

Г. Е. КОЧИНЯН

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД
ПАМБАКА

ЕРЕВАН



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Հ. Ե. ՔՈՉԻՆՅԱՆ

ՓԱՄԲԱԿԻ ԱԼԿԱԼԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ
ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱՆ ՈՒ ԳԵՈՔԻՄԻԱՆ



АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Г. Е. КОЧИНЯН

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ПАМБАКА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



В работе освещены минералогические и геохимические особенности щелочных и нефелиновых сиенитов Памбакского хребта, детально описаны обогащенные редкоземельными минералами участки интрузивных массивов, которые представляют комплексный интерес на глинозем и ряд редких и рассеянных элементов.

Работа представляет не только научный, но также практический интерес и будет широко использована геологами, геохимиками, технологами.

ВВЕДЕНИЕ

За последние десять—пятнадцать лет внимание геологов было обращено на исследование месторождений редких и редкоземельных элементов, имеющих большое практическое значение в связи с применением их в современной технике.

В связи с этим перед геологической службой возникают новые актуальные задачи—исследование минералого-геохимических особенностей горных пород с точки зрения установления в них содержания редких и редкоземельных металлов, закономерностей их распределения и выявления поисковых критериев.

В этом отношении особый интерес представляют щелочные породы, с которыми часто связаны промышленные концентрации редких элементов.

Памбакский щелочной комплекс является самым крупным в Армении. В геологическом отношении щелочные породы Памбакского хребта достаточно хорошо изучены предыдущими исследователями. В их задачу, однако, не входило выяснение ряда специфических вопросов: закономерностей распределения редких и редкоземельных элементов, акцессорных минералов в щелочных породах разновременных фаз и т. д. Необходимость изучения редкометальности этих щелочных пород вызвана еще и тем, что в настоящее время на базе нефелиновых сиенитов, входящих в указанный комплекс, строится Разданский горно-химический комбинат для получения глинозема и целой гаммы полезных компонентов. Полутное извлечение редких и редкоземельных элементов при этом было бы весьма желательным и экономически целесообразным.

Настоящая работа представляет собой результат многолетних (1951—1952 и 1960—1962 гг.) геолого-минералогических и геохимических исследований.

Перед автором, который руководил (1951—1952 гг.) геологоразведочными работами в исследуемом районе, в 1960 г. была поставлена задача изучить минералогию, геохимию щелочных пород Памбакского хребта и выявить поисковые критерии на редкие элементы.

В результате проведенных работ установлен целый ряд новых для Тежсарского массива минералов: монацит, ортит, рабдофанит, паризит, самарскит, бадделейт, родохрозит, пироклор, брукит.

Наиболее значительной частью работы явилось изучение геохимических особенностей поведения исследованных элементов. Результаты этого изучения сведены в отдельной главе. На основании анализа большого фактического материала устанавливаются особенности поведения различных элементов в зависимости от генетического типа, состава и последовательности формирования пород. Выявленные геохимические закономерности имеют не только теоретическое, но и практическое (поисковое) значение. Различие в поведении элементов помогло уточнить и некоторые спорные вопросы формирования щелочного комплекса.

В процессе исследований автор пользовался ценными консультациями доктора геолого-минералогических наук Е. И. Семенова, академика АН Арм. ССР С. С. Мкртчяна, члена-корреспондента АН Арм. ССР А. Т. Асланяна и доктора геолого-минералогических наук С. И. Баласаняна. Большую помощь в работе автору оказал доцент А. И. Адамян. Всем этим лицам автор выражает глубокую благодарность.

Особую признательность автор выражает научному руководителю работы—академику АН Арм. ССР И. Г. Магакяну.

ГЛАВА I

ПАМБАКСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС

Комплекс щелочных пород, явившихся объектом минералого-геохимических исследований, приурочен к центральной части Памбакского хребта. Последний является одной из наиболее крупных геоморфологических единиц Малого Кавказа и простирается в общекавказском направлении от Спитакского до Севанского районов Армянской ССР.

1. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Центральная часть Памбакского хребта располагается в пределах Ахтинской мегантиклинальной зоны (А. Т. Асланян, 1958), имеет общекавказское простирание и ограничена с северо-востока и юго-запада глубинными разломами.

Главнейшими особенностями геологического строения района являются: широкое развитие древних метаморфических сланцев и интрузивных пород, развитие разнообразных кайнозойских эффузивов, занимающих около 40% всей площади, а также наличие щелочноземельных и щелочных интрузивных пород.

Стратиграфический разрез района представляется в следующем виде:

1. Наиболее древними образованиями района являются докембрийские метаморфические сланцы различного состава, перемежающиеся в верхней части с плотными мраморизованными известняками и вулканогенными породами. Мощность толщи превышает 3000 м.

2. Стратиграфически выше залегает толща вулканогенных пород мощностью 600 м, возраст которой предположительно определяется как докембрий-нижний палеозой.

В своей нижней части эта вулканогенная толща инъецирована небольшими телами габбро, диабазов и ультрабазитов.

3. На толщу метаморфических сланцев и вулканогенных пород с резким несогласием налегает толща базальных конгломератов, перемежающихся с грубыми слоями серых и зеленых песчаников, переходящих выше в свиту почти черных глинистых песчаников и аргиллитов.

Вся эта толща, мощностью от 80 до 200 м, на основании определений собранной фауны относится к коньяку.

4. Выше без видимого несогласия залегает толща мергелей и песчаников мощностью до 100 м. Возраст ее определяется как нижний сенон (коньяк-сантон).

5. Светлые мергелистые известняки сантона, трансгрессивно со слабым угловым несогласием налегают на отмеченные породы. Мощность их непостоянна и местами доходит до 100 м.

6. На сантонские известняки несогласно, а иногда без видимого несогласия, налегает эоценовая вулканогенная толща сложного петрографического состава. Полная мощность этой толщи составляет 2500 м.

В. Н. Котляр расчленяет эту мощную толщу на пять свит:

а) Нижняя свита туфообломочных пород, сложенная туфобрекчиями, туфами и туффитами предположительно нижне- или среднеэоценового возраста. Верхним членом этой свиты является горизонт кварцевых порфиров. Мощность свиты достигает 300 м, а на южном склоне центральной части Памбакского хребта значительно меньше.

б) Нижняя свита кислых эффузивов, сложенная кварцевыми порфирами и их туфами. В целом мощность ее непостоянна и колеблется в пределах от 200 до 300 м. По возрасту она относится к нижнему-среднему эоцену.

в) Свита порфиритов, ортофиров, туфов, туфобрекчий и перемежающихся с ними туффитов общей мощностью около

600 м. Среднеэоценовый возраст этой свиты определен фаунистически.

г) Свита преимущественно щелочных эффузивов и их туфов общей мощностью до 750 м, фациально переходящая в вулканогенные породы предыдущей свиты. Возраст ее определяется как средний-верхний эоцен.

Эта свита характеризуется чрезвычайно пестрым петрографическим составом пород щелочного ряда. Г. П. Багдасарян (1954) расчленяет эту свиту на три горизонта, щелочность которых снизу вверх закономерно возрастает. Подробнее о горизонтах и породах этой свиты будет сказано ниже при характеристике Тежсарского интрузивно-эффузивного комплекса, поскольку упомянутая здесь свита представляет собой эффузивную толщу этого комплекса.

д) Верхняя свита эффузивов кислого состава и их туфов относится по возрасту к верхнему эоцену. Мощность свиты около 350 м. Эти породы имеют весьма ограниченное распространение (развиты они в основном вне пределов Памбакского хребта) и упоминаются здесь только для представления о полноте стратиграфическом разрезе.

7. Вулканогенная толща мио-плиоцена, общей мощностью в несколько сот метров, местами перекрывает вышеотмеченные отложения и представлена серыми андезитовыми и светлыми липаритовыми лавами, а также их туфами и туфобрекчиями.

8. Четвертичные образования представлены в основном аллювиальными, делювиальными и пролювиальными отложениями.

Четвертичные лавы андезитового и дацитового составов, широко распространенные в соседних районах, в центральной части Памбакского хребта не встречены.

Основным тектоническим элементом района является крупная Мисхано-Арзаканская антиклиналь общекавказского простирания, ядро которой слагают древние метаморфические сланцы и вулканогенные породы, инъецированные древними интрузиями. Кроме указанной антиклинали, ряд крупных складок отмечается в перекрывающих палеозойские сланцы отложениях верхнего мела. Эти складки, в отличие от

главной антиклинали, имеют северо-восточное простирание, некоторые из них опрокинуты на юго-восток.

Значительно дислоцирована также мощная эоценовая толща, но ввиду грубой слоистости слагающих ее пород достаточно четко фиксируются только крупные пликативные элементы. Здесь прежде всего необходимо отметить пологую синклиналь, ось которой совпадает с осевой линией Памбакского хребта. Падение крыльев этой складки не превышает $20-25^\circ$.

Верхний структурный ярус сложен туфобрекчиями и лавами миоплиоцена.

Наиболее крупными разрывными нарушениями описываемого района, помимо отмеченных выше глубинных разломов, являются Цахкуняцкий и Мармарикский разломы близ меридионального—северо-западного простирания.

Возраст этих разломов определяется интервалом времени сенон-эоцен. Кроме указанных разломов, В. Н. Котляр и Г. П. Багдасарян отмечают еще целый ряд разломов северо-западного и, реже, северо-восточного направлений. Из последних наиболее крупным является Улашикский разлом (сорос по В. Н. Котляру), пересекающий Тежсарский щелочной комплекс интрузивных и эффузивных пород.

Центральная часть Памбакского хребта, как отмечалось выше, характеризуется чрезвычайно широким развитием интрузивных пород различного петрографического состава и возраста.

По данным В. Н. Котляра (1958), интрузивные породы занимают 25% всей площади района. Петрографическое и возрастное многообразие интрузивных пород указанный автор расчленяет по следующей схеме:

1. Древние интрузивы

1. Интрузивы основного состава предположительно докембрийского возраста.

2. Кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты нижнепалеозойского (?) возраста.

3. Лейкократовые граниты палеозойского (?) возраста.

II. Интрузивы верхнеэоценового возраста

1. Интрузивы основного состава.
2. Интрузивы гранодиоритового и монцонитового составов:
 - а) сиенито-диориты, монцониты и кварцевые диориты,
 - б) граниты и гранодиориты.
3. Порфировидные граниты и сиениты:
 - а) граниты порфировидные,
 - б) сиениты среднезернистые.
4. Комплекс интрузивов щелочного ряда:
 - а) нефелиновые и щелочные сиениты,
 - б) щелочные сиениты,
 - в) монцониты.

В металлогеническом отношении описываемый район является одним из наиболее интересных в республике и характеризуется значительным разнообразием месторождений, возникших в различных геолого-структурных условиях, генетическая связь которых с теми или иными магматическими образованиями не всегда ясна.

Работами В. Н. Котляра (1958) и др. исследователей установлено, что в течение верхнего эоцена процессы рудообразования проявлялись по крайней мере трижды в соответствии с отмеченными циклами интрузивной деятельности.

При этом с различными магматическими комплексами пород связаны геохимически разные рудные ассоциации.

