наиболее распространен в диоритовых дайках (75 г/т). В породах вулканогенной толщи встречен в андезитовых порфиритах и в андезито-дацитах (40 г/т).

Характерные элементы примеси в сфенах из пород Гехаротского массива  
и диоритовых даек\*

Породы	Пробы	Al	Mg	Fe	Mn	Nb	Ta	La	Sr	Na	K	Ce	Yb	Th	Zn
Кварцевый диорит	34	1,38	0,24	1,1	0,07	0,12	-	0,08	0,3	1,6	0,3	0,3	0,025	0,014	0,12
Тоналит	10	3,6	1,0	8,6	0,17	0,88	0,22	0,08	0,54	1,8	-	0,18	0,021	0,012	0,018
Кварцевый диорит (эн- доконтакто- вая фация)	433	1,8	0,36	1,6	0,038	1,85	0,22	0,05	0,14	0,45	-	0,38	0,011	0,030	0,018
Диоритовая дайка	12	2,5	0,42	2,38	0,045	0,26	0,18	0,04	0,17	0,63	0,14	0,23	0,021	0,016	0,02

\* По результатам приближенного количественного анализа (ИГН АН АрмССР, аналитик М.Я.Мартirosян).

Циркон в отмеченных породах отличается по габитусу, формам и окраске.

Циркон в вулканогенной толще характеризуется развитыми гранями тетрагональной призмы (110) и бипирамиды (111); отношение ширины к длине 1:2.

В Гехаротском массиве наблюдается большое разнообразие форм циркона, особенно в породах главной и эндоконтактовой фаций. Наибольшим развитием пользуются "копьевидные" призматические кристаллы с хорошо развитой гранью (110) и (111), встречаются как в породах ранних, так и поздних фаз. Наряду с отмеченными наблюдаются слабо выраженные грани (100) и бипирамиды (311). Встречаются и изометричные кристаллы, характеризующиеся одинаковым развитием призм (100), (110) и бипирамид (311), (111). Последние встречаются в породах эндоконтактовых фаций массива. В целом от ранних фаз к поздним наблюдается упрощение морфологических форм циркона.

Циркон диоритовых даек представлен удлиненными разноствями гиацинтового и копьевидного типа. Обычно окрашен в розоватый цвет.

Исходя из морфологических особенностей, окраски и приуроченности к определенным минералам, выделяются две генерации цирконов. Ранняя представлена сложногограненными кристаллами без включений. Цвет бледно-желтый. Блеск сильный алмазовидный. Приурочена к биотитам, плагиоклазу. Поздние характеризуются копьевидными формами, окрашены в розоватый цвет, содержат включения ранних цирконов, апатита, газовой-жидких пузырьков.

Изучение цирконов Гехаротского массива на основании результатов приближенно-количественного анализа выявило многообразие состава элементов-примесей. В виде кристаллохимической изоморфной примеси присутствуют Hf, Nb, Y, Yb, Th.

Циртолит обнаружен в жильных гранитах (2,1 г/т), пегматитах Гехаротского массива (4,9 г/т). Представлен призматическими кристаллами с развитой гранью (100) и бипирамидой (111). Цвет коричневатобурый.

Группа кальциевых аксессуарных минералов

Апатит является распространенным аксессуарным минералом в изученных типах пород. В породах вулканогенной толщи наиболее

распространен в андезито-базальтовых, андезитовых порффиритах (65,3 г/т). В породах массива максимальные его концентрации отмечаются в его эндоконтактных фациях (873 г/т) и минимальные - в породах II и III фаз (7,9 - 5,1 г/т).

Встречаются два морфологических типа апатитов - длинно-призматические до игольчатых с хорошо развитыми гранями призмы (1010) и бипирамиды (1011) и призматические, короткопризматические до бочковидных, в которых сильно развит базопинакоид (0001). Обычно отмечается присутствие обоих выделенных типов в одной и той же породе. Первый тип обычно бесцветный, за исключением жильных гранитов, где он приобретает темную окраску и выявляет приуроченность к плагиоклазу I и II, роговой обманке I, пироксену I, что свидетельствует о его выделении в стадию главной кристаллизации. В то же время они наблюдаются и в хлоритизированных участках биотита, в стыках минералов, что свидетельствует о том, что кристаллизация их заканчивается в поздне- и постмагматическую стадии.

Изучение оптических свойств апатитов из отмеченных типов пород приведено в табл.36.

Таблица 36

Показатели преломления апатитов из главных типов пород

П о р о д а	No'	Ne'
Андезитовый порффирит	I,643-I,645	I,637-I,639
Кварцевый диорит, тоналит	I,664-I,648	I,639-I,642
Лейкократовый кварцдиорит	I,635-I,633	I,630-I,633
Диорит (малая интрузия)	I,649-I,651	I,643-I,647

Рассмотрение таблицы показывает, что исследуемые апатиты относятся к гидроксил-апатиту и фтор-апатиту. Апатиты из лейкократовых кварцевых диоритов дополнительных интрузий - к фтор-апатиту. Апатиты малых интрузий относятся к гидроксил-апатитам.

Наиболее характерными элементами-примесями по данным спектрального приближенно-количественного анализа являются Sr, Ba, Y, La, Ce.

Эпидот встречается во всех выделенных типах пород в виде обломков неправильной формы. В породах вулканогенной толщи в андезито-базальтовых, андезитовых порффиритах, андезито-дацитовых порффиритах субвулканической фации встречается вместе с ортитом. Максимальные содержания его отмечаются в пегматитах (III 5,21 г/т). Развивается по плагиоклазу, темноцветному минералу, выполняет миароловые пустоты в породах. Цвет желтовато-зеленый, зеленый. Уд.вес - 3,40. Показатели преломления (из андезито-базальтовых порффиритов):  $n_g = 1,766$ ;  $n_p = 1,726$ , что соответствует 26-28% железистого компонента (из кварцевых диоритов Гехаротского массива) -  $n_g = 1,762$ ,  $n_p = 1,726$ , что, согласно У.А.Диру и др. (1965), соответствует 26-28% железистого компонента; (из пегматитов массива)  $n_g = 1,770$ ;  $n_p = 1,729$ , что соответствует 28-30% железистого компонента.

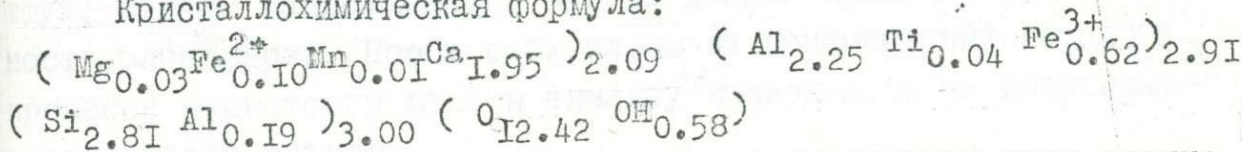
Химический состав эпидота из Гехаротского массива приведен в табл.37.

Таблица 37

№ пр	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	MnO	Na <sub>2</sub> O
П-36	37.04	0.24	24.41	10.64	1.59	23.20	0.28	0.05
	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	n.n.n.	Σ				
	0.13	не об.	1.10	100.62				

Аналитик Э.Г.Еганян.

Кристаллохимическая формула:



Показатели преломления эпидота из диоритовых даек равны:  $n_g = 1,748$ ;  $n_p = 1,719$ , что соответствует 20-22% железистого компонента.

Гранат (альмандин) распространен в базальтовых, андезито-базальтовых порффиритах вмещающей толщи и в породах эндоконтактовых фаций Гехаротского массива. Кристаллы имеют обычно форму ромбододекаэдров. Цвет буровато-желтый. Блеск стеклянный, просвечивает. Изотропен.  $n = 1,802$ .

Флюорит в виде единичных зерен встречается в андезито-дацитах субвулканической фации, а также в лейкократовых кварцевых диоритах. Цвет бесцветный, бледно-фиолетовый. Окраска неравномерная. Блеск стеклянный.

## Г л а в а VI

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

#### I. Характеристика фактического материала

Исходными данными для изучения геохимических особенностей пород Гехаротского массива и вмещающей его вулканогенной толщи служили приближенно-количественные спектральные анализы геохимических проб, собранных нами в процессе геологических исследований.

Следуя разработанным методикам (Е.М. Янишевского, С.В. Григоряна, Н.Н. Сочеванова и др.), мы брали площадные пробы, которые составлялись из отдельных шпуров весом 0,1-0,3 кг. Последние собирались с площадки размерами приблизительно 20 x 20 м. Число подобных шпуров колебалось в пределах 15-25 штук, причем располагались они на данной площадке по возможности равномерно. Пробы отбирались из неизмененных пород; в процессе подготовки проб к анализу проводились их петрографические исследования.

Содержания геохимических элементов в пробах определялись, как было сказано, в результате приближенно-количественного спектрального анализа. Основная масса проб была обработана в спектральной лаборатории ИГи АН АрмССР; часть проб (25-30%) обрабатывалась в лаборатории ИМГРЭ (Москва). Сопоставление результатов анализов навесок одной и той же пробы показало хорошую сходимость полученных данных.

Список определяемых элементов и обнаруживаемые минимумы их содержаний приведены в табл. 38.

Как видно из этой таблицы, мы имели возможность анализировать содержания элементов, которые согласно классификации А.Н. Заварицкого относятся к следующим геохимическим группам:

- 1) петрогенные элементы - Sr, Ba, Li, Be;
- 2) элементы группы железа - Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr;
- 3) элементы металлические, рудные - Cu, Pb, Zn, Sn, Ga  
(в этой же группе мы рассматриваем Mo);
- 4) редкие элементы - Zr, Y, Yb, Sc.