Так, с гипербазитами связано хромитовое оруденение, известное в Севанском районе; с кварцевыми диоритами и монцонитами — колчеданное, железорудное, золоторудное, свинцово-цинковое, медно-молибденовое и, наконец, с интрузиями щелочного состава связаны концентрации глинозема, редкометальное и редкоземельное оруденения.

2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Памбакский комплекс щелочных пород представлен в основном нефелиновыми, псевдолейцитовыми и щелочными сиенитами и некоторыми разновидностями эффузивных щелочных пород.

Жильные породы представлены щелочными сиенит-порфирами, нефелиновыми сиенит-порфирами, сиенит-аплитами, бостонитами и пегматитами нефелиновых и щелочных сиенитов.

Под воздействием щелочной магмы на окружающие породы образовались скарны, различные роговики, гибридные и метасоматические образования.

Как было отмечено, наиболее крупным интрузивом щелочного комплекса является Тежсарский массив. Он имеет сложное, неоднородное строение и образован в результате неоднoактового внедрения магмы. Намечается концентрическое расположение пород различного состава в массиве.

Ниже приводится подробная характеристика всех разновидностей пород, слагающих Памбакский комплекс.

а) Нефелиновые сиениты

Флюорито-нефелиновый сиенит — средне- и крупнозернистая порода с паналлотриоморфнозернистой структурой, с тенденцией к радиально-лучистой; сложен в основном калинатовым полевым шпатом, альбитом и нефелином; в подчиненном количестве присутствует щелочной амфибол. Акцессорные минералы представлены флюоритом, сфеном, апатитом, цирконом, монацитом (редко) и магнетитом. Среди акцессорных минералов преобладает флюорит, количество которого доходит до 5—8% объема породы.

Калинатовый полевой шпат образует таблитчатые, длиннопризматические или ксеноморфные кристаллы различных размеров. Размеры зерен калинатового полевого шпата колеблются (в поперечнике) от 0,1 до 0,50 мм, а по длине — от 0,40 до 2,5—3 мм и даже до 9 мм. Почти все кристаллы калинатового полевого шпата сдвойникованы по карлсбадскому закону и проявляют волнистое угасание. Большинство кристаллов сильно затронуто процессом пертитового распада. Пертит имеет жилковатую, пятнистую, а иногда совершенно прихотливую морфологию. Чем интенсивнее пертитовый распад, тем сильнее выражена пелитизация. Относительно свежие кристаллы менее подвергнуты пертитовому распаду. Кроме того, крупные зерна калинатового полевого шпата пертитизированы сильнее, чем мелкие.

Калинатровый полевой шпат является преобладающим минералом породы. Он включает зерна всех минералов, кроме флюорита.

Альбит по количеству уступает калинатровому полевому шпату и сравнительно идиоморфен по отношению к нефелину и калинатровому полевому шпату. Зерна альбита более свежие и мелкие.

Нефелин представлен ксеноморфными, более или менее изометричными свежими зернами, размеры которых достигают 1 мм. Нефелин часто заключен в кристаллы полевого шпата; встречается и обратное явление. Кроме полевых шпатов нефелин включает зерна амфибола и аксессуарных минералов. В коноскопии нефелин проявляет аномальную двусность. Количество нефелина доходит до 15% объема породы, а в приконтактовых полосах—до 35%.

Такое неравномерное распределение нефелина в общем характерно для фельдшпатоидных интрузивов, а в данном случае это объясняется контактово-метасоматическими процессами.

В свежих нормальных нефелиновых сиенитах нефелин представлен ксеноморфными зернами, а в приконтактовых частях интрузивного массива нефелин часто выполняет угловатые промежутки между зернами полевого шпата. Нефелин замещается серицитом, пелитовым веществом и канкринитом. Последний образует мелкие чешуйки с желтоватой интерференционной окраской и более низким показателем преломления, чем у нефелина. Отмечается интенсивная цеолитизация нефелина (в районе г. Восточный Халхал).

Щелочной амфибол составляет не более 2% площади шлифа. Он представлен сравнительно хорошо образованными тонкопризматическими кристаллами размером в длину 0,3—0,5 мм, с четко выраженным плеохроизмом: по Ng—желтовато-зеленый, по Nm—темно-синий до непрозрачного. Угол $2v=86^\circ$, удлинение отрицательное.

Эгирин-авгит встречается весьма редко, а иногда отсутствует. Он характеризуется непостоянством состава: нередко ядро зерна представлено авгитом, который к периферии переходит в эгирин-авгит и эгирин. Пироксен представ-

лен чаще всего неправильными зернами различной величины. Встречаются короткопризматические, длиннопризматические, игольчатые и таблитчатые кристаллы эгирин-авгита и эгирин-а. Иногда эгирин-авгит окружен каемкой бурого биотита и роговой обманки.

Биотит является одним из основных породообразующих минералов нефелиновых сиенитов. Под микроскопом он обычно коричневатый, зеленоватый и грязно-зеленоватый. Иногда присутствует в виде разъединенных пластинчатых форм, чаще в виде чешуек и скоплений, приуроченных к цветным минералам или к сфену и магнетиту.

Флюорит представлен зернами различных размеров с нежно-розовой, слабо-фиолетовой окраской и совершенной спайностью. Он заполняет промежутки между выделениями других минералов и часто образует прожилки-цепочки. Количество флюорита в породе таково (до 5—8%), что ей можно дать название флюорито-нефелинового сиенита. Флюорит, очевидно, является самым поздним образованием в данной породе.

Детальное описание акцессорных минералов, перечисленных выше, будет приведено в главе «Минералогия».

Меланито-нефелиновый сиенит — средне- и крупнозернистая порода с гипидиоморфнозернистой пойкилитовой структурой; сложена каликатровым полевым шпатом, нефелином, щелочной роговой обманкой. Акцессорные минералы представлены меланитом и цирконом.

Каликатровый полевой шпат представлен совершенно различными по форме, размерам и степени разложения кристаллами. Крупные кристаллы размером до 6 мм почти нацело замещены пелитовым веществом и сильно пертитизированы. Пертитовые вроски альбита в каликатровом полевоом шпате имеют пятнистую, жилковатую форму и составляют около 40—50% площади минерала. Сравнительно мелкие зерна имеют тонкопризматическую форму и относительно слабо изменены. Кроме пелитизации, здесь наблюдается и серицитизация каликатрового полевого шпата. Примечательно, что отдельные свежие зерна, включенные в нефелин, имеют тонкопризматическую, даже шестоватую форму и

оплавленными контурами. В тех случаях, когда зерна калина-
трового полевого шпата включены в нефелин не полностью,
наблюдается интенсивное их замещение пелитовым веще-
ством в той части зерен, которая остается вне нефелина. Ко-
личество полевого шпата в породе доходит до 60%.

Нефелин образует как ксеноморфные, так и более или
менее идиоморфные изометричные кристаллы. Мелкие зерна
нефелина более идиоморфны, чем крупные. Имеются как со-
вершенно свежие, так и частично измененные, серицитизиро-
ванные по краям зерна нефелина. Некоторые же кристаллы
нефелина полностью замещены радиально-лучистым мелко-
зернистым анизотропным цеолитом. Количество нефелина до-
ходит до 20% площади шлифа, однако он распространен в
породе неравномерно.

Из темноцветных минералов в породе присутствуют ще-
лочной амфибол гастингситового типа и эгирин-авгит. По-
следний замещает авгит по краям зерен; часто замещение
происходит полностью.

Наблюдается образование мелких чешуек биотита за
счет амфибола. Количество вторичных минералов не превы-
шает 5% объема породы.

Амфибол представлен как призматическими, так и изо-
метричными, более идиоморфными кристаллами с темно-зе-
леной, оливково-зеленой окраской. Плеохроизм по Ng темно-
зеленый, синевато-зеленый, по Nr желтовато-зеленый. Угол
угасания ($C : Ng$) для различных зерен различен; так как
здесь отсутствуют соответствующие разрезы ($\perp Nm$), трудно
точно определить величину $C : Ng$. Поэтому мы этот амфибол
относим к щелочным, судя лишь по плеохроизму и интенсив-
ной окраске. Кроме того, наблюдается сильная дисперсия
биссектрис. Наблюдаются двойники и зональное строение
амфибола. Амфибол иногда прорастает меланитом или дает
с ним пойкилитовые растрания.

Меланит представлен ксеноморфными кристаллами
различных размеров. Размеры более крупных зерен доходят
до 4 мм в длину. Сравнительно мелкие кристаллы изометрич-
ны, с неправильными контурами. Меланит густо окрашен в
красно-бурый цвет; оптически изотропен. Наблюдается при-

уроченность меланита к нефелину. Количество меланита доходит до 10% объема породы; он резко преобладает над цветными минералами. Очевидно, меланит является здесь поздне-магматическим образованием.

Циркон представлен ксеноморфными зернами размером до 0,4 мм. Высокий рельеф и высокие интерференционные окраски легко выделяют его среди других минералов.

Из акцессорных минералов, кроме того, встречаются в незначительном количестве апатит, ксеноморфный фиолетовый флюорит, а также магнетит.

Псевдолейцитовый сиенит. Структура породы гипидиоморфнозернистая, неравномерно-зернистая. Порода сложена псевдолейцитом, нефелином, калинатовым полевым шпатом, альбит-олигоклазом, авгитом, агирин-авгитом; акцессорные минералы—меланит, магнетит, апатит; вторичные минералы—пелитовое вещество, анальцим, мусковит, мусковит-серицитовый агрегат и канкринит.

Псевдолейцит представлен ксеноморфными, иногда овоидными зернами различных размеров. Он целиком замещен анальцимом. Включает в себя лишь идиоморфные кристаллы апатита. Содержание псевдолейцита в породе не превышает 10%.

Калинатовый полевой шпат представлен пертитизированными, слабо пелитизированными таблитчатыми ксеноморфными кристаллами, включающими зерна плагиоклаза, нефелина и цветных минералов. Он является доминирующим минералом в породе.

Плагиоклаз представлен почти свежими, сдвойникованными по альбитовому закону, призматическими кристаллами. Максимальный угол угасания в зоне (010) равняется 10—12°, что соответствует плагиоклазу ряда альбит-олигоклаз. Количество плагиоклаза доходит до 15% объема породы, без учета пертитового срастания его с калинатовым полевым шпатом.

Нефелин представлен ксеноморфными кристаллами, заполняющими промежутки между выделениями других минералов. Большинство зерен нефелина свежие; наблюдается частичное замещение его мусковитом и канкринитом. Содержание нефелина в породе доходит до 10%.

Моноклинный пироксен представлен как авгитом, который составляет ядро зерен, так и эгирин-авгитом, составляющим периферию кристаллов. Зерна пироксена ксеноморфные, с прихотливыми контурами. Нередко в пироксене выделяют зерна магнетита.

Меланит преобладает среди акцессорных минералов; представлен ксеноморфными зернами с неравномерной окраской. Меланит пойкилитово прорастает каликатровым полевым шпатом, имеющим в меланите червесобразную форму.

б) Щелочные сиениты кольцевой интрузии

Распространены по периферии интрузивного массива нефелиновых сиенитов.