Таблица 38

Набор химических элементов, определяемых в породах Гехаротского массива и обнаруживаемый минимум содержаний этих элементов

Элемент	Предел чувствительности	Элемент	Предел чувствительности	Элемент	Предел чувствительности
Mn	0,0003	Zr	0,001	Yb	0,0003
Ni	0,001	Cu	0,0001	Sr	0,003
Co	0,001	Pb	0,002	Ba	0,01
Ti	0,001	Zn	0,003	Li	0,001
V	0,001	Sn	0,0003	Be	0,0001
Cr	0,0005	Ga	0,0003	Sc	0,001
Mo	0,0005	Y	0,001	Ag	0,00005

Именно по этим группам будут в дальнейшем рассмотрены особенности распределения перечисленных в табл.38 элементов.

Обратимся к анализу представительности опробования различных пород изучаемого района. Объемы имеющегося в нашем распоряжении материала по опробованию отображены в табл.39.

Как видно из приведенной таблицы, наиболее детально опробованы эффузивы вмещающей толщи и породы I фазы Гехаротского массива; остальные разновидности пород опробованы меньшим числом проб. Однако необходимо учесть, что и площади распространения этих пород существенно меньше площадей эффузивов и кварцевых диоритов и тоналитов I фазы. Учитывая это, можно полагать, что плотность опробования различных пород района и представительность опробования являются близкими.

Данные по опробованию, указанные в табл.39, использовались при вычислении кларковых содержаний различных элементов в горных породах; оценка корреляционных связей между элемента-

Количество геохимических проб, отобранных из различных пород вулканогенной (апаранской) толщи, Гехаротского массива и малых интрузий

№	Название комплекса	Петрографическая характеристика породы	Число проб
I	Вмещающая вулканогенная (апаранская) толща	Базальтовые диабазовые порфи- риты	21
		Андезито-базальтовые порфи- риты	28
		Андезитовые порфи- риты	19
		Всего проб по комплексу	68
II	Породы Гехаротского массива	Кварцевые диориты, тоналиты I фазы	158
		Лейкократовые кварцевые диори- ты II дополнительной фазы	56
		Жильные граниты, гранит-аплиты и пегматиты III фазы	70
		Всего по Гехаротскому массиву	284
III	Комплекс субвулканичес- ких малых интрузий	Диабазовые порфи- риты	13
		Габбро и габбро-порфи- риты	31
		Диоритовые порфи- риты	36
		Андезитовые порфи- риты	10
	Всего по комплексу малых интрузий	90	
IV	Комплекс пород Анкаван- ского интрузива	Кварцевые диориты, тоналиты	57
		Жильные граниты	35
		Всего по Анкаванскому массиву	92
		И т о г о	534

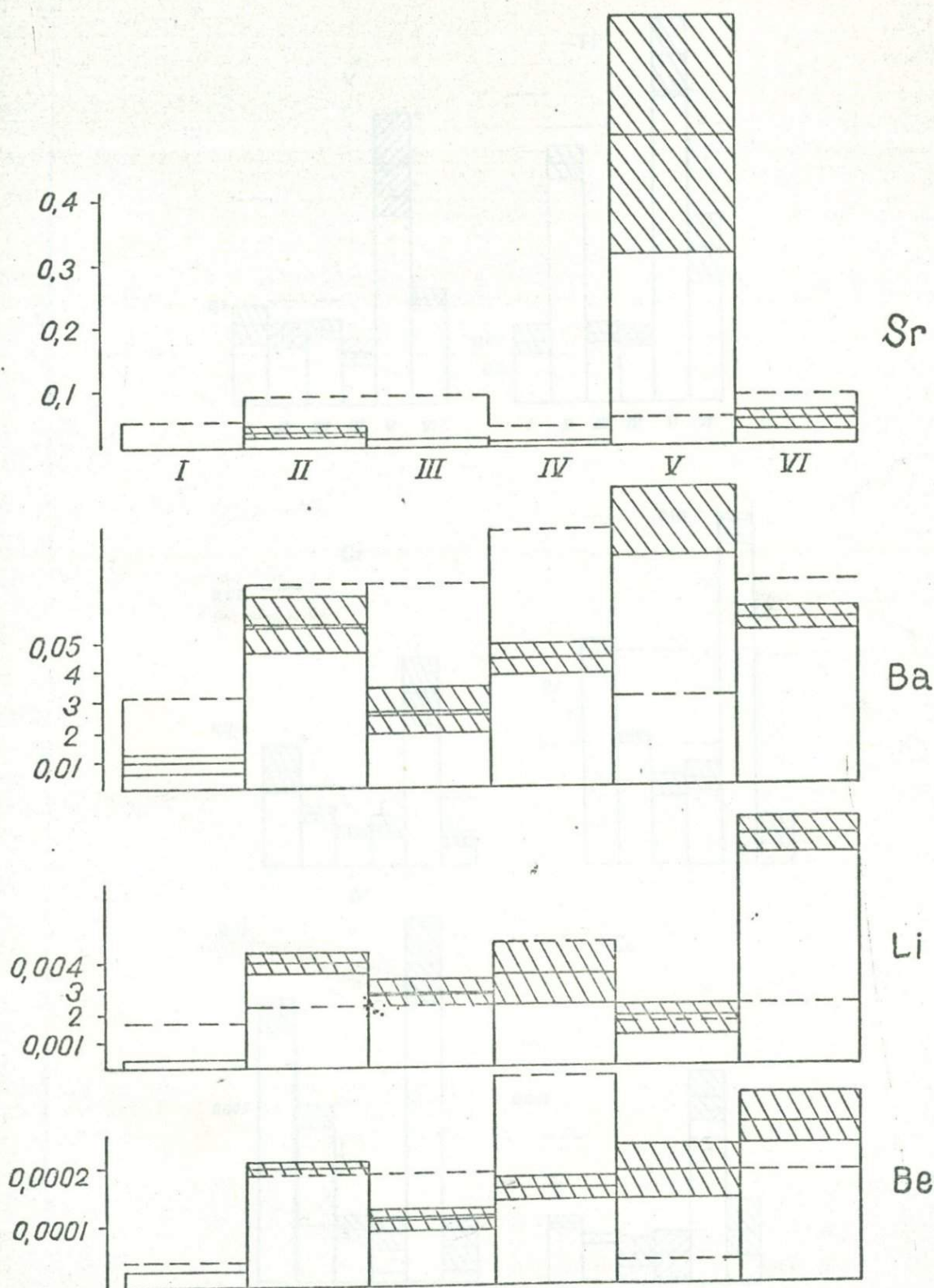


Рис. 19а. Средние содержания петрогенных элементов, их доверительные границы. Пунктирной линией показаны величины кларков элементов (по Л.П.Виноградову). Штриховкой указаны доверительные границы. I - VI - группы магматических пород (табл.39).

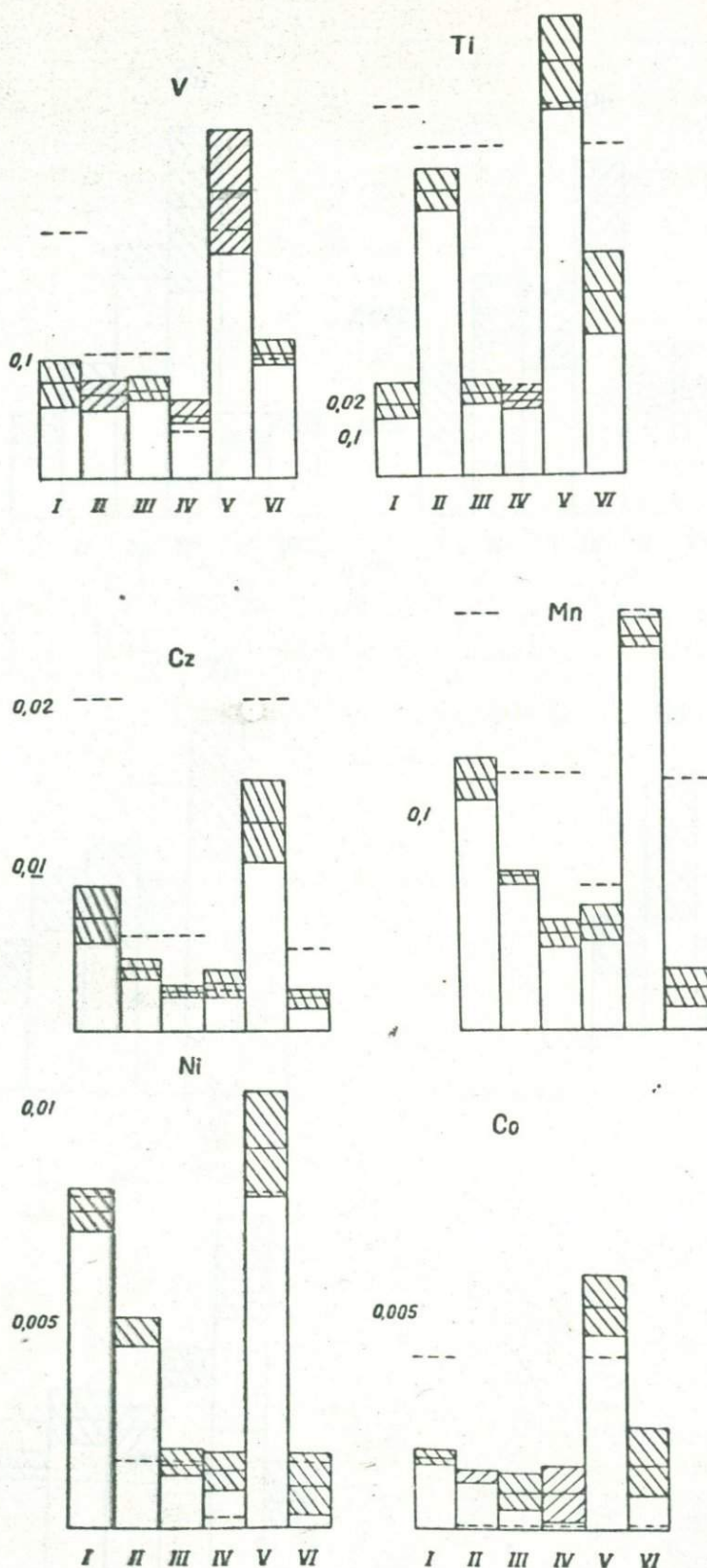


Рис. 196. Средние содержания элементов группы железа, их доверительные границы. Условные обозначения те же, что на рис. 19а.