Макроскопически щелочные сиениты трудно отличимы от нефелиновых сиенитов, однако по составу составляющих минералов щелочные сиениты отличаются от нефелиновых сиенитов следующими признаками:

1. Каликатровые полевые шпаты в щелочных сиенитах составляют от 70 до 90% общей массы породы, а в нефелиновых сиенитах, как отмечалось выше, порядка 50%.

2. Содержание плагиоклаза в щелочных сиенитах больше, чем в нефелиновых. В последних его количество не превышает 5—10%, или плагиоклаз часто отсутствует, в то время как в щелочных сиенитах он присутствует постоянно в количествах от 10 до 15% породы.

3. Нефелин или отсутствует, или составляет 1—2% в щелочных сиенитах (приконтактная часть с нефелиновыми сиенитами), а в нефелиновых сиенитах его содержание доходит до 40%.

4. Количество роговой обманки в нефелиновых сиенитах больше, чем в щелочных.

5. Эгирин-авгит является более характерным цветным минералом щелочных сиенитов, чем нефелиновых.

6. Биотит в щелочных сиенитах встречается чаще, чем в нефелиновых.

7. Анальцит имеет большее распространение в обогащенных нефелином сиенитах.

3. В щелочных сиенитах меланит встречается редко, в то время как он является характерным минеральным компонентом нефелиновых сиенитов.

в) Щелочные (кварцсодержащие) сиениты центральной интрузии

Эти породы являются продуктом последней фазы внедрения интрузии в районе Памбакского хребта. Они обнажаются в центре Тежсарского интрузива среди пород вулканогенной толщи и слагают небольшие интрузивы (дополнительные интрузии) в центральной части района г. Осыпь и на северном склоне хребта, у сочленения с ним Гилутского отрога.

Впервые наличие этих интрузивов было отмечено В. Н. Котляром, которым они названы нордмаркитовыми интрузивами на основе геолого-морфологических и петрографических отличий их от нормальных щелочных сиенитов. Г. П. Багдасаряном указанные породы рассматриваются как нормальные щелочные сиениты, постепенно переходящие в нефелиновые.

Центральный массив (г. Осыпь) был выделен нами в отдельную интрузивную фазу на основании накопленных в течение ряда лет общегеологических и минералого-петрографических фактов.

Приводим сравнительную характеристику щелочных сиенитов кольцевой и центральной интрузий.

Как отмечалось выше, щелочные сиениты кольцевой интрузии развиты несколько обособленно от Тежсарского массива и огибают его.

Щелочные сиениты центральной интрузии имеют локальное развитие в центральной части Тежсарского интрузивного массива (г. Осыпь) и небольшой выход на северном склоне Памбакского хребта. По данным В. Н. Котляра, в районе Гилутского отрога щелочные сиениты центральной интрузии прорывают щелочные сиениты кольцевой интрузии, чем убедительно доказывается разобщенность этих разновидностей щелочных пород во времени. Породы этих интрузий резко отличаются по форме выветривания: щелочные сиениты кольце-

вой интрузии образуют более сглаженный рельеф, а породы центральной интрузии образуют острые гребни, выступающие скалы и остроугольные крупные глыбы.

Макроскопически породы центральной интрузии более крупнозернистые, равномерного сложения, светло-серые, лейкократовые.

Щелочные же сиениты кольцевой интрузии сравнительно богаты темноцветными минералами, более мелкозернисты, неравномерного сложения. Существенно отличаются и пегматиты, связанные с отмеченными породами.

Пегматиты щелочных сиенитов кольцевой интрузии в основном сложены следующими минералами: полевым шпатом, роговая обманка, флюорит, циркон, сфен, апатит и магнетит.

Пегматиты щелочных сиенитов центральной интрузии состоят из полевых шпатов, кварца, роговой обманки, флюорита, циркона, апатита, сфена, магнетита, паризита (редко).

Как явствует из приведенных составов, пегматиты центральной интрузии характеризуются наличием кварца и редкоземельных минералов.

Любопытно также, что в пределах центрального интрузива нами установлена кварцевая жила с хорошо ограненными друзами первичного кварца (см. описание в гл. «Минералогия»).

В этом массиве отмечается также наличие вторичного кварца, заполняющего пустоты и поры пород.

Таким образом, в пределах кольцевого интрузивного массива щелочных сиенитов кварц не установлен, а в массиве центральной интрузии, как упоминалось выше, наличие кварца является одним из характерных его признаков.

Наличие свободного кремнезема в аналогичных породах северного склона хребта отмечается В. Н. Котляром. Количество кварца в отдельных шлифах, по его подсчетам, достигает 5%, на основании чего эти породы им и были названы нордмаркитами.

Наряду с перечисленными выше отличиями между интрузиями двух разновидностей, следует указать также, что редкоземельная минерализация исследуемого района приурочена к щелочным сиенитам центральной интрузии, в то время

как в пределах кольцевой интрузии подобных или каких-либо других рудопроявлений не установлено. Центральная интрузия отличается также повышенным содержанием редкоземельных и акцессорных (циркон, флюорит) минералов. Подобных явлений в породах кольцевой интрузии не наблюдается.

По западному контакту щелочных сиенитов с нефелиновыми сиенитами проходит Улашикский разлом, что, очевидно, указывает на наличие слабого контактового шва между разновременными интрузивными образованиями. С юга интрузив ограничивается другим, небольшим Омарским разрывным нарушением, которое, как и Улашикский разлом, проходит по контакту отмеченных пород с нефелиновыми сиенитами.

Таблица 1

Химический состав интрузивных пород щелочного комплекса

Оксиды	Нефелиновые сиениты		Щелочные сиениты	
	Нормальные	Богатые нефелином	Кольцевая интрузия	Центральная интрузия
SiO ₂	57,90	55,50	59,95	61,87
TiO ₂	0,30	0,38	0,36	0,29
Al ₂ O ₃	19,70	22,21	19,40	19,44
Fe ₂ O ₃	2,35	2,58	2,12	1,30
FeO	1,41	1,58	1,33	1,12
MnO	0,15	0,14	0,15	0,15
MgO	0,86	0,51	0,78	0,61
CaO	2,84	2,92	2,21	1,21
K ₂ O	6,17	6,49	6,08	5,55
Na ₂ O	5,98	5,36	5,35	6,90
H ₂ O+ влага	1,86	2,04	1,57	1,06
Сумма	99,52	99,71	99,30	99,50
Количество анализов	16	16	15	5

Нигде не установлены постепенные переходы между нефелиновыми и щелочными сиенитами, что также свидетельствует о разновременном внедрении этих интрузий.

По данным химических анализов (табл. 1) устанавли-

вается повышение содержания кремнезема и Na_2O от нефелиновых сиенитов к щелочным сиенитам центральной интрузии. Содержание TiO_2 и MgO во всех интрузивах постоянное. Некоторое повышение CaO наблюдается в богатых нефелином сиенитах, что обусловлено сравнительно большим количеством сфена. Содержание железа заметно падает от нефелиновых сиенитов к щелочным сиенитам центральной интрузии. Количество магния, как и железа, уменьшается от нефелиновых к щелочным сиенитам центральной интрузии. В нефелиновых сиенитах и щелочных сиенитах кольцевой интрузии содержание K_2O постоянное, в центральной интрузии оно несколько уменьшается.

г) Лейцит-цеолитовые щелочные порфиры

Макроскопически представляют собой темные порфировые породы с крупными выделениями эпидейцита.

Под микроскопом структура слабо измененных пород порфировая с трахитовой основной массой. Основная масса породы сложена из пелитизированных в значительной мере щелочных полевых шпатов, обладающих ориентированным расположением тесно примыкающих зерен.

Среди основной массы обильно рассеяны очень мелкие чешуйки серицита, хлорита и лимонитизированные зернышки пирита и магнетита. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и фельдшпатоидами. Калиевый полевой шпат микропертитовый, интенсивно пелитизированный; вросстки пертита слегка серицитизированы. Характер пертита жилковатый и пятнистый.

Плагиоклаз представлен удлиненными призматическими зернами, интенсивно альбитизированными, покрытыми чешуйками серицита и пелита.

Фельдшпатоиды полностью замещены тонким агрегатом чешуек серицита; более или менее сохранились контуры восьмигранного лейцита и шестигранного нефелина.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, флюоритом, рутилом, анатазом и рабдофанитом. Из рудных минералов установлены магнетит, пирит, гематит.

3. ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ПАМБАКСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС

Для суждения о петрохимических особенностях пород изучаемого комплекса, нами используются все известные химические анализы этих пород. Общее число их составляет 98, в том числе 28 новых анализов, выполненных в химической лаборатории НИГМИ*, а остальные заимствованы из работ Г. П. Багдасаряна (1954) и В. Н. Котляра (1958). Указанными анализами охвачены практически все разновидности пород, входящих в щелочной комплекс, то есть эффузивные, интрузивные и жильные образования.

Поскольку большая часть пород охарактеризована несколькими анализами, нами приводятся их средние значения, а также максимальное и минимальное содержания основных петрогенных окислов (табл. 2). В этой же таблице приведены числовые характеристики по А. Н. Заварицкому для средних составов всех пород, по которым построена диаграмма химического состава (фиг. 1). Даже беглое рассмотрение диаграммы позволяет отметить три особенности:

1. Расположение векторов отражает щелочный характер пород, что выражается в смещении векторов вправо, в направлении оси SA (площадь SAB), при одновременном увеличении наклона полосы векторов к оси SB. На площади SCB полоса векторов также смещается вправо к оси SB, хотя и под несколько меньшим углом.

2. Значительный наклон частных векторов к оси SB на площади CSB свидетельствует о калиевом типе пород.

3. На диаграмме каждая из выделенных групп пород обособляется с достаточной четкостью, что позволяет провести их более детальное рассмотрение раздельно.

Характерно при этом, что векторы пород первого и второго этапов (фиг. 1, фигуративные точки 10, 11) резко отличаются от общей полосы векторов, располагаясь значительно ближе к оси SB (на площади SAB), что говорит, прежде всего, об их меньшей щелочности.

В этом, помимо других факторов, о которых будет сказано ниже, мы видим подтверждение точки зрения о глубин-

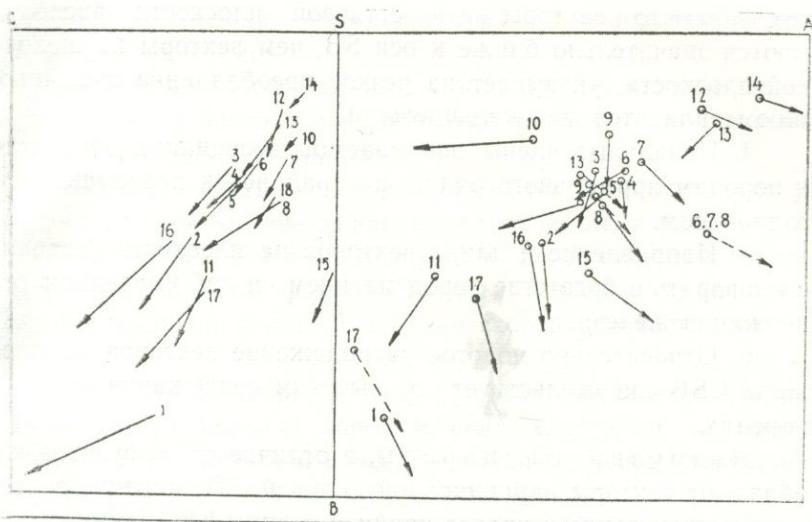
* Армипроцветмет.

Химический состав пород щелочного комплекса Памбакского хребта

Таблица 2

С о д е р ж а н и е в %

Окислы	Полевощап. порфирит (основание разреза)	Щелочные трахи- андезиты (средняя часть разреза)			Лавы и туфобрек- чин лейцитовых порфиров (верхняя часть разреза)			Эпилейцитовые порфиры (дайки)			Псевдолейцитовые сиениты (дайки)			Эпилейцитов.пор- фиры, псевдолей- цитов. сиениты, лавы и туфобрек- чин эпилейцит. туфобрекч	Эпилейцитов.пор- фиры и псевдо- лейцитовые си- ениты	Нефелиновые си- ениты, обогащен- ные нефелином			Нефелиновые си- ениты, нормаль- ные (II тип), нормаль- но-кристалличес- кие			Нефелиновые си- ениты, крупнокри- сталлические (I тип)			Нефелиновые сиениты I и II типов	Щелочные сиениты			Пегматиты			Аплиты			Мондониты			Бостониты		
		среднее	мини- малы.	макси- малы.	среднее	мини- малы.	макси- малы.	среднее	мини- малы.	макси- малы.	среднее	мини- малы.	макси- малы.			среднее	мини- малы.	макси- малы.	среднее	мини- малы.	макси- малы.	среднее	мини- малы.	макси- малы.		среднее	мини- малы.	макси- малы.	среднее	мини- малы.	макси- малы.	среднее	мини- малы.	макси- малы.	среднее	мини- малы.	макси- малы.	среднее	мини- малы.	макси- малы.
SiO ₂	50,33	52,30	51,30	53,18	55,07	52,96	57,95	53,51	52,80	54,08	54,40	51,59	56,34	54,60	54,10	55,50	53,62	57,95	58,30	54,96	61,14	57,40	54,98	59,63	59,90	59,95	57,20	63,98	57,90	55,70	62,96	56,28	55,82	56,83	53,90	50,84	56,88	59,12	57,96	60,2
TiO ₂	0,54	0,41	0,19	0,70	0,44	0,21	0,80	0,31	0,08	0,48	0,31	0,02	0,88	0,36	0,31	0,38	0,02	0,72	0,31	0,06	0,57	0,23	0,15	0,31	0,30	0,33	0,04	0,75	0,09	0,33	0,18	0,25	0,05	0,42	0,33	0,08	0,71	0,16	0,11	0,2
Al ₂ O ₃	19,64	22,08	20,42	24,04	21,59	19,29	23,25	21,18	18,28	22,92	22,85	16,36	23,89	21,73	21,80	22,21	19,60	24,29	19,85	17,69	21,14	19,10	18,51	19,45	19,70	17,53	21,32	22,28	19,29	24,22	23,33	20,84	24,88	19,68	19,43	22,59	21,28	20,28	22,2	
Fe ₂ O ₃	6,51	3,72	0,38	8,49	2,34	1,59	3,41	3,24	1,67	4,97	2,36	1,31	4,12	2,53	2,63	2,58	0,61	5,62	2,18	0,70	4,86	3,12	1,18	4,43	2,35	2,12	0,57	5,72	1,53	0,07	2,80	1,75	0,58	2,45	4,43	3,49	5,71	2,18	0,52	3,8
FeO	3,79	2,64	1,86	3,02	2,10	0,86	4,30	2,50	1,21	3,24	1,68	1,14	4,02	1,86	1,78	1,58	0,83	2,77	1,37	0,17	2,29	1,61	1,22	2,20	1,41	1,33	0,39	2,19	1,22	0,30	3,08	1,08	0,51	2,29	2,81	2,53	3,25	1,73	0,99	2,4
MnO	0,23	0,11	0,07	0,17	0,16	0,02	0,33	0,13	0,07	0,24	0,12	0,04	0,24	0,14	0,13	0,14	0,07	0,30	0,16	сл.	0,28	0,15	0,09	0,22	0,15	0,15	0,01	0,42	0,04	0,3	0,05	0,12	0,10	0,17	0,12	0,07	0,20	0,13	0,07	0,2
MgO	3,26	1,94	1,21	2,48	0,91	0,41	1,79	0,69	0,34	1,16	0,93	сл.	5,41	0,87	0,87	0,51	сл.	1,62	0,76	0,29	1,05	1,22	0,45	1,70	0,86	0,78	0,25	1,41	0,19	0,8	0,34	0,40	0,28	0,65	2,58	1,96	3,57	0,58	0,40	0,7
CaO	9,03	5,61	3,60	8,16	3,74	сл.	5,70	3,37	2,60	4,60	3,66	1,74	8,20	3,63	3,58	2,92	1,35	3,98	2,73	1,68	3,43	3,32	2,47	5,09	2,84	2,20	0,56	3,74	2,59	0,07	4,05	1,97	1,33	3,70	6,38	5,07	7,78	2,27	0,93	3,6
K ₂ O	4,40	5,08	3,30	7,18	6,32	3,72	8,53	7,30	2,94	9,39	6,97	1,83	10,94	6,81	7,05	6,49	4,66	8,98	5,60	2,61	7,71	8,42	6,18	11,05	6,12	6,03	4,81	8,35	4,92	2,21	7,90	5,28	4,42	5,31	4,43	2,29	6,03	5,99	4,54	7,4
Na ₂ O	1,47	4,26	3,20	4,93	4,57	3,20	6,48	4,54	2,32	7,87	4,47	1,13	7,46	4,53	4,49	5,36	2,24	8,48	6,49	4,75	9,85	3,82	1,39	5,66	5,98	5,35	4,17	7,37	8,27	7,20	9,24	8,25	6,39	9,94	3,50	1,72	4,92	4,99	4,44	5,5
H ₂ O	0,50	2,88	0,64	4,53	2,10	0,95	3,28	3,59	2,57	5,07	2,50	1,58	3,43	2,55	2,78	2,04	0,92	3,23	1,81	0,75	2,60	2,07	1,00	3,33	1,86	1,57	0,51	2,40	1,71	0,32	3,28	0,73	0,55	1,45	2,01	0,68	2,81	1,70	1,60	1,8



Фиг. 1. Диаграмма химических составов изверженных горных пород Памбакского щелочного комплекса по А. Н. Заварицкому. 1, 2, 3—лейцитовые, цеолитовые и другие щелочные порфиры, их туфобрекнии; 4, 5, 6, 7, 8, 9—интрузивы—нефелиновые и щелочные сиениты; 10, 11—гибридные породы; 12, 13—дайки I этапа; 14, 15, 16, 17, 18—дайки II этапа.

ном происхождении щелочной магмы (В. Н. Котляр, 1958) и незначительной роли ассимиляции эффузивов в процессе формирования щелочных интрузивных пород.

Эффузивные породы рассматриваемого комплекса характеризуются следующими особенностями:

1. Векторы образуют непрерывную вариационную кривую, весьма сходную с салической частью вариационной кривой № 7 (А. Н. Заварицкий, 1950, стр. 314, фиг. 96), то есть с ассоциацией щелочных лав Гавайских островов, в которых преобладают салические части.

2. Возрастание основности эффузивных пород направлено сверху вниз, что указывает на развитие магматического очага в нормальном порядке, то есть уменьшение основности магматического расплава.

3. Отклонение вариационной кривой вправо по мере подъема свидетельствует об увеличении щелочности пород, а

тот факт, что векторы на известковой плоскости располагаются значительно ближе к оси SB, чем векторы на щелочной плоскости, указывает на резкое преобладание щелочных алюмосиликатов над кальциевыми.

4. Начальные члены описываемой ассоциации относятся к породам нормального ряда, а крайние—к пересыщенным глиноземом.

5. Направление и длина векторов на плоскости позволяют говорить о богатстве пород магнием и об умеренном содержании железа.

6. Относительно пологое расположение векторов на площади CSB свидетельствует о высоком содержании калия в породах.

Интрузивные породы, в отличие от эффузивов, не образуют векторы вариационной кривой. Положение векторов в целом выше и правее крайней точки эффузивных пород свидетельствует о том, что эволюция магматического очага продолжала протекать в том же направлении. Интрузивные породы, как более поздние по отношению к эффузивам, являются более кислыми и больше насыщены щелочами. Большая часть этих пород относится к породам нормального ряда и только псевдолейцитовые и богатые нефелином сиениты—к породам, пересыщенным глиноземом (фиг. 1, фигуральные точки 5, 6).

Более короткие относительно эффузивных пород векторы на плоскости ASB свидетельствуют о богатстве интрузивов железом, а их крутой, в одних случаях, и пологий—в других, наклон свидетельствует о богатстве пород соответственно магнием и известью.

Взаимное расположение векторов интрузивных пород относительно оси SB на плоскостях ASB и CSB свидетельствует о все возрастающем преобладании щелочных алюмосиликатов над кальциевыми.

Наклон векторов на плоскости CSB позволяет говорить о преобладании в этих породах калия над натрием.

Жильные породы. Среди этих пород нами выделяются дайки I и II этапов. Первые представлены пегматитами и аплитами, которые характеризуются максимальной на-

сыщенностью щелочами и кремнеземом и относятся соответственно к породам нормального ряда и к породам, пересыщенным глиноземом.

Жильные породы второго этапа, представленные сиенит-порфирами и бостонитами, образуют прерывистую (ступенчатую) варнационную кривую.

Большая часть этих пород относится к нормальному ряду. Бостониты—к пересыщенным глиноземом, а щелочной роговообманковый сиенит—к породам, пересыщенным щелочами. Этот последний факт отражается, в частности, на переходе фигуральной точки 15 с известковой плоскости на щелочную.

Пологие и длинные векторы, соответствующие некоторым жильным (дайковым) породам, свидетельствуют о присутствии в них свободной извести и незначительном содержании железа.

Отношение $K : Na$ остается примерно таким же, как и в остальных породах.

Таким образом, при общей близости химических составов рассмотренных пород, каждая из выделенных групп имеет свои петрохимические особенности, позволяющие различать их на сводной диаграмме.

ГЛАВА II

МИНЕРАЛОГИЯ

Минералогия пород, слагающих Памбакский щелочной комплекс, изучалась рядом исследователей (В. Н. Котляр, 1958; Г. П. Багдасарян, 1951 и др.). Однако, несмотря на несомненную ценность проведенных работ, имеющиеся сведения не позволяли осветить ряд вопросов, касающихся закономерностей распределения редких элементов в исследуемых породах и минералах. В частности, оставались недостаточно изученными акцессорные минералы пород щелочного комплекса, являющиеся основными концентраторами редких земель.

Наши исследования, результаты которых приведены в настоящем разделе работы, призваны восполнить этот пробел.

Детальное изучение акцессорных и некоторых других минералов, с применением химического, спектрального, рентгено-структурного, рентгено-спектрального анализов и пламенной фотометрии, позволило получить не только подробную их характеристику, но и выявить ряд неизвестных ранее для пород Памбакского комплекса минералов, в том числе и собственно редкоземельных.