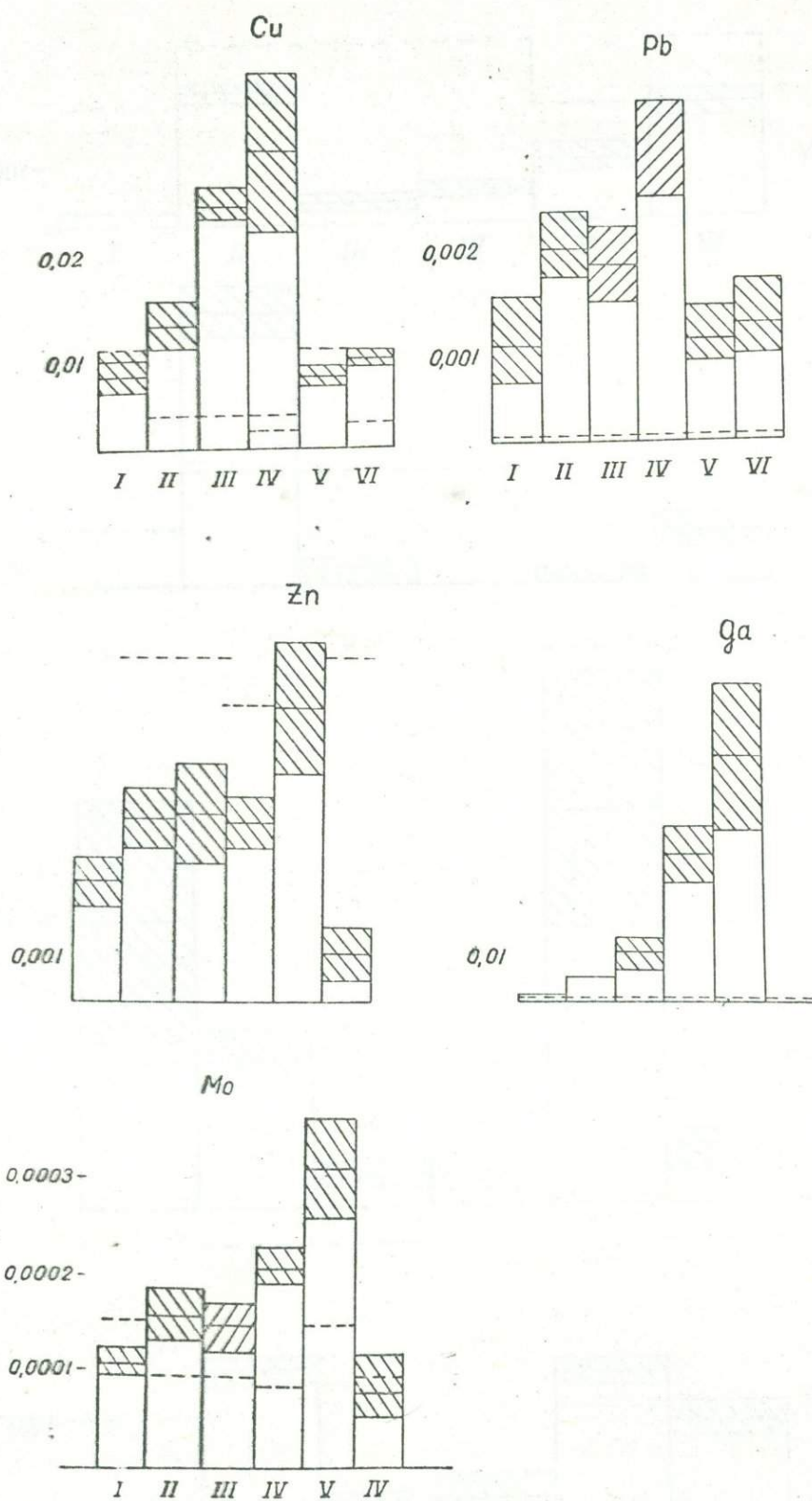


Рис.19в. Средние содержания рудных элементов, их доверительные границы. Условные обозначения те же, что на рис.19а.

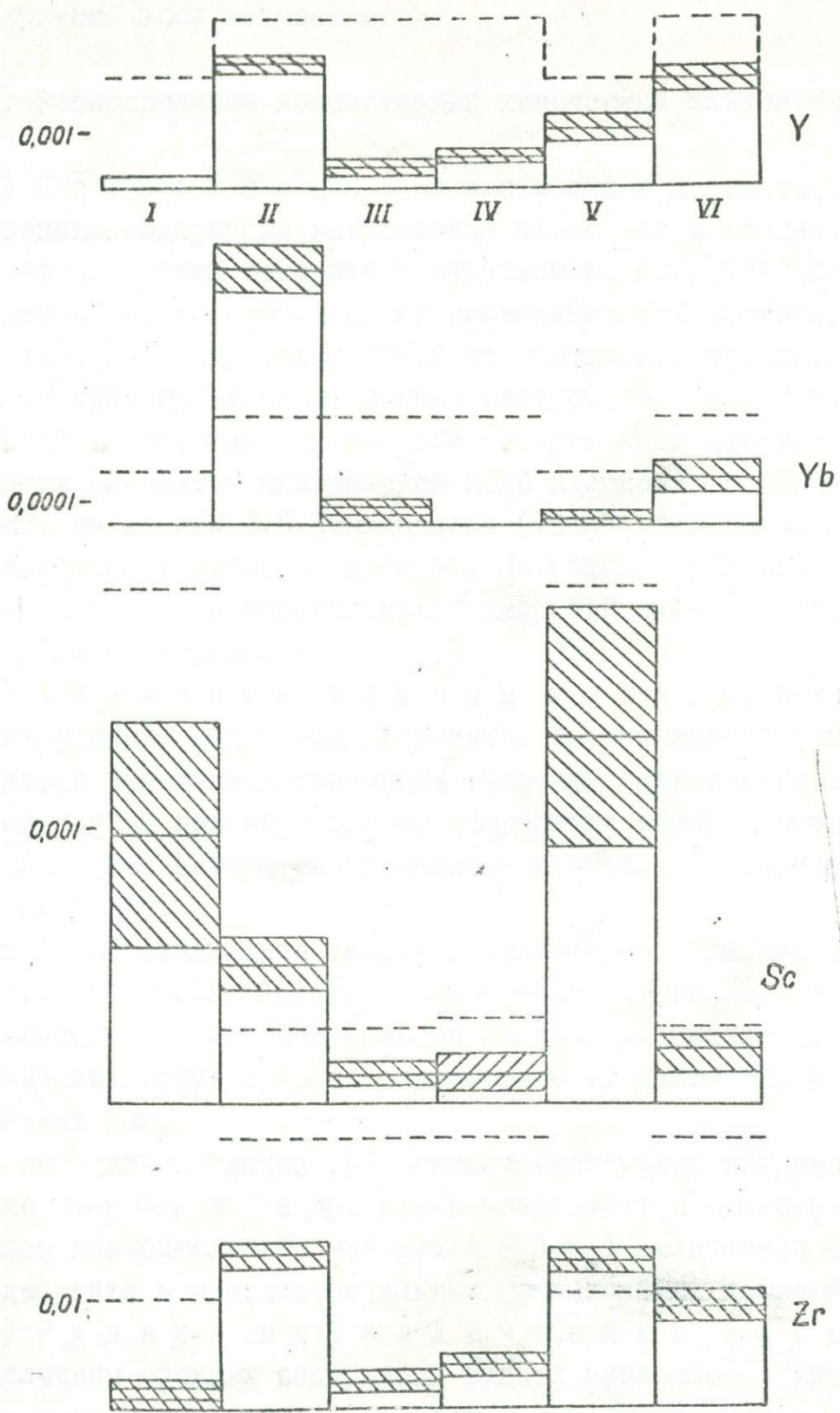


Рис.19г. Средние содержания редких элементов, их доверительные границы. Условные обозначения те же, что на рис.19а.

ми проводилась по меньшему числу проб, т.к. в эти вычисления мы вовлекали результаты только тех проб, в которых определены содержания всех элементов.

## 2. Распределение концентраций химических элементов

### а) Петрогенные элементы (Sr, Ba, Li, Be).

Средние содержания петрогенных элементов и квадратические отклонения этих содержаний отражены на рис. 19а. Каких-либо тенденций к систематическому накоплению этих элементов, или систематическому снижению их концентраций, отметить нельзя. Из анализа приведенных данных следует, что как в породах эффузивной толщи, так и в породах Гехаротского массива содержания этих элементов оказываются ниже кларковых содержаний, принятых, по данным А.П.Виноградова (1962), для пород основного, среднего и кислого составов. Напротив, средние содержания Sr, Ba и Be в породах малых интрузий оказываются, как правило, выше кларков.

б) Элементы группы железа. При сопоставлении средних содержаний элементов группы железа (рис. 19б) наблюдается отчетливая тенденция снижения большинства элементов этой группы при переходе от эффузивных пород к кварцевым диоритам I фазы Гехаротского массива и затем — к породам более поздних фаз.

Наиболее отчетливая тенденция подобного рода свойственна элементам Mn, Ni, Co, V. В этом направлении снижается и квадратическое отклонение величин содержаний указанных элементов, свидетельствуя о более равномерном их рассеянии в породах поздних фаз.

В породах комплекса субвулканических малых интрузий содержание Ni, Co, Mn и др. резко возрастает и существенно (с учетом доверительного интервала в  $3\sigma$ ) отличается от средних содержаний в породах остальных сравниваемых комплексов.

в) Рудные металлические элементы. Величины средних содержаний рудных минералов и характер их изменения при переходе от пород одного комплекса к другому отражены на рис. 19 в. Здесь наблюдаются тенденции, противоположные тем, которые описаны для элементов группы железа.

В частности, средние содержания таких элементов как  $\text{Cu}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$  плавно увеличиваются при переходе от вулканитов к породам I, II и III фаз Гехаротского массива. В то же время элементы  $\text{Ca}$ ,  $\text{Sn}$  и др. не проявляют определенной тенденции к накоплению.

г) Р е д к и е э л е м е н т ы ( $\text{Zr}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Yb}$ ,  $\text{Sc}$ ) не проявляют ярко выраженных закономерностей преимущественного накопления в процессе кристаллизации изучаемых пород. Так, на рис. 19 г видно, что содержания  $\text{Zr}$  и  $\text{Y}$  в породах наиболее поздних фаз формирования Гехаротского массива увеличиваются, содержания  $\text{Sc}$  снижаются,  $\text{Yb}$  практически колеблется в близких границах для всех сопоставляемых пород.

Завершив анализ средних содержаний химических элементов в породах Гехаротского массива и его обрамления, подчеркнем, что наблюдаемые тенденции в изменении этих средних не противоречат известным закономерностям в изменении величин кларков данных элементов при переходе из пород основного состава к породам среднего и кислого состава. Действительно, кларки большинства элементов группы железа в этом направлении уменьшаются, кларки рудных металлических и редких элементов возрастают. И в то же время, как видно из рис. 19, между породами эффузивной толщи, вмещающей Гехаротский массив, и породами этого массива наблюдается определенное сходство таких геохимических особенностей, как соотношение средних содержаний химических элементов и величин главных кларков этих элементов. В табл. 40 для каждой из сравниваемых групп пород приведен список элементов, среднее содержание которых превосходит значение кларка в породах соответствующего состава, и список элементов, среднее содержание которых меньше кларка (сравнение проведено с использованием доверительных границ, по правилу "трех сигм").

Как видно из табл. 40, между породами эффузивной толщи и кварцевыми диоритами Гехаротского массива имеется определенная унаследованность в особенностях элементного состава. Так, в тех и других образованиях элементы  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Zr}$  содержатся в количествах меньше среднего кларка. Эта унаследованность не выдерживается при переходе от пород Гехаротского массива к породам субвулканических малых интрузий, что указывает на геохимическую обособленность последних.

Таблица 40

Соотношение средних содержаний химических элементов и кларков (по А. П. Виноградову)

№ групп пород	Список элементов с концентрациями выше кларка	Список элементов, имеющих концентрации ниже кларка
1	Pb	Sr, Ba, Li, Be, V, Cr, Ti, Mn, Co, Zn
2	Li, Ni, Co, Cu, Pb, Ga, Mo, Yb, Sc.	Sr, Ba, V, Cr, Ti, Mn, Zn, Y, Zr
3	Co, Ni, Cu, Pb, Ga, Mo.	Sr, Ba, Be, V, Cr, Ti, Mn, Zn, Y, Zr
4	Cu, Pb, Ga, Mo.	Sr, Ba, Be, Zn, Y, Yb, Sc, Zr
5	Be, Li, Sr, Pb, Ga, Mo.	Be, Cu, Zn, Y, Yb, Sc, Zr
6	Li, Be, Co, Cu, Pb.	Sr, Ba, Cr, Ti, Mn, Zn, Y, Yb, Sc, Zr

### 3. Анализ корреляционных связей между химическими элементами

Для отчетливого представления о геохимическом сходстве или различии пород сравниваемых комплексов и сходстве процессов их формирования большое значение имеет анализ корреляционных связей между содержаниями химических элементов различных групп.

Как указывалось выше, величина коэффициента корреляции между содержаниями элементов в пробах изучаемой совокупности отражает тесноту связи между флюктуациями содержаний этих элементов. Подобная связь согласно общепринятым представлениям наиболее четко возникает благодаря сходному поведению данных элементов в геохимических процессах, протекавших в пределах изучаемого объема пород.

Рассмотрим корреляционные матрицы, построенные для различных мезозойских магматических комплексов.

I. Корреляционные связи между содержанием химических элементов в пределах вучканитов, вмещающих Гехаротский массив, отражены в матрице на табл. 4I.

Здесь обращает на себя внимание наличие положительной корреляционной связи между элементами группы железа, а также

элементами группы рудных металлов. Так, Mn тесно коррелирует с Ni (R = 85%), Co (R = 85%), V (R = 79), а также с некоторыми из металлических элементов (Zn, Ga).

Таблица 4I

Матрица коэффициентов корреляции между химическими элементами в породах эффузивной толщи

Mn	Ni	Co	V	Mo	Cu	Pb	Zn	Sn	Ga	Sr	Ba	Ag	
100	85	85	79	4	40	-5	51	-24	66	33	12	-5	Mn
	100	78	86	15	70	-10	70	-34	82	55	12	-7	Ni
		100	72	1	28	-15	59	-20	49	20	-4	-12	Co
			100	20	62	-6	74	-36	86	61	19	-3	V
				100	-2	4	64	-26	18	32	25	34	Mo
					100	3	40	-25	81	63	15	-4	Cu
						100	-1	-14	18	45	81	26	Pb
							100	-39	64	62	22	-1	Zn
								100	-40	-45	-33	-11	Sn
									100	84	50	15	Ga
										100	75	18	Sr
											100	50	Ba
												100	Ag

В табл. 4I выделены коэффициенты корреляции, имеющие существенные значения. Ассоциации коррелирующих элементов следующие: I - Mn-Ni-Co-V-Zn-Ga-Cu-Sr; II - Mo - Zn; III - Pb - Ba.

Близкие по типу корреляционные связи характерны для Ni, Co, V и др. элементов группы железа. В отличие от Mn они тесно коррелируют не только с содержаниями меди, но и с содержаниями цинка.

Рудные элементы характеризуются тесной корреляционной связью с редкими и петрогенными элементами.

В целом на основе факторного анализа матрицы, приведен-

ной в табл. 41, удается выделить три ассоциации, связанных между собою элементов: I - Mn-Ni-Co-V-Zn-Ga-Cu-Sr;  
II - Mo-Zn; III - Pb-Ba.

2. Обратимся к анализу структуры корреляционной матрицы, характеризующей тоналиты, кварцевые диориты I фазы Гехаротского массива (табл. 42).

Здесь также фиксируется тесная связь между содержаниями элементов группы железа - Mn, Ni, Co, V и др. Отмечается по-прежнему корреляция между элементами этой группы (Mn, Ni) и рудными металлическими элементами (Cu, Zn). В свою очередь рудные металлические элементы Cu и Zn коррелируют с содержаниями Ba и др. редких и петрогенных элементов.

На основе факторного анализа в структуре матрицы выделяются следующие ассоциации химических элементов: I - Mn - Ni - Co - V - Zn - Cu; II - Cu - Ba - Sr.

Выделены коэффициенты корреляции, имеющие существенные значения: I - Mn - Ni - Co - V - Zn - Cu; II - Cu - Ba - Sr.

В целом корреляционные матрицы эффузивных пород, вмещающих Гехаротский массив, и пород I фазы этого массива, являются, как видно из сравнения табл. 41 и 42, весьма сходными. В пределах обеих матриц отмечаются почти одинаковые ассоциации химических элементов, причем величины коэффициентов корреляции между ними близки между собою.

3. Матрица коэффициентов корреляции между содержаниями химических элементов в породах II и III фаз Гехаротского массива приведена в табл. 43.

Выделены коэффициенты корреляции, имеющие существенные значения.

Анализируя эту матрицу, необходимо прежде всего отметить высокую коррелированность большинства изучаемых химических элементов. Так, за исключением Sr и Ba, все элементы находятся в тесной корреляционной связи, причем значения коэффициентов корреляции лежат далеко за пределами допустимых отклонений от нуля ( $\pm 3 \sigma$ ), т.е. являются, несомненно, существенными.

Здесь выделяются две ассоциации элементов: I - Mn - Ni - Co - V - Mo - Pb - Cu - Zn - Ag - Sn; II - Sr - Ba.

4. Матрица коэффициентов парной корреляции между содержаниями химических элементов в породах малых интрузий приведена в табл. 44.

Таблица 42

Матрица коэффициентов парной корреляции между химическими элементами в породах I фазы Гехаротского массива

Mn	Ni	Co	V	Mo	Cu	Pb	Zn	Sn	Ga	Sr	Ba	Ag	
100	'62'	'78'	'67'	-5	'75'	-27	'55'	-9	32	-10	26	20	Mn
	100	'77'	'50'	-14	'59'	-5	'43'	-12	17	8	17	3	Ni
		100	-19	-6	-2	9	-16	-5	9	12	-9	-4	Co
			100	-16	'56'	16	'43'	8	23	+8	35	7	V
				100	-8	-3	21	-5	-10	-3	-13	20	Mo
					100	-8	'44'	-8	14	-5	'76'	25	Cu
						100	-8	-1	-2	20	24	-7	Pb
							100	-16	20	11	21	12	Zn
								100	-7	-5	-6	-3	Sn
									100	11	22	-3	Ga
										100	'67'	-2	Sr
											100	7	Ba
												100	Ag

Выделены коэффициенты корреляции, имеющие существенные значения.

Здесь также фиксируется тесная корреляционная связь между большинством химических элементов. Наименее связанными являются содержания меди (коэффициент корреляции ни с одним из элементов не превышает 50%). Анализ показывает, что в пределах данной матрицы все элементы, за исключением меди, объединяются в единую ассоциацию.

Обратимся к сопоставлению изученных корреляционных матриц и подчеркнем основные черты их сходства и отличий.