Ниже приводится описание изученных нами минералов Тежсарского щелочного массива. Систематизация минералов произведена по их роли и типу химического соединения.

Минералы Тежсарского щелочного массива

1. Породообразующие минералы

а) Силикаты

Калиевый полевой шпат

Нефелин	д) Сульфаты
Лейцит	Барит
Биотит	Баритоцелестин
Эгирин	е) Окислы
Мусковит	Магнетит
Роговая обманка	Ильменит
Плагиоклаз	Гематит
2. Акцессорные минералы	Брукит
а) Силикаты	Рутил
Циркон	Анализ
Сфен	Кварц
Меланит	Бадделейт
Ортит	Самарскит
б) Фториды	Пироклор
Флюорит	Лимонит
в) Фосфаты	Псидомелан
Апатит	ж) Сульфиды
Монацит	Пирит
Рабдофанит	Халькопирит
г) Карбонаты	Сфалерит
Паризит	Галенит
Родохрозит	Антимонит

1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ СИЛИКАТЫ

Калиевый полевой шпат составляет основную часть пород щелочного комплекса. В щелочных сиенитах отмечается наибольшее количество калиевого полевого шпата (около 60% площади шлифа). В нефелиновых сиенитах и в щелочных порфирах количество калиевого полевого шпата несколько меньше, чем в щелочных сиенитах, но и здесь нередко они занимают до 50% поверхности шлифа.

Калиевый полевой шпат в пегматитовых телах щелочных сиенитов представлен крупными (до 5 и более см) призматическими кристаллами. В щелочных и нефелиновых сиенитах размер выделений калиевых полевых шпатов обычно колеблется от 0,5 до 1—2 см.

Цвет полевого шпата обычно серый. Содержит многочис-

ленные включения, наиболее частыми из которых являются нефелин, амфибол и сфен.

Нефелин часто настолько тонко прорастает полевым шпатом, что такие прорастания видны только под микроскопом.

Под микроскопом калиевый полевой шпат обнаруживает микропертитовое строение. Часто пертитовые включения имеют жилкообразный характер с постепенно утончающимися жилками по (010). Микропертитовые включения соответствуют альбит-олигоклазу. Иногда альбитовая каемка наблюдается на краях зерен калишпата. Во всех разновидностях щелочных пород калишпат интенсивно пелитизирован и серицитизирован.

Измерения на Федоровском столике показали, что калишпат ближе всего стоит к моноклинному ортоклазу. Средние значения углов между $\perp (001) \text{Nm} \approx 6^\circ$, $\perp (001) \text{Ng} 89^\circ$, $\perp (001) \text{Np} 85^\circ$. Среднее значение для $2v$ равно $62-64^\circ$.

Результаты химического анализа микропертита, заимствованные из работы Д. С. Белянкина (1938), показывают, что полевой шпат является по преимуществу калийсодержащим.

Тот же автор приводит расчет на элементарные составляющие в следующем виде: $\text{Or}-60,4\%$, $\text{Ab}-29,8\%$, $\text{An}-4,8\%$, $\text{Sp}-0,62\%$.

Устанавливаются определенные закономерности распределения элементов-примесей в полевых шпатах, отобранных из различных щелочных пород.

Содержание редких земель и ряда других элементов в полевых шпатах находится в прямой зависимости от степени гидротермального изменения пород и геохимических особенностей той среды, где полевые шпаты подвергались вторичному изменению.

Состав редких земель в полевом шпате, отобранном из пород Тежагетского участка редкоземельной минерализации, определяется почти равным количеством элементов цериевой и иттриевой групп.

Интересно отметить, что полевые шпаты, отобранные из щелочных и нефелиновых сиенитов, а также из пегматитов щелочных сиенитов, не содержат редких земель.

Таблица 3
Химический анализ микроперти-
та (заимствовано из работы
Д. С. Белянкина, 1938)

Состав	в %
Si ₂ O	63,65
TiO ₂	0,04
Al ₂ O ₃	19,63
Fe ₂ O ₃	0,41
FeO	—
MnO	0,01
MgO	0,12
CaO	0,97
BaO	0,25
Na ₂ O	3,52
K ₂ O	10,2
ппп	1,31
Сумма	100,11

В полевых шпатах из пегматитов нефелиновых сиенитов, находящихся близ контакта с эффузивными породами, отмечаются лантан и иттрий.

Пелитизированные, ожелезненные и отчасти серицитизированные полевые шпаты содержат повышенное количество редких земель (Тежагетский участок). Это может указывать на то, что большая часть редких земель в полевых шпатах связана с наличием механических примесей. Олово, литий, ниобий, цинк, сурьма и серебро также устанавливаются только в сильно измененных полевых шпатах.

Нефелин является широко распространенным типичным минералом щелочного комплекса Памбакского хребта. В различных породах он распространен неравномерно. Содержание его уменьшается в щелочных сиенитах, где он составляет примерно 1,5—2%, а иногда и вовсе отсутствует. В нефелиновых сиенитах содержание нефелина доходит до 10—15% объема породы.

Нефелиновые сиениты, обогащенные нефелином, огибают весь интрузивный массив в виде пояса шириною в 150—250 м и протягиваются по его контакту примерно на 30 км. Содержание нефелина здесь достигает 35—40%.

Таблица 4

Спектральный анализ калиевых полевых шпатов из различных щелочных пород

Наименование пород, содержащих полевой шпат	С о д е р ж а н и е в в е с о в ы х п р о ц е н т а х															
	Mn	Ti	V	Zr	Cu	Pb	Ag	Sn	Ga	Be	Ce	La	Y	Yb	Sr	Ba
Щелочные сиениты	0,0п	0,0п	—	0,00п	0,00п	0,0п	—	0,00п	0,00п	0,00п	—	—	—	—	0,0п	0,0п
Нефелиновые сиениты	0,00п	0,0п	0,0п	0,0п	0,0п	0,0п	—	0,00п	0,0п	0,000п	—	—	—	—	0,п	0,0п
Пегматиты щелочных сиенитов	0,00п	0,00п	—	—	0,00п	0,0п	—	0,00п	0,00п	0,00п	—	—	—	—	0,п	0,п
Пегматиты нефелино- вых сиенитов	0,0п	0,0п	—	0,0п	0,00п	0,00п	—	0,00п	0,00п	0,00п	—	0,02	0,002	—	0,п	0,0п
Щелочные порфиры, сильно измененные (Тежагетский уч-к)	0,0п	0,п	0,0п	0,0п	0,0п	0,0п	—	0,00п	0,00п	0,00п	0,3	0,3	0,3	0,0004	0,0п	0,п
Щелочные порфиры, сильно измененные (Омарский участок)	0,0п	0,п	0,0п	0,0п	0,0п	0,0п	—	0,00п	0,00п	0,00п	0,6	0,02	0,002	—	0,0п	0,п
Зона гидротермально измененных брекчиро- ванных пород Лагер- ного* участка	0,0п	0,0п	0,0п	0,0п	0,0п	0,0п	0,00п	0,00п	0,00п	0,000п	—	—	0,0007	0,0001	0,0п	0,0п

* Название бывшей геологической партии

Нефелин отмечается и в щелочных порфирах. Количество его в основной массе составляет 1—2%, близ контакта с нефелиновыми сиенитами достигает иногда 10%.

Нефелин в основном представлен мелкими идиоморфными кристаллами, чаще ксеноморфными выделениями. Крупные его кристаллы установлены в пегматитах нефелиновых сиенитов. Часто наблюдаются изометрические короткоблитчатые выделения нефелина. Цвет розоватый, желтый, красноватый. Блеск в изломе жирный. Угасание прямое. Одноосный, отрицательный $N_e=1,540$, $N_o=1,536$, $N_e-N_o=0,004$.

Обычно нефелин более разложен, чем полевые шпаты.

Химическим анализом в нефелине установлено 0,0037% галлия.

Произведен также спектральный анализ минерала из богатых нефелином сиенитов и из слабо измененных щелочных порфиров. Результаты анализа приводятся в табл. 5.

Таблица 5
Спектральный анализ нефелина (в весовых процентах)

Элементы-примеси	Сиениты, богатые нефелином	Щелочные порфиры, слабо измененные
Mg	0,0п	0,п
Ca	1,0	0,п
Fe	0,00п	0,п
Mn	0,00п	0,00п
Ti	0,00п	0,0п
V	—	0,00п
Ga	0,00п	0,00п
Zr	—	0,00п
Be	0,000п	0,00п
Cu	—	0,00п
Sr	0,0п	0,п
Ba	1,0	0,0п

Лейцит (эпидейцит, псевдолейцит) широко развит в породах Памбакского хребта (в эпидейцитовых и псевдолейцитовых порфирах, псевдолейцитовых сиенитах и в дайках порфиров).

Тетрагонтриоктаэдрические кристаллы светло-серого эпидейцита достигают 8 см в поперечнике. Обычно развиты кристаллы размером 1,5—2 см. Как показывает микроскопи-

ческое изучение, эпидейцит сложен ортоклазом, серицитом, карбонатом, цеолитом, биотитом в разных количественных соотношениях. В сиенитах выделения псевдолейцита полигональной или округлой формы имеют зеленовато-белый цвет. Размеры их колеблются от мм до 2—3 см и более. Под микроскопом устанавливается, что неровные, округлые выделения и ограненные кристаллы псевдолейцита представляют собой среднезернистый агрегат, состоящий из калиевого полевого шпата, нефелина, анальцита и серицита. Калиевый полевой шпат в агрегатном состоянии отличается от нефелина дисперсионным эффектом.

Биотит имеет весьма широкое распространение во всех породах Памбакского хребта. Кроме первичного, встречается вторичный—гидротермальный биотит, который развит в породах Лагерного, Омарского и Тежагетского участков.

Породообразующий биотит распространен неравномерно; наибольшее содержание его установлено в щелочных сиенитах, меньшее—в нефелиновых сиенитах и в щелочных порфирах. Подробное описание первичного биотита приведено в работах В. Н. Котляра (1958) и Г. П. Багдасаряна (1951). Целесообразно, однако, привести здесь его краткую характеристику.

Общее количество биотита в породе (в шлифе) составляет 1—2%, в отдельных случаях (трахитоидные щелочные сиениты) достигает 5% и больше. Представлен зеленоватой, иногда грязно-зеленой разновидностью с плеохроизмом от темного и зеленовато-бурого (Ng) до светлого зеленовато-желтого (Np). Обычно встречается в виде неправильных разъединенных пластинчатых выделений и бесформенных пятен. Отмечаются также и правильные пластинки биотита с кристаллическими ограничениями. Часто биотит ассоциирует со сфеном, магнетитом и цирконом.

По биотиту развиваются хлорит, серицит и карбонат.

Гидротермальный биотит развит в центральной части Памбакского хребта и в основном приурочен к зонам гидротермально измененных, брекчированных пород. На основании взаимоотношений биотита с другими минералами, формы его выделений, степени идиоморфизма кристаллов и химизма, нами выделяются три его генерации.

Первая генерация развита в парагенезисе с флюоритом, в основном на Лагерном участке. Здесь в тектонической зоне дробления биотит образует обильные скопления с флюоритом и цементирует брекчии вмещающих пород. Количество его составляет 10—15% всей породы. Скопления биотита образуют прожилки и гнезда с хорошо образованными шестиугольными таблитчатыми и изометрическими кристаллами, величина которых колеблется от 0,3 до 1,0 см.