I. Прежде всего необходимо отметить, что при переходе от вулканитов к породам самостоятельных малых интрузий увеличивается теснота корреляционной связи между содержаниями химических элементов. Так, в матрицах, соответствующих эффузивным по-

Таблица 43

Матрица коэффициентов корреляции между химическими элементами в породах II и III фаз Гехаротского массива

Mn	Ni	Co	V	Mo	Cu	Pb	Zn	Sn	Ga	Sr	Ba	Ag	
100	98	95	97	97	97	97	98	97	97	-6	-13	97	Mn
	100	98	99	99	98	97	97	99	99	-16	-18	98	Ni
		100	98	98	98	98	98	97	98	-14	-16	98	Co
			100	99	96	97	96	99	99	-15	-18	99	V
				100	96	98	98	98	99	-17	-19	99	Mo
					100	96	98	99	98	-16	-18	98	Cu
						100	99	98	97	-17	-19	99	Pb
							100	98	98	-12	-16	99	Zn
								100	98	-17	-19	98	Sn
									100	-17	-18	99	Ga
										100	55	-17	Sr
											100	-19	Ba
												100	Ag

родам и кварцевым диоритам I фазы Гехаротского массива (табл. 41 и 42), коэффициенты корреляции в 30-40% случаев принимают отрицательные значения и лишь 10-20% этих коэффициентов достигают существенных величин (т.е. более чем на 3σ отличаются от нуля). Напротив, при переходе к гранит-порфирам и другим породам II и III фаз Гехаротского массива, а также к породам малых интрузий наблюдается резкое возрастание корреляционных связей между содержаниями химических элементов. Так, в матрицах, характеризующих эти породы (табл. 43-44), почти отсутствуют отрицательные коэффициенты корреляции, и большинство коэффициентов имеет существенное значение.

На возрастание тесноты корреляционных связей между химическими элементами при переходе от вулканитов к кварцевым диоритам I фазы Гехаротского массива указывает тот факт, что вы-

Таблица 44

Матрица коэффициентов корреляции между содержаниями химических элементов в породах субвулканических малых интрузий.

Mn	Ni	Co	V	Mo	Cu	Pb	Zn	Sn	Ga	Sr	Ba	Ag	
100	57	50	50	49	16	49	57	48	49	49	47	49	Mn
	100	'97'	'94'	'97'	36	'97'	72	'97'	'97'	'97'	'96'	'97'	Ni
		100	'96'	'99'	37	'99'	73	'99'	'99'	'98'	'99'	'98'	Co
			100	'96'	42	'96'	73	'96'	'96'	'97'	'96'	'98'	V
				100	36	'99'	73	'99'	'99'	'98'	'98'	'99'	Mo
					100	36	35	36	36	36	36	37	Cu
						100	74	'99'	'99'	'98'	'97'	'99'	Pb
							100	72	73	73	72	73	Zn
								100	'99'	'99'	'98'	'99'	Sn
									100	'99'	'99'	'98'	Ga
										100	'98'	'97'	Sr
											100	'98'	Ba
												100	Ag

деляется не менее двух, почти не связанных между собою ассоциаций химических элементов; в вулканитах все изученные элементы практически объединяются в одну ассоциацию.

Можно по-разному объяснять описанное выше явление. Учитывая, что методика отбора и анализа проб во всех случаях была одинаковой, мы считаем, что основной причиной изменения интенсивности корреляционных связей является различная степень дифференцированности пород по химическому и петрографическому составам. Эти различия связаны в свою очередь с условиями кристаллизации изучаемых пород. Так, эффузивная толща представляет собою, как указывалось, террасовидное диабазовых порфиритов, базальтовых порфиритов, андезитов-базальтовых, андезитовых порфиритов, отличающихся по минеральному и химическому составу, в частности по кларковым содержаниям рассматриваемых хими-

ческих элементов. В связи с этим совокупность проб, охватывающих все упомянутые разности пород, будет разнородной, что приведет к снижению силы корреляционных связей между элементами.

Кварцевые диориты I фазы Гехаротского массива подобно вмещающим эффузивам также характеризуются высокой степенью дифференцированности. Кристаллизация этих пород протекала, по-видимому, в течение длительного периода в спокойной тектонической обстановке. В связи с этим указанные породы дифференцировались по составу, и, возможно, по наличию геохимических ассоциаций элементов в центральных и периферических частях массива, зонах эндоконтактов, а также в апикальных его частях и на различных по глубине уровнях. Объединенная совокупность проб, охватывающих все перечисленные выше участки Гехаротского массива, также будет разнородной, что и отразится на величине корреляционной связи между элементами.

В отличие от рассматриваемых выше двух групп пород магматические тела II и III фаз Гехаротского массива, а также субвулканические малые интрузии кристаллизовались, по-видимому, в течение относительно небольшого интервала времени, в условиях интенсивных тектонических подвижек. При этом благодаря перемешиванию раствора и быстрой его консолидации образовались породы, однородные по составу, без существенного эффекта дифференциации. Этим, по-видимому, можно объяснить появление более тесных корреляционных связей между содержаниями различных химических элементов. Следует подчеркнуть, что помимо высказанного объяснения различие в тесноте корреляционных связей может быть вызвано спецификой химизма магматического расплава, из которого формировались изучаемые породы и др. причинами, детальное рассмотрение которых выходит за рамки настоящей работы.

2. Второй важной особенностью, которую необходимо отметить при анализе корреляционных связей между химическими элементами, является сходство в структуре этих связей для вулканитов, вмещающих Гехаротский массив, и пород I фазы этого массива. Как указывалось выше, корреляционные матрицы этих образований являются подобными и при их анализе фиксируются сходные ассоциации связанных между собой элементов. Первая ассоциация объединяет элементы группы железа, а также частично в нее входят медь и цинк. По данным А.А.Саукова (1966),

А.С.Поваренных (1965) и др. подобная ассоциация элементов, включающая Cu, Ni, Co, Sr и др., является типичной для пород основного состава. Вторая ассоциация объединяет халькофильные элементы и более характерна для магматических пород среднего и кислого состава. Важно, что обе эти ассоциации фиксируются как в породах эффузивной толщи, так и в кварцевых диоритах Гехаротского массива, свидетельствуя о геохимической близости и преемственности этих образований. Матрицы пород поздних фаз Гехаротского массива, а также пород субвулканических малых интрузий имеют специфическую структуру, что указывает на отличия в условиях образования этих магматических тел.

3. При сопоставлении геохимических особенностей изучаемых комплексов интересно сопоставить корреляционные связи отдельных элементов, в особенности элементов, определяющих металлогеническую специализацию района. В качестве этих элементов нами рассмотрены медь и молибден. В табл.45 приведены химические элементы, имеющие существенный по величине коэффициент корреляции с медью для пород различных сравниваемых групп. Из анализов этой таблицы видно, что при переходе от вулканитов к породам I фазы Гехаротского массива геохимическое сродство меди к элементам группы железа сохраняется. В породах II и III фаз Гехаротского массива в ассоциации с медью начинают вступать рудные магматические элементы, а также Mo, Ag и ряд редких элементов.

Таблица 45

Анализ корреляции связей меди и молибдена

Группы пород	Элементы, коррелирующие с медью	Элементы, коррелирующие с молибденом
I	Mn, Ni, Ga, Sr, V, Zn.	Zn, Ag
II	Mn, Ni, V, Zn, Ba.	Zn
III	Mn, Ni, Co, V, Mo, Pb, Zn, Sn, Ga, Ag	Mn, Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn, Sn, Ga
IV	_____	Mn, Ni, Co, V, Pb, Zn, Sn, Ga, Sr, Ba, Ag.

В породах субвулканических малых интрузий медь не имеет существенных корреляций. Таким образом, при анализе соотношений меди с другими элементами также проявляются: во-первых,

унаследованность ассоциации меди с элементами Mn, Ni, V, Zn и др. при переходе от вулканогенных пород к породам Гехаротского интрузива и, во-вторых, появление в породах заключительных фаз Гехаротского массива ассоциации меди с полиметаллами, а также с Mo, Ag, Sn и т.д.

Молибден, как видно из приведенных данных, в породах вулканогенной апаранской толщи и кварцевых диоритах ассоциирует в основном с Zn а в породах более позднего возраста - с широким спектром халькофильных и сидерофильных элементов. Это также подтверждает наши выводы о сходстве корреляционных связей элементов для пород вулканогенной толщи и пород Гехаротского массива.

Анализируя корреляционную матрицу пород Анкаванского массива, выделяем следующие ассоциации коррелирующих между собой элементов: I ассоциация - Mn - Co - V - Ni - Zn; II - Cu - Mo - Ag; III - Pb - Zn - Ga - Sr - Ba.

Таблица 46

Матрица коэффициентов корреляции между содержаниями химических элементов в породах Анкаванского массива

Mn	Ni	Co	V	Mo	Cu	Pb	Zn	Sn	Ga	Sr	Ba	Ag	
100	28	30	60	-13	-10	5	52	-	-1	34	21	-12	Mn
	100	86	71	-10	-12	-27	21	-	20	21	-17	-9	Ni
		100	6	-4	-4	-17	36	-	17	14	-33	-4	Co
			100	-11	-11	32	35	-	37	34	51	-11	V
				100	98	-16	-13	-	-6	-15	-15	99	Mo
					100	-15	-11	-	-3	-11	-12	97	Cu
						100	20	-	-11		35	-17	Pb
							100	-	51	37	27	-13	Zn
								-	-	-	-	-	Sn
									100	11	43	-5	Ga
										100	54	-16	Sr
											100	-17	Ba
												-	Ag

В табл. 46 выделены коэффициенты корреляции, имеющие существенные значения.

Наиболее характерной особенностью, на которую необходимо обратить внимание, является наличие тесной связи меди, молибдена и серебра и отсутствие корреляции между медью и элементами группы железа.

## Г л а в а У П

### К ВОПРОСУ О ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Как было показано выше, тоналитовая фoрмация (Гехаротский, Анкаванский, Такарлинский, Агверанский массивы) приурочена к тектонически активному поясу Анкаванского глубинного разлома СЗ простирания, являющегося границей между Севано-Ширакским синклинорием и Цахкуняцким антиклинорием. Формирование фoрмации сопряжено с тектоно-магматической активностью полосы сочленения указанных крупных тектонических единиц в конце раннеальпийской стадии развития Антикавказа ( $Y_3-K_I$ ).

Изучение породообразующих минералов выделенных фаз Гехаротского интрузива (I - тоналиты, кварцевые диориты; II - лейкократовые кварцевые диориты; III - гранит-порфиры, гранит-аплиты, пегматиты) позволило установить: 1) сквозной характер максимума содержания анортита в плагиоклазах - 41-45%; 2) обедненность пород первой фазы или полное отсутствие в них каликатрового полевого шпата; 3) низкую железистость и соответственно повышенную магнезиальность биотита и роговой обманки.

Отмеченные особенности породообразующих минералов характерны для производных базальтовой магмы. Особенности химизма тоналитовых массивов указывают на их принадлежность к известково-щелочным ассоциациям при несколько пониженной их щелочности и при преобладании  $Na_2O$  над  $K_2O$ .

Изучение геохимических особенностей выделенных фаз Гехаротского и Анкаванского массивов показало, что содержания большинства элементов группы железа в направлении от главной фазы ко II и III уменьшаются, а концентрации рудных металлических и редких элементов возрастают. Таким образом, наблюдаемые тенденции в изменении средних содержаний этих элементов не противоречат известным закономерностям в изменении величин

кларков данных элементов при переходе от пород основного состава к средним и кислым.

Важной особенностью пород главной фазы массива является наличие связанных между собою ассоциаций элементов группы железа, включающих  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$  и др., которые являются типичными для пород основного состава. Одновременно выявлена и ассоциация халькофильных элементов, характерная для пород среднего и кислого состава. В породах Гехаротского и Анкаванского массивов  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$  содержатся в количествах, меньших среднекларковых.

Анализируя распределение акцессорных минералов в выделенных фазах Гехаротского массива, следует отметить обогащенность минералами группы железа, в частности магнетитом, концентрации которого в породах соответствуют производным базальтовой магмы. Обедненность минералами редких земель также характерна для производных базальтовой магмы. В то же время самородное олово в поздних фазах свидетельствует об определенном участии гранитного материала в формировании отмеченных пород. Наличие повышенных содержаний кальциевых акцессорных минералов свидетельствует о процессах известковистой ассимиляции.

Таким образом, петрографические, химические, геохимические, акцессорно-минералогические особенности пород нижнемеловых тоналитовых массивов свидетельствуют, вероятнее всего, об их базальтоидном происхождении. Изменения состава внедряющейся магмы, очевидно, обусловлены явлениями ассимиляции исходным расплавом кислого материала. При этом основным источником энергии, возможно, является мощный глубинный тепловой поток (Смирнов, 1969), характерный для тектонически активных зон.

В зависимости от состава ассимилированного материала пород метаморфического субстрата наблюдаются различия в вещественном составе тоналитовых массивов. Так можно объяснить различия в геохимическом спектре пород Анкаванского массива, выражающиеся в повышении содержания петрогенных элементов —  $\text{Li}$  и  $\text{Be}$ , повышении содержания редких элементов —  $\text{Y}$ ,  $\text{Yb}$ ,  $\text{Zr}$  и понижении содержания  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Ga}$  по сравнению с породами главной фазы Гехаротского массива.

На основании петрографических, петрохимических, акцессорно-минералогических и геохимических особенностей лейкокра-

товых кварцевых диоритов можно считать, что они являются прямыми дифференциатами пород ранних фаз. В образовании поздних даек - гранит-порфиров, гранит-аплитов, пегматитов значительная роль принадлежала процессам ассимиляции исходным расплавом пород субстрата.

Гораздо меньшая роль принадлежала щелочно-эманационной дифференциации, которая сравнительно интенсивно проявлена в пределах Гехаротского массива - фазовые, фациальные пегматиты, заполнение трещин главной и дополнительных фаз массива калий-натровым полевым шпатом и кварцем. Надежными индикаторами щелочно-эманационной дифференциации является поздняя генерация цирконов с газовой-жидкими включениями.

Высокая степень дифференцированности пород главных фаз массивов, отражающаяся на величине корреляционной связи между элементами, свидетельствует, что кристаллизация этих пород, по-видимому, протекала в течение длительного периода времени в спокойной тектонической обстановке.

При рассмотрении вопроса петрогенезиса апаранской вулканогенной толщи мы исходим из места ее образования в приподнятых выступах фундамента в зоне Анкаванского глубинного разлома в конце верхней юры и начале мела, а также петрографических, акцессорно-минералогических, петрохимических и геохимических особенностей.

Вулканогенная толща развита в зоне пересечения Анкаванского глубинного разлома СЗ простирания и Спитакского разлома близмеридионального простирания, которые явились каналами, обеспечивающими подъем глубинного материала к поверхности. От разработанности глубинных разломов, т.е. от их ширины и степени понижения эффективной вязкости внутри них, зависят скорость и высота подъема магматического расплава (Белюсов, 1966). В этом аспекте роль Спитакского разлома в формировании апаранской толщи наиболее существенна.

Изучение геологического положения, петрографических особенностей, степени дифференцированности и характера извержения позволило вулканогенные образования верхнеюрско-нижнемелового времени выделить в один крупный комплекс в понимании В.С. Коптева-Дворникова и М.А. Фаворской. Этот комплекс соответствует базальт-андезит-липарито-дацитово-формации. Апаранская вулканогенная толща характеризуется значительной дифференциро-

ванностью состава от диабазовых, базальтовых порфиров до андезито-дацитовых порфиров и липарито-дацитовых порфиров (субвулканической фации), при резком преобладании андезито-базальтовых лав, лавобрекчий. Отсутствие осадочных прослоев, особенности строения тел собственно эффузивной фации, наличие игнимбритов указывают на протекание вулканической деятельности, по-видимому, в наземных условиях.

В петрохимическом отношении комплекс соответствует насыщенным, пересыщенным  $SiO_2$  породам с повышенным содержанием анортитовой извести; характерен гомодронный характер изменения состава продуктов вулканизма.

Геохимическое изучение корреляционных связей между содержаниями химических элементов в пределах вулканитов, вмещающих Гехаротский массив, позволило выявить три ассоциации связанных между собой элементов: I - Mn-Ni-Co-V-Zn-Ga-Cu-Sr; II - Mo-Zn; III - Pb - Ba.

Выявленные корреляционные связи указывают на существенную роль процессов ассимиляции кислого материала, что приводит к формированию кислых дериватов апаранской вулканогенной толщи.

Анализируя распределение акцессорных минералов в породах апаранской толщи, необходимо отметить обогащенность минералами группы железа (магнетитом), а также присутствие апатита, лейкоксена, сфена, самородного свинца, цинка, которые также являются надежными индикаторами гибридности.

Завершая характеристику мезозойского вулканогенного комплекса, необходимо подчеркнуть, что особенности химизма, выявление корреляционных связей между элементами и поведение элементов-примесей позволяют объединить серию пород от диабазовых, базальтовых порфиров до липарито-дацитов в генетически единый ряд.

Таким образом, общность геолого-тектонической позиции Гехаротского массива и вулканогенной апаранской толщи, близость во времени их формирования, сходство состава породообразующих минералов (оптических, химических, рентгенометрических, а также ИК-спектров поглощения), химизм и направление эволюции дифференцирующихся расплавов, наличие сквозных акцессорных минералов, выявленных ассоциаций элементов на основе корреляционного анализа, средних содержаний элементов позволяют

рассматривать апаранскую толщу как вулканогенную фацию нижне-мелового магматизма. Гипабиссальная фация представлена Гехаротским полифазным, полифациальным тоналитовым массивом.

Как вулканогенная толща, так и вмещаемый ею Гехаротский массив подвергнуты однотипным изменениям — среднетемпературной пропилитизации (актинолит, эпидот, хлорит, альбит).

Для малых интрузий (диабазовых, габбро-диоритовых порфиров) установлены временный отрыв от пород Гехаротского массива, приуроченность, как правило, к тектоническим нарушениям СВ простирания, повышенная щелочность, степень упорядоченности интрателлурических генераций плагиоклаза (0,1-0,25) в отличие от таковой в плагиоклазах Гехаротского массива (0,25-0,50), наличие в значительном количестве ромбического пироксена, повышенная магнезиальность роговых обманок, увеличение угла  $2V$  от центра к краям зональных зерен авгита, повышенное содержание титана в титано-магнетитах, возрастание концентраций элементов группы железа, ассоциационное единство всех элементов, за исключением меди.

Тесная корреляционная связь между содержаниями различных химических элементов свидетельствует, по-видимому, о формировании малых интрузий в течение относительно небольшого интервала времени в условиях тектонических подвижек рамы. Обратная зональность в плагиоклазах, наличие роговой обманки, широкое развитие кальциевых акцессорных минералов свидетельствуют о процессах глубинной известковистой ассимиляции. Размещение "самостоятельных малых интрузий" по трещинам контракции интрузивных массивов и во вмещающих их породах говорят о близости их источников.

Породы малых интрузий подвергнуты в основном низкотемпературной пропилитизации — хлорит, карбонат, цеолит.

Вышеперечисленные особенности малых интрузий диабазов, габбро, диоритовых порфиров позволяют рассматривать их как производные самостоятельного магматического очага, расположенного в пределах базальтового слоя, и объединить в фацию самостоятельных малых интрузий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геолого-петрографические и минералого-геохимические исследования мезозойских магматических образований Цахкуняцкого антиклинория позволили прийти к следующим выводам.

1. Отсутствие рассланцевания, сохранность первичной структуры при замещении первичных минералов вторичными, зеленокаменные изменения, свойственные пропилитам и характеризующие небольшие глубины, данные абсолютного датирования (122 млн. лет) позволяют нам подтвердить существующее мнение о мезозойском возрасте вулканогенной (апаранской) толщи, выделить ее из состава метаморфического комплекса и отнести ее формирования к нижнему мелу.