Кроме флюорита, в тесной ассоциации с биотитом можно встретить магнетит, циркон, апатит и ортит. Цвет черный, тонкие листочки просвечивают зеленовато-бурым цветом.

Характерной особенностью биотита первой генерации является отсутствие вторичных изменений, выражающихся в образовании хлорита и серицита.

Сонахождение биотита с флюоритом свидетельствует о низкотемпературной среде образования этих минералов. Биотит первой генерации содержит большое количество микроэлементов-примесей (табл. 6, 7, 8).

Таблица 6

Содержание редких земель, лития и рубидия
в биотитах первой генерации (содержание в
весовых процентах)

Наименование породы, содержащей биотит	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ Li ₂ O* Rb ₂ O
Зона гидротермально измененных брекчиро- ванных пород	0,197 0,234 0,159

* Пламенная фотометрия выполнена в
ИМГРЭ, аналитик Е. А. Фабрикова.

Из приведенных таблиц видно, что биотиты этого типа содержат повышенное количество редких земель, лития и рубидия. Следует подчеркнуть также преобладающую роль цериевой группы редких земель, составляющей около 98% общей суммы, причем 79% составляют церий и лантан. В то же время интересно отметить полное отсутствие редких земель в породообразующих биотитах из самой зоны гидротермально измененных брекчированных пород.

Таблица 7

Спектральный анализ биотита первой генерации (содержание в весовых процентах)

Элементы-примеси	Зона гидротермально измененных брекчированных пород
Ni	0,000п
Co	0,000п
V	0,00п
Cr	0,00п
Zr	0,00п
Nb	0,000п
Cu	0,00п
Pb	0,00п
Ag	0,0000п
Sb	0,000п
Zn	0,00п
Ga	0,00п
Be	0,000п
Sr	0,000п
Ba	0,0п

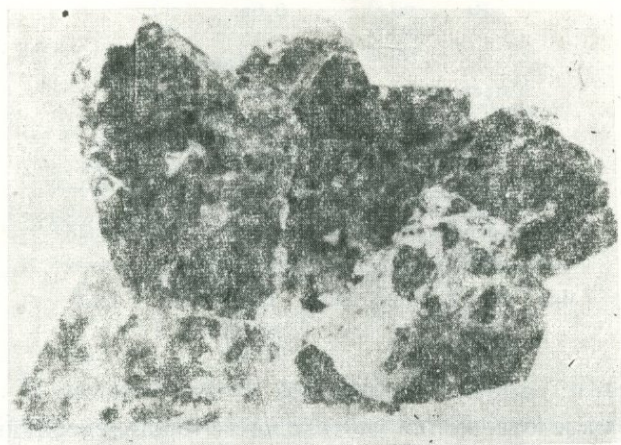
Таблица 8

Состав редких земель в биотите первой генерации (в % от ΣTR , принятой за 100)

Порода	в %	Аналитик
Зона гидротермально измененных брекчированных пород	0,19	Р. Л. Баринский
	TR_2O_3	
	La 41,0	
	Ce 38,0	
	Pr 1,0	
	Nd 18,0	
	Sm 1,2	
	Eu —	
	Gd 0,5	
	Tb —	
	Dy 0,3	
	Ho —	
	Er —	
	Tu —	
	Yb —	
	Lu —	
	Y —	

Вторая генерация представлена биотитом (вермикулитом) в ассоциации с магнетитом. Этот тип впервые установлен А. Г. Мидяном на Омарском участке. Биотит-магнетитовая минерализация приурочена к тектонической зоне северо-восточного направления мощностью от 2 до 5 м. Она прослеживается по простиранию около 1,5 км. Биотит находится в тесной ассоциации с магнетитом, пиритом и апатитом.

Биотит встречается в виде крупных (до 10 см) кристаллов (фиг. 2), иногда мелкопластинчатых агрегатов. Содержание биотита в этой зоне составляет около 5% общей массы породы.



Фиг. 2. Биотит из зоны «биотитовая» (Омарский участок).
Натур. величина.

Отличительной чертой биотита второй генерации является пониженное количество содержащихся в нем примесей микроэлементов. Редкоземельные элементы почти отсутствуют. Кобальт, хром, ниобий, серебро, сурьма и стронций, определенные в первом типе, здесь не установлены.

Третья генерация представлена собственно биотитовой минерализацией, приуроченной к тектонической зоне дробления мощностью от 0,5 до 1,0 м и протяженностью порядка 1,5 км в северо-восточном направлении. Габитус кристаллов

Таблица 9
Спектральный анализ биотита второй
генерации (содержание в весовых
процентах)

Элементы-примеси	Тектоническая зона биотит-магнетитовой минерализации
Ni	0,000п
V	0,00п
Zr	0,00п
Cu	0,00п
Pb	0,00п
Zn	0,00п
Ga	0,00п
Be	0,000п
Ba	0,0п

Таблица 10
Содержание редких земель, лития и
рубидия в биотитах второй
генерации (содержание в весовых
процентах)

Элементы-примеси	Тектоническая зона биотит-магнетитовой минерализации
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	сл.
Li_2O	0,036
Rb_2O	0,021

биотита мало отличается от такового второй генерации. Биотит ассоциирует с апатитом, сфеном и пиритом.

Следует подчеркнуть, что по содержанию элементов-примесей последние две генерации идентичны.

Эгирин является характерным минералом щелочных сиенитов и, в особенности, их пегматитов. В последних он составляет примерно 50% электромагнитной фракции. В других породах щелочного комплекса эгирина очень мало, часто он вовсе не обнаруживается.

Эгирин образует шестоватые удлиненно-призматические кристаллы. Часто наблюдается зонарная окраска с резкими переходами от темно-желтого цвета к светло-желтому, при этом ядро окрашено слабо, почти бесцветно, края же окрашены интенсивно. Величина кристаллов не превышает 1—

Таблица 11

Спектральный анализ биотита
третьей генерации (содержание в
весовых процентах)

Элементы-примеси	Тектоническая зона биотитовой минерализации (шт. № 3)
Ni	0,00п
V	0,0п
Zr	0,00п
Cu	0,00п
Pb	0,00п
Zn	0,0п
Ga	0,00п
Be	0,00п
Li	0,0п
Rb	0,0п
Ba	0,0п

Таблица 12

Состав редких земель в биотите третьей
генерации (в % от ΣTR , принятой за 100)

$TR_2O_3\%$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd
0,03	63	21	5,2	9,2	1,3	0,6

1,5 мм. В иммерсии почти бесцветный, слегка зеленоватый. Характерно отрицательное удлинение. Погасание почти прямое. Для ядра (001) $Ng=44^\circ$, $2v=60^\circ$, для периферии (001) $Ng=52^\circ$, $2v=80^\circ$. В обычных разрезах угол угасания $41-46^\circ$, $2v=57-64^\circ$, $Ng-Np=0,028$.

Отмечается наличие бесцветного эгирина с отрицательным удлинением и с почти прямым погасанием.

Эгирин ассоциирует с амфиболом, ортитом и биотитом.

Мусковит и серицит являются весьма распространенными минералами щелочного комплекса. Большое количество мусковита установлено в гидротермально измененных породах. В интрузивных породах и их пегматитах мусковит представлен мелкими листочками, заполняющими промежутки между кристаллами полевых шпатов. Оптические константы мусковита следующие: $Ng=1,586$; $Np=1,545$. Двупреломление около 0,040.

Таблица 13
Спектральный анализ эгирина

Элементы	в ‰
Mn	0,0п
Ti	0,п
V	0,00п
Zr	0,п
Cu	0,00п
Pb	0,00п
Sn	0,00п
Ga	0,00п
Be	0,000п
La	0,0п
Yb	0,00п
Sr	0,00п
Ba	0,00п

В зоне гидротермально измененных брекчированных пород Лагерного, Омарского и Тежагетского участков мусковит замещает плагиоклаз.

В сильно измененных псевдолейцитовых порфирах серицитизация отмечается по плагиоклазу кислого состава.

Мусковитом богаты породы Омарского участка, где он находится в ассоциации с калиевым полевым шпатом, апатитом, магнетитом, халькопиритом, пиритом, рутилом, корундом.

Методом пламенной фотометрии в мусковите обнаружены литий—0,012% и рубидий—0,040%. Рубидий изоморфно замещает в мусковите калий.

Таблица 14
Спектральный анализ мусковита (содержание в
весовых процентах)

Элементы-примеси	Магнетитовая зона	Магнетит-биотитовая зона
Mn	0,00п	0,0п
Ti	0,00п	0,п
Ga	—	0,00п
Sn	—	0,00п
Be	0,000п	—
Li	0,0п	0,0п
Sr	—	0,0п
Ba	—	0,0п

Роговая обманка — наиболее распространенный темноцветный минерал щелочных пород описываемого района. Всегда образует идиоморфные призматические кристаллы различных размеров, обычно от долей мм до 3—4 мм и реже от 1 до 5 и более сантиметров.

Роговая обманка довольно равномерно распределена в породе в виде включений в калиевом полевом шпате, иногда образует скопления крупных, до 5 см, кристаллов.

В нефелиновых сиенитах часто наблюдаются обогащенные амфиболом участки в виде прожилок и шлиров. Калиевый полевой шпат в этих участках, в отличие от участков, обогащенных меланитом, свежий.

Роговая обманка тесно ассоциирует с нефелином и сфеном, причем нефелин по отношению к амфиболу ксеноморфен.

Цвет роговой обманки повсеместно черный; просвечивает в тонких осколках бутылочно-зеленым цветом. Наблюдается хорошая спайность по призме (110). В шлифе нередко встречаются двойники и зерна с зонарным строением. Иногда наблюдаются пойкилитовые сростания с магнетитом.

В щелочных сиенитах роговая обманка нередко прорастает идиоморфными кристаллами плагиоклаза.

Характер и оптические свойства описываемого минерала непостоянны. Чаще всего наблюдаются кристаллы, близкие по своим свойствам к обыкновенной роговой обманке. В таких зернах угол между плоскостями спайности $=56^\circ$, $Np' - 1,678$, $Ng' - 1,74$. Схема абсорбции $Ng \geq Nm > Np$, $2v = -63^\circ$, $(001) : Ng = 13^\circ$. Наряду с обыкновенной роговой обманкой, определяется амфибол с $(001) : Ng = 25^\circ$, $2v = -44^\circ$. Плеохроизм от темно-зеленого и сине-зеленого по Ng и Nm до светло-желтого по Np . Эти данные весьма близко подходят к гастингситу.

Все приведенные данные указывают на то, что мы имеем дело с несколькими разновидностями амфибола, принадлежащими к одному изоморфному ряду — от обыкновенной роговой обманки до гастингсита.

Ниже приводятся данные химического анализа амфибола, отобранного из нефелиновых сиенитов.