2. Вулканогенная толща характеризуется дифференцированностью состава от базальтовых порфиритов до андезито-дацитовых, дацитовых порфиритов при преобладающей роли андезито-базальтовых порфиритов, представленных преимущественно в эффузивной и субвулканической фациях и, реже, в виде эксплозий средне-кислого состава.

3. Гехаротский массив, внедренный в вулканогенную толщу, имеет полифазное сложение. Установлена следующая последовательность формирования массива: I фаза - тоналиты, биотитово-роговообманковые кварцевые диориты; II фаза - лейкократовые кварцевые диориты; III фаза - гранит-аплиты, пегматиты. Формирование массива по данным абсолютного датирования (127 млн. лет) относится к нижнему мелу.

4. Массивы Анкаванский, Такарлинский, Агверанский состоят в основном из тоналитов, биотитово-роговообманковых кварцевых диоритов и согласно данным абсолютного датирования (Анкаванский - 112,6 млн. лет, Такарлинский - 79,3 млн. лет, Агверанский - 96,4 млн. лет) являются нижнемеловыми.

5. Малые интрузии (штоки, дайкообразные тела) представлены диабазовыми, габбро, габбро-диоритовыми, диоритовыми пор-

фиритами, прорывают вулканогенную толщу, широко распространены в близких по возрасту и аналогичных по составу Гехаротском, Анкаванском, Такарлинском и Агверанском массивах. По результатам определения их абсолютного возраста (84 млн. лет для андезито-дацитовых даек и 70 млн. лет для габбро-диоритовых даек) внедрение малых интрузий относится к верхнему мелу.

6. Характер дифференциации пород вулканогенной толщи Гехаротского массива и малых интрузий отражается в структурно-парагенетических ассоциациях минералов, кристаллизующихся в условиях повышения щелочности (на начальных стадиях натриевой, поздних - калиевой) и увеличения роли гидроксил иона в поздних стадиях кристаллизации.

7. По своему химизму породы вулканогенной толщи и Гехаротского массива относятся к нормальному известково-щелочному ряду. По классификации А. Ритмана, вулканогенные породы относятся к тихоокеанскому (известково-щелочному) ряду со средним характером родственной группы. Изменения петрохимических параметров пород вулканогенной толщи и Гехаротского массива свидетельствуют о нормальном ходе дифференциации кристаллизующейся расплава. Особенности химизма свидетельствуют о ведущей роли процессов дифференциации, а также и гибридизма.

8. Породы главной фазы Анкаванского и Агверанского массивов отличаются от таковых Гехаротского массива (сокращение железо-магнезиальных компонентов, насыщенность глиноземом, уменьшение содержания полевошпатовой извести, окиси магния, общей и стандартной железистости), что указывает на близость состава пород отмеченных массивов с породами второй фазы Гехаротского массива.

9. Породы малых интрузий основного и среднего состава, так же, как и вулканогенные образования и породы тоналитовых массивов, относятся к известково-щелочному ряду, однако характеризуются повышенной натриевой щелочностью. Наблюдается резкий темп возрастания содержания щелочных алюмосиликатов, повышенные содержания  $K_2O$  и  $TiO_2$ .

10. Изучение породообразующих минералов из пород Гехаротского массива и вулканогенной толщи выявило сходство состава и степени упорядоченности плагиоклазов, химизма, оптических свойств, строения элементарной решетки, спектров пог-

лощения роговых обманок, пироксенов и биотитов. Калинатровый полевой шпат в породах массива представлен высоким ортоклаз-криптопертитом.

II. Особенности состава породообразующих минералов из пород малых интрузий (состав плагиоклаза и степень их упорядоченности, повышение железистости в биотитах, магнезиальности в роговых обманках, ферросилитовой составляющей в пироксенах и т.д.) свидетельствуют об их отличии от таковых пород массива и вулканогенной толщи. Калинатровый полевой шпат в породах малых интрузий представлен промежуточным ортоклазом.

12. Изучение акцессорных минералов из пород вулканогенной толщи и Гехаротского массива позволило выявить сходство их видового состава, габитуса и элементов примесей. Повышенные содержания магнетита в породах массива, высокие концентрации в них элементов группы железа, широкое распространение титансодержащих минералов, обедненность акцессорными минералами редких элементов позволяют предполагать базальтовую исходную природу массива.

13. Результаты статистической обработки данных по геохимическому опробованию пород выявили унаследованность ассоциаций, объединяющих элементы группы железа, в которую входят частично медь и цинк, характерную для пород основного состава, и халькофильные элементы, характерные для пород среднего и кислого состава.

14. Анализ матрицы коэффициентов корреляции пород Анкаванского массива показал, что геохимическая специализация его является сходной с таковой пород поздних фаз Гехаротского массива.

15. Анализ матрицы пород малых интрузий фиксирует тесную корреляционную связь между большинством химических элементов, которые объединяются в единую ассоциацию, за исключением меди.

16. Петрологический анализ, основанный на изучении петрографических, химических, геохимических, акцессорно-минералогических особенностей изученных магматических образований свидетельствует, вероятнее всего, о базальтовой природе исходного расплава и реальности процессов ассимиляции пород субстрата при формировании их петрогеохимического облика.

17. Наблюдаемая тесная пространственная приуроченность к одним и тем же магмоконтролирующим структурам (зоне сопряже-

ния Анкаванского глубинного разлома СВ простирания с поперечным Спитакским разломом) и отчетливые черты преемственности в вещественном составе пород Гехаротского массива и вулканогенной (апаранской) толщи, степень их метаморфизованности (пропилитовая фация) позволяют нам рассматривать последние как вулканогенную фацию нижнемелового магматизма, формировавшуюся в приподнятых выступах кристаллического фундамента. Гипабиссальная фация нижнемелового магматизма представлена породами Гехаротского массива.

18. Поздние - верхнемеловые малые интрузии (дайки, штокообразные тела) основного-среднего состава, приуроченные в пространстве к тектоническим нарушениям СВ простирания, характеризующиеся спецификой их петрогеохимического облика, рассматриваются как производные самостоятельного магматического очага, расположенного в пределах базальтового слоя, и объединяются в фацию самостоятельных малых интрузий.

19. Сходство вещественного состава, близость формирования во времени, принадлежность к единой магмоконтролирующей структуре - Анкаванскому глубинному разлому - позволяет Гехаротский, Анкаванский, Такарлинский, Агверанский массивы отнести к тоналитовому формационному типу, который впервые был выделен Р.Л.Мелконяном (1976) для комплексов аналогичного состава и возраста Сомхето-Карабахского антиклинория, приуроченных к противоположному борту юрского прогиба.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Агамалян В.А. 1969. Геология и петрология сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива. Канд.дисс. Фонды ИГН АрмССР.
- Аджимамудов Э.Б. 1957. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН АрмССР, т.24, №4.
- Аракелян Р.А. 1957. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН АрмССР, сер.геол. и геогр. наук, т.Х, № 5-6.
- Аракелян Р.А. 1964. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя АрмССР. В кн. Геология Армянской ССР, т.П, Стратиграфия. Изд-во АН АрмССР.
- Арутюнян А.Р. 1962. К тектонической характеристике юго-западной части Севано-Ширакского палеогенового прогиба в связи с его рудоносностью. Инф. сб. ИНТИ, сер.геол., горн. дело, металлург., : № 4.
- Арутюнян А.Р. 1964. К вопросу о природе некоторых вулканогенных свит Спитакского района. Изв. АН АрмССР, т.ХУП, № 3.
- Асланян А.Т. 1958. Региональная геология Армении. Изд-во "Айпетрат", Ереван.
- Багдасарян Г.П. 1966. Труды комиссии абсолютного датирования тектоно-магматических циклов и этапов оруденения XIII сессии. М., "Наука".
- Багдасарян Г.П. 1966. Интрузивные породы Базумо-Памбакской области. Геология Армянской ССР, т.Ш.
- Багдасарян Г.П. 1966. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. М., "Наука".
- Баласанян С.И. 1970. Раннемеловой интрузивный комплекс. Геология СССР, том X. Ш, Армянская ССР. М., "Недра".
- Баласанян С.И. 1967. Основные черты магматизма Армении. "Митк", Ереван.

- Белов Б.И. 1970. Математический анализ составов минералов. В сб. Мат. методы в петрол. и геохимии. М., "Наука".
- Белоусов В.В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука".
- Белоусов В.В. 1966. Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. М., "Наука".
- Беус А.А. 1965. О методах и организации геохимических поисков (лекция прочитана на межрегиональном семинаре по геохимическим методам поисков рудных полезных ископаемых для стипендиатов ООН). М.
- Василевский М.М. 1968. Пропилитизация и оруденение. Автореф. докт. дисс. Л.
- Вахрушев В.А. 1962. Элементы примеси акцессорного магнетита как критерии для генетического расчленения гранитоидов Алтая-Саянской области. ДАН СССР, т. 147, № 3.
- Веселовская М.М. 1950. Химико-минералогические исследования в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 86, сер. петрогр.
- Виноградов А.П. 1962. Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород. Геохимия, № 7.
- Власов К.А. 1952. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Волчанская И.К., Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Саркисян О.А., Фаворская М.А. 1971. Блочное строение северо-западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений. Советская геология, № 6.
- Габриелян А.А. 1970. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 23, № 3.
- Габриелян А.А., Адамян А.Т., Акопян В.Т., Арзуманян С.К., Вегуни А.Т., Саркисян О.А., Симонян Г.П. 1968. Тектоническая карта Армянской ССР. "Митк", Ереван.
- Габриелян А.А., Багдасарян Г.П., Джрбашян Р.Т., Карапетян К.И., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х. 1968. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1-2.

- Габриелян А.А. 1974. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, № 4.
- Гинзбург И.В. 1970. Обзор систематики пироксенов. В сб. Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., "Наука".
- Григорян С.В. 1964. О методике определения фоновых содержаний химических элементов при геохимических поисках. Разведка и охрана недр, № 2.
- Григорян С.В., Янишевский Е.М. 1968. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. М., "Недра".
- Грин Д.К., Рингвуд А.З. 1968. Происхождение базальтовых магм. В кн. Петрология верхней мантии. М., "Мир".
- Джрбашян Р.Т. 1964. О связи вулканизма с поперечными поднятиями (на примере палеогена Малого Кавказа). ДАН АрмССР, т.38, № 3.
- Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. 1967. О магматических формациях альпийского тектономагматического цикла (Армянская ССР). Изв. АН АрмССР, т.20, № 4.
- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. 1965. Породообразующие минералы, т.2, М., "Мир".
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. 1971. Изверженные породы и глубины Земли. М., ОНТИ.
- Епремян П.Л. 1967. Тектоническое строение Памбак-Цахкуняцкого рудного района. Фонды Арм.ГУ.
- Епремян П.Л. 1968. Тектоника, рудоконтролирующие структуры и история развития зоны сочленения Анкаванского антиклинория и Памбакского синклинория. Автореф. канд. дисс., Баку.
- Жариков В.А. 1969. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. В сб. Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., "Наука".
- Заварицкий А.Н. 1956. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР.
- Заварицкий А.Н. 1944. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. 1961. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. 1965. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир".

- Карапетян К.И. 1964. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. Тез. докл. к II Всесоюзн. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский.
- Карапетян А.И. 1974. Сравнительная характеристика минералогическо-геохимических особенностей главнейших типов руд Раздан-Анкаванской зоны. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXII, 6.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева С.Б., Петрова М.А. 1967. Вулканогенные породы и методы их изучения. "Недра", № 1.
- Коптев-Дворников В.С. и др. 1972. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. Тр. IV Всесоюзн. петрограф. совещ. М., "Наука".
- Кориковский С.П. 1966. Влияние щелочности на состав кальциевых амфиболов в магматических породах. ДАН СССР, т. 171, № 5, 1966.
- Коржинский Д.С. 1952. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Коржинский Д.С. 1955. Очерк метасоматических процессов. Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д.С. 1962. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Котляр В.Н. 1958. Памбак. Изд-во АН АрмССР, Ереван.
- Куплетский Б.М. 1953. Количественно-минералогический состав гранитоидов. В кн. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, М., Изд-во АН СССР.
- Куно Х. 1963. Серии изверженных пород. В кн. Химия земной коры, т. 2, М., "Наука".
- Лебедев И.П. 1955. Гранитовая формация центральной части Тунгусского бассейна. Тр. ин-та геол. наук, вып. 161, петрогр. серия, № 46.
- Ляхович В.В. 1968. Акцессорные минералы. М., "Наука".
- Ляхович В.В., Родионов Д.А. 1961. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 6.
- Магакьян И.Г. 1966. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XIX, № 4.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. 1965. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР, № 3, с. 20.

- Марфунин А.С. 1962. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып.78.
- Мелконян Р.Л. 1970. Интрузивные комплексы Алавердского рудного района. Канд.дисс. Фонды ИГи АН АрмССР.
- Мелконян Р.Л., Плошко В.В. 1973. Диабазовая (диабаз-пикритовая) формация Малого и Большого Кавказа. ДАН АрмССР, т.57, № 1.
- Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. 1975. Петрология, геохимия и металлогеническая роль интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР.
- Мидян А.Г. 1971. Роль метаморфического фундамента Малого Кавказа в формировании и размещении рудных месторождений и проявлений Армянской ССР. Науч.тр. НИГМИ, вып. IX.
- Назарян А.Е. 1965. Краткий очерк геологии, тектоники и истории тектонического развития Цахкуняцкого хребта. Уч.зап. ЕрГУ, т.99.
- Оганесян Ш.С. 1958. Связь аномалий силы тяжести с сейсмичностью. ДАН АрмССР, т.26, № 2.
- Оганесян Ш.С. 1966. О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, т. XIX, № 2, 1966.
- Паффенгольц К.Н. 1948. Геология Армении (Армения в системе Кавказа и Малой Азии). Госгеолтехиздат.
- Паффенгольц К.Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН АрмССР, Ереван.
- Пирузян С.А. 1969. Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Изд-во АН АрмССР.
- Ренгартен В.П. 1941. Тектоника восточной части Закавказской пологоскладчатой зоны. Геология СССР, т.10, ч.1.
- Риттманн А. 1959. Определение сериального индекса вулканических горных пород. В сб. XI Генеральная ассамблея МГТС. Изд-во АН СССР.
- Риттманн А. 1964. Вулканы и их деятельность. М., "Мир".
- Родионов Д.А. 1961. К вопросу о функциях распределения содержания элементов в изверженных горных породах. ДАН АН СССР, 1961, т.141, № 3.
- Саркисян О.А. 1964. История тектонического развития Севано-

- Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое. Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, № 1.
- Саркисян О.А. 1972. Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклинория (Малый Кавказ). Докт. дисс. Ереван.
- Саркисян О.А., Волчанская И.К. 1973. Блоковое строение территории Армянской ССР и смежных областей. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4.
- Сауков А.А. 1966. Геохимия. М., "Наука".
- Сахарова М.С., Черкасов Ю.А. 1970. Иммерсионный метод минералогических исследований. Изд. МГУ.
- Сироткина Т.Н. 1970. Глубинное геологическое строение Армении по данным региональной геофизики. Автореф. дисс., Л.
- Смирнов Л.Б. 1969. Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли (в связи с проблемами тектоники и магматизма). В сб. Пробл. тектоники и магматизма. "Наука".
- Соболев В.С. 1950. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. об. Львовского геол. общ-ва, № 4, 1950.
- Сперанская И.М. 1961. Игнимбриты в вулканогенных породах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 20. Изд-во АН СССР.
- Трёгер В.Е. 1958. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Гостехиздат.
- Устиев Е.К. 1963. Проблемы вулканизма и плутонизма (вулканоплутонические формации). Изв. АН СССР, № 12.
- Фаворская М.А. 1956. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ, вып. 7.
- Фаворская М.А., Кигай В.А. 1963. Формация мезо-кайнозойских субвулканических и малоуглубинных интрузий Сихотэ-Алиня. Тезисы докл. III всеос. петрограф. совещ. Новосибирск.
- Хаин В.Е. 1975. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. "Геотектоника", "Наука".
- Хоренян Р.А. 1974. К геологии Гехаротского интрузива. ДАН АрмССР, т. УШ, № 5.

- Хоренян Р.А. 1975. Геология и петрография мезозойских магматических образований Спитакского района. Изв.АН АрмССР, т. XXIII, № 3.
- Шипулин Ф.К. 1965. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. В сб. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., "Наука".
- Brown G.M. 1960. Co-existing piroxenes in igneous.
- Colville P.A. 1966. Relationships between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles. Amer. Miner., 51, 11-12.
- Ernst W.G. Gilbert Am.
- Gower I.A. 1957, X-ray measurement of the iron-magnesium ratio in biotites. Amer. J. Sci., 255, 142.
- Heinrich E. 1946. Studies in the mica group the biotite-phlogopite series. Amer. J. Sci., 244, 12.
- Hess H.H. 1941. Pyroxenes of common mafic magmas. Amer. Miner. XXII, 19.
- Hess H.H. 1949. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Amer. Miner., vol. XXXIV, N 9/10.
- Lakes P., 1972. Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. Amer. Mineralogist, V. 57, N 5-6.
- White A.I.R.
- Kuno H. 1953. Unit-cell dimensions of clinoenstatite and pigeonite in relation to other common clinopyroxenes. Amer. J. of Science, V. 251, 741.
- Hess H.H.
- Kuno H. 1969. Pigeonite-bearing and esite and associated dacite from. Asro. Japan. Amer. J. Sci., A267.
- Poldervaart A. 1951. Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. J. Geology, 59, 5,
- Hess H.H.
- Visvanatan K. 1966. Unit cell dimensions and ionic substitutions in common clinopyroxenes. Amer. Miner. 51.
- Wones D.R. 1957. The phlogopite-annite join, Carnegie Inst. Washington. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.
- Wones D.R. 1957- Ferrous-ferric biotites, Carnegie Inst. 1958. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.
- Yoder H.S. 1957. Phlogopite synthesis and stability range. Geochim. et Cosmochim. Acta, 6.
- Eugster H.P.
- Zwaan P.C. 1954. On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. Ladse Geol. Nededllingen, 19

О Г Л А В Л Е Н И Е

В В Е Д Е Н И Е . . . . .

Глава I. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК . . . . .

    I. Геологическое строение зоны сочленения Цахкуняцкого антиклинория и Севано-Ширакского синклинория . . . . .

    2. История геологического развития зоны сочленения Цахкуняцкого антиклинория и Севано-Ширакского синклинория . . . . .

Глава II. МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОНЫ АНКАВАНСКОГО РАЗЛОМА . . . . .

    I. Геология вулканических образований . . . . .

    2. Геология тоналитовых массивов . . . . .

    3. Геология малых интрузий . . . . .

Глава III. ПЕТРОГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ . . . . .

    I. Породы апаранской вулканогенной толщи . . . . .

    2. Породы Гехаротского массива . . . . .

    3. Породы малых интрузий . . . . .

Глава IV. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ . . . . .

Глава V. МИНЕРАЛОГИЯ

    I. Породообразующие минералы . . . . .

    2. Акцессорные минералы . . . . .

Глава VI. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ . . . . .

    I. Характеристика фактического материала . . . . .

    2. Распределение концентраций химических элементов . . . . .

    3. Анализ корреляционных связей между химическими элементами . . . . .

Глава УП. К ВОПРОСУ О ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИ-  
ЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ . . . . .  
З а к л ю ч е н и е . . . . .  
Л и т е р а т у р а . . . . .

-142-

Печатается в соответствии с решением Ученого совета Института геологических наук АН Армянской ССР от 7 декабря 1979 г.

В печать 12.5.82.

Литр. 1

Цена 11 руб. 36 коп.

Зак. 32792

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ  
Люберцы, Октябрьский пр., 403

4011