Состав	в %
SiO ₂	37,22
Al ₂ O ₃	14,19
CaO	11,83
MgO	9,22
TiO ₂	1,91
MnO	1,32
Fe ₂ O ₃	21,07
Na ₂ O+K ₂ O	3,73
Сумма	100,49

Плагиоклаз в породах Тежсарского интрузива присутствует в виде пертитовых вrostков в калиевом полевоом шпате, иногда образуя агрегаты с типичным двойниковым строением по альбитовому закону. Здесь плагиоклаз свежий, без вторичных изменений. Измерения показали, что пертитовые вrostки обычно представлены альбитом или олигоклаз-альбитом от № 8 до № 20. Часто плагиоклаз отсутствует вообще, особенно в нефелиновых сиенитах.

Плагиоклаз в виде самостоятельных кристаллов присутствует в щелочных порфирах, образуя порфировые включения в основной массе. Измерения показали, что плагиоклаз из щелочных порфиров относится к андезину №№ 43—44. Здесь плагиоклаз довольно сильно изменен, в основном серицитизирован.

Таблица 15
Состав редких земель в роговой обманке (в % от ΣTR, принятой за 100)

Порода	в %	Аналитик
Богатые нефелином сиениты	0,46 TR ₂ O ₃	Р. Л. Баринский
	La 13	
	Ce 25	
	Pr 4,1	
	Nd 13	
	Sm 5,1	
	Gd 4,6	
	Dy 4,2	
	Er 2,0	
	Yb 2,0	
	Y 27	

Некоторые авторы (Д. С. Белянкин, В. П. Петров и Р. П. Петров, 1938) указывают на наличие в нефелиновых сиенитах зонального плагиоклаза, в ядре которого содержание анортита достигает 70%. Далее следует количественно преобладающая часть с 48% анортита и, наконец, узкая краевая каемка, соответствующая олигоклазу № 20.

В щелочных сиенитах мелких интрузивов у вершины Памбакского хребта плагиоклаз установлен в виде порфировых вростков. Самостоятельные кристаллы редки и представлены олигоклазом или олигоклаз-андезином.

В щелочных сиенитах г. Осыпь плагиоклаз обычно резко идиоморфен по отношению к ортоклазу и часто представлен зональными кристаллами. Измерения показывают, что ядро кристалла соответствует № 50—52, а периферия чаще всего № 20.

В жильных щелочных породах развит в основном альбит. В частности, в щелочных сиенит-порфирах часто в значительных количествах присутствует альбит, замещающий калинаatroвый полевой шпат вкрапленников и основной массы. Иногда плагиоклаз образует сильно удлинённые кристаллы, «протыкающие» несколько зерен калинаatroвого полевого шпата.

В нефелиновых сиенит-порфирах, кроме альбита, прорастающего калинаatroвый полевой шпат, встречаются идиоморфные по отношению к калишпату редкие кристаллы (0,5—1 мм) олигоклаз-андезина.

2. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

а) Силикаты

Циркон является одним из широко распространенных в породах щелочного комплекса Памбакского хребта акцессорных минералов. Распространение и габитус кристаллов циркона в породах различного состава различны. Повышенное содержание циркона, так же как и апатита, отмечается в наиболее измененных породах. Наименьшее количество отмечается в слабо измененных или неизмененных щелочных порфирах (0,0011%).

В нефелиновых сиенитах содержание циркона колеблется от 0,001 до 0,01 %. В щелочных сиенитах кольцевой интрузии содержание циркона несколько возрастает (0,003—0,04 %).

Заметное увеличение содержания циркона наблюдается в щелочных сиенитах центральной интрузии—от 0,005 до 0,07 %. Пегматиты содержат больше циркона, чем материнские породы. Наибольшее количество его установлено в гидротермально измененных породах контактовой фации. Так, например, на Омарском и Тежагетском участках среднее содержание циркона в щелочных порфирах на контакте со щелочными сиенитами центральной интрузии составляет 0,05 %.

Таким образом, содержание циркона заметно увеличивается от щелочных порфиров к щелочным сиенитам центральной интрузии.

Циркон обладает наибольшим разнообразием габитуса кристаллов по сравнению со всеми акцессорными минералами.

В сильно измененных щелочных порфирах кристаллы циркона представлены призмой (110) и тетрагональной дипирамидой (111).

Средние размеры $l=0,305$ мм, $d=1,5-2$ мм. Цвет нежно-розовый. Кристаллы отличаются хорошей сохранностью, чистотой и прозрачностью. Под биноклем в цирконе обнаруживаются мелкие газовые пузырьки. В иммерсии видна овальная форма этих пузырьков.

В зоне брекчированных пород циркон образует мелкие, почти бипирамидальные кристаллики с короткими призмами. Цвет золотисто-бурый; размеры кристаллов достигают 0,12 мм.

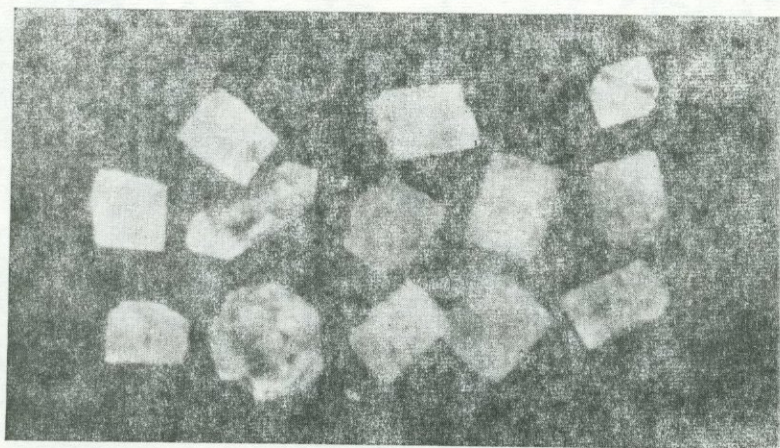
В нефелиновых сиенитах циркон присутствует в небольшом количестве. Кристаллы его представляют собой комбинацию очень короткой призмы с тетрагональной дипирамидой.

Иногда призмы не развиты, и кристаллы представлены бипирамидами. Размеры их колеблются от 0,125 до 2,5 мм. Цвет в основном белый, редко розоватый. Встречаются и табачно-бурые, почти непрозрачные кристаллы, большей частью имеющие форму бипирамиды.

Очень своеобразны цирконы из аплитовых даек в нефелиновых сиенитах. Здесь циркон образует короткопризматические, прозрачные, относительно крупные кристаллы—от 0,05 до 0,75 мм, и в отличие от цирконов из других пород имеют нежно-зеленую окраску. Наряду с зелеными цирконами, в аплитовых дайках отмечаются также цирконы золотисто-бурые, почти непрозрачные. Содержание их в тяжелой фракции составляет около 50%.

В щелочных сиенитах центральной интрузии кристаллы циркона представлены тетрагональной призмой и дипирамидой. Цвет табачно-бурый, коричневый, розовый (фиг. 4).

Размеры зерен $l=0,25$ мм, $d=0,12$ мм (фиг. 3).



Фиг. 3. Циркон светло-зеленый, дипирамидальный из пегматитов нефелиновых сиенитов. Протолочка 592, Ув. 15X.

Циркон в пегматитах щелочных сиенитов центральной интрузии представлен двумя генерациями.

Циркон первой генерации зеленый, прозрачный, излом раковистый; представлен бесформенными обломками с характерным блеском. Этот циркон отличается отсутствием зон роста. Размеры зерен 0,5—1 мм.

Циркон второй генерации табачно-зеленоватый, прозрачный; встречается в виде довольно крупных кристаллов, в по-

левых шпатах (фиг. 5). Изредка отмечаются мелкие короткостолбчатые призматические кристаллы. В изломе довольно четко видны параллельные зоны роста. В основном кристаллы циркона прозрачны, однако иногда попадаются почти непрозрачные, размеры которых колеблются в широких пределах—от 1 до 10 мм.

В пегматитах нефелиновых сиенитов выделяются три генерации циркона.

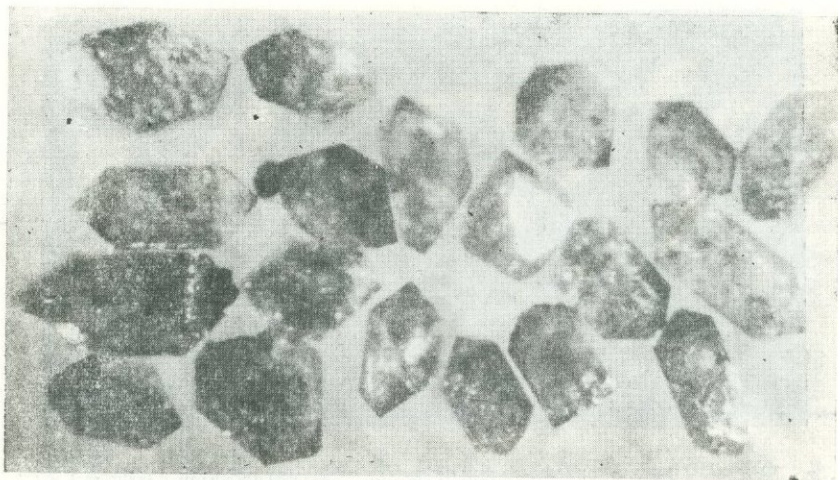


Фиг. 4. Циркон розовый из щелочных порфиров. Протолочка 546. Ув. 20 $\times$.

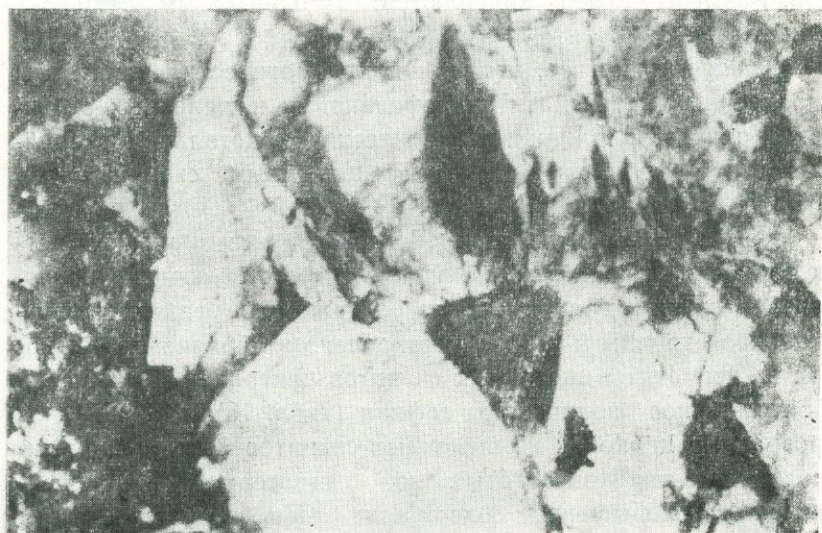
1. Циркон светло-зеленого, почти белого цвета; длинно-призматический (1:10), прозрачный, иногда трещиноватый. Характерно, что призмы заканчиваются дипирамидой или клином (фиг. 6). Размеры кристаллов $l=1$ мм, $d=0,125$ мм.

2. Циркон светло-зеленого цвета, зачастую содержит мелкие включения темного цвета. Характерной формой циркона этой генерации является дипирамида, иногда наблюдается очень короткая призма с дипирамидой (фиг. 3). Размеры кристаллов: $l=1$ мм, $d=0,5$ мм.

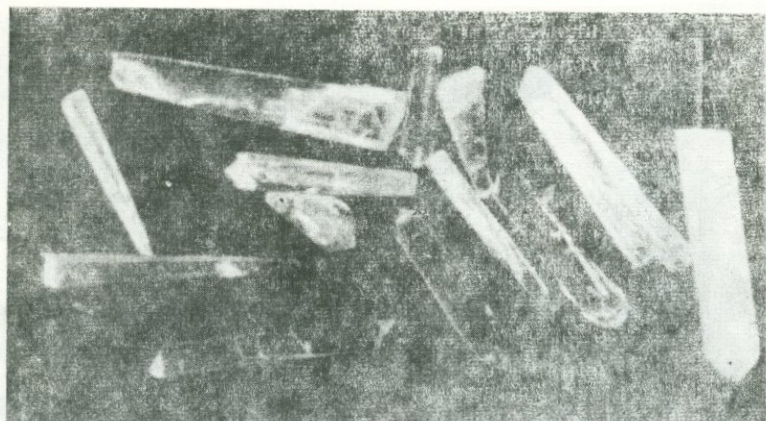
3. Циркон светло-розовый, прозрачный, иногда желтый.



Фиг. 5. Циркон (коричневый) из щелочных сиенитов. Протолочка 564. Ув. 25X.



Фиг. 6. Циркон (I) в полево шпате из пегматитов щелочных сиенитов. Штуф 580. Ув. 7X.



Фиг. 7. Циркон светло-зеленый длиннопризматический из пегматитов нефелиновых сиенитов, обогащенных нефелином. Протолочка 592. Ув. 25X.

Образует нормальнопризматические кристаллы с дипирамидой. Размеры зерен колеблются: $l=0,5-0,8$ мм, $d=0,25-0,5$ мм (фиг. 7).

Следует отметить, что длиннопризматические кристаллы характерны для пегматитов нефелиновых и щелочных сиенитов. Количество длиннопризматических кристаллов увеличивается от нефелиновых сиенитов к щелочным сиенитам центральной интрузии.

Из приведенной таблицы 16 явствует, что циркон является минералом, содержащим редкие земли исключительно иттриевой группы. Максимальное содержание редких земель указанной группы и иттрия установлено в коричневых цирконах из пегматитов щелочных сиенитов центральной интрузии. Максимальное количество гафния (табл. 16) отмечается в прозрачных цирконах из щелочных сиенитов центральной интрузии и из эндоконтактовых зон гидротермально измененных пород. Повышенное содержание гафния отмечается в цирконах из пегматитов щелочных сиенитов центрального интрузива. Наименьшее количество гафния установлено в цирконах из нефелиновых сиенитов и щелочных порфиров (табл. 17).

Таблица 16

Спектральный анализ цирконов из щелочных пород

Наименование породы, содержащей циркон	Цвет циркона и кри- сталлическая форма	Содержание в весовых ‰				
		Mn	Ti	Cu	Pb	Be
Щелочной порфир, силь- но измененный	Прозрачный, дипирами- дальный	0,00п	0,00п	0,00п	0,00п	0,000п
"	Розовый, призматиче- ский	0,000п	0,0п	0,000п	—	0,000п
Нефелиновые сиениты	Зеленый, коричневый, призматический	0,0п	0,0п	0,00п	0,00п	0,000п
"	Прозрачный, призматиче- ский	—	0,00п	0,00п	—	—
Пегматиты нефелиновых сиенитов	Зеленоватый, длинно- призматический	0,00п	0,0п	0,00п	—	—
"	Светло-зеленый, бипи- рамидальный	0,00п	0,00п	0,000п	—	0,00п
"	Желтый, нормально- призматический	0,00п	0,0п	0,00п	—	0,00п
Щелочные сиениты	Табачно-бурый, призма- тический	0,00п	0,00п	—	—	0,000п
"	Прозрачный, коротко- призматический	0,00п	0,00п	—	—	—
Пегматиты щелочных сиенитов	Коричневый, нормально- призматический	0,0п	0,п	0,000п	0,00п	0,00п
"	Розовый, короткоприз- матический	0,00п	0,0п	0,000п	—	0,000п
"	Зеленый, бесформенный	0,00п	—	—	—	0,00п
"	Табачно-зеленый	0,00п	—	—	—	0,00п
Дайка анлитовая	Золотисто-бурый, кзрот- копризматический	0,0п	—	0,00п	0,0п	0,00п
"	"	0,п	0,0п	0,00п	0,0п	0,00п

Состав редких земель в цирконе (в % к ΣTR , принятой за 100)

TR_2O_3 %	Породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	Аналитик
0,7	Пегматиты щелочных сие- нитов	0,6	1,3	0,3	1,6	2,3	—	6,0	1,4	12,0	2,9	10	1,4	13	1,2	46	Н. Г. Тосунян
0,6	Нефелиновые сие-ниты	—	—	—	2,3	1,6	—	4,6	1,8	8,9	3,2	7,8	1,7	9,2	1,9	57	

Наблюдается общая тенденция повышения содержания гафния в цирконах от ранних к поздним магматическим породам.

Сфен является характерным акцессорным минералом интрузивных щелочных пород Памбакского хребта. Преобладающее количество сфена установлено в обогащенных нефелином сиенитах—0,5—1,0%, затем в нормальных нефелиновых сиенитах—0,1—0,5%, в их пегматитах—0,35—0,4% и в щелочных сиенитах—0,01—0,14%.

Сфен отсутствует или обнаруживается в единичных зернах в эффузивных породах—лейцитовых, цеолитовых щелочных порфирах (фиг. 10).



Фиг. 8. Сфен из нефелиновых сиенитов. Протолочка 572.
Ув. 50X.

Содержание сфена заметно увеличивается на контакте нефелиновых сиенитов со щелочными порфирами. Содержание его понижается от нефелиновых сиенитов к щелочным сиенитам центральной интрузии.

В протолочках сфен представлен мелкими (0,23—0,5×0,12—0,2 мм) хорошо образованными клиновидными кристал-

Отношение Zr:Hf в цирконах

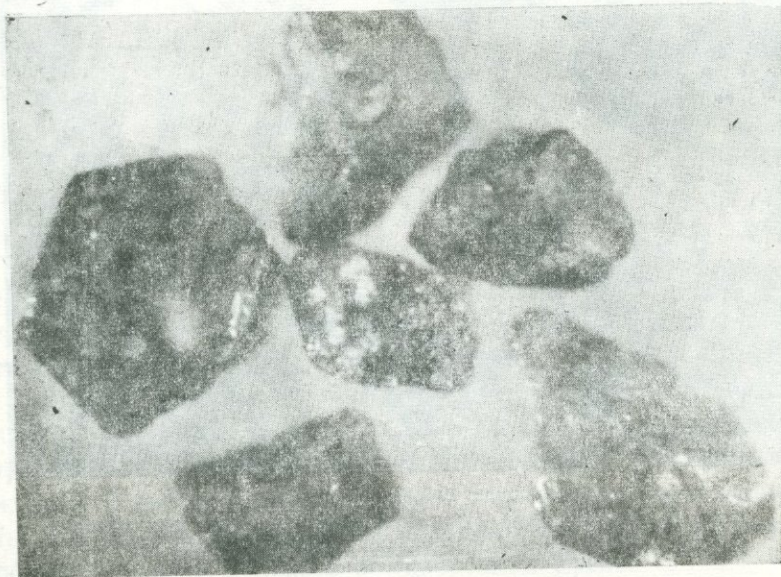
Цвет	Наименование породы, содержащей циркон	С о д е р ж а н и е (в %)		
		ZrO ₂	HfO ₂	ZrO ₂ :HfO ₂
Прозрачный	Щелочные сиениты	62	0,94	64,8
Прозрачный	Щелочные сиениты	61	1,1	55,4
Прозрачный	Щелочные сиениты	60	1,3	46,1
Прозрачный	Пегматиты щелочных сиенитов	64	1,4	45,9
Прозрачный	Нефелиновые сиениты	64	1,1	58,1
Прозрачный	Нефелиновые сиениты	60	0,98	61,2
Кремевый	Пегматиты щелочных сиенитов	63	1,0	63,0
Прозрачный	Пиритовая жила	63	0,91	69,2
Прозрачный	Пиритовая жила	64	1,0	64,0
Прозрачный	Полиметаллическая жила	58	0,8	68,0
Прозрачный	Щелочные порфиры	63	1,3	48,04
Прозрачный	Богатые нефелином сиениты	64	0,9	69,4
Розовый	Сильно измененные щелочные порфиры	62	1,2	51,6
Коричневый	Сильно измененные щелочные порфиры	61	1,0	61,0

лами и обломками более крупных кристаллов размером от 0,1 до 0,9 см с сохранившимися гранями (111).

Содержание и размеры кристаллов сфена уменьшаются от богатых нефелином сиенитов к нормальным нефелиновым и щелочным сиенитам. В щелочных сиенитах центральной интрузии встречаются sdвойникованные идиоморфные кристаллы сфена клиновидной формы. Часто сфен встречается в виде включений в полевом шпате в ассоциации с амфиболом, цирконом и магнетитом. Под микроскопом имеет высокие показатели преломления. Двупреломление около 0,15.

Как отмечалось выше, сфен в щелочных породах представлен двумя генерациями. Аксессуарный сфен первой генерации проявлен мелкими, хорошо образованными кристаллами размером от 0,05 до 0,7 мм. Этот сфен имеет широкое распространение в нефелиновых и щелочных сиенитах Памбакского хребта (фиг. 8).

Сфен второй генерации имеет широкое распространение в богатых нефелином сиенитах в эндоконтактных частях интрузивного массива. Сфен здесь образует в виде вкрапленников крупные кристаллы размером от 0,2 до 0,9 см. (фиг. 9).



Фиг. 9. Сфен из нефелиновых сиенитов. Протолочка 337.
Ув. 50X.

Сфен-роговообманковые жилы имеют протяженность от нескольких сантиметров до 3—5 м; мощность—от миллиметров до 2—3 см. Сфен в жилах находится в тесной ассоциации с роговой обманкой и, реже, с меланитом. Жильный тип проявлен только в эндоконтактных фациях пород. Этот тип имеет постмагматическое происхождение. Характерно, что эти жилы секут пегматитовые тела.

В сфенах Памбакского хребта, по данным спектрального, рентгеноспектрального и химического анализов, определен ряд элементов-примесей (табл. 18). Преобладающее количество примесей составляют редкие земли цериевого состава и стронций, изоморфно замещающие кальций.

Максимальное содержание редких земель (3,12%) уста-



Фиг. 10. Ромбовидные кристаллы сфена из щелочных порфиров (в центре), рутила и циркона в полеовом шпате. Ув. 20X.

новлено в богатых нефелином сиенитах. В нормальных нефелиновых сиенитах оно составляет 0,52%, в щелочных сиенитах—0,26%. Сфен из богатых нефелином сиенитов имеет церий-неодимовый максимум лантаноидов (табл. 18).

Содержание ванадия в сфене уменьшается от нефелиновых сиенитов к щелочным центральной интрузии. В сфене из гидротермально измененных разностей щелочных порфиров содержание ванадия уменьшается почти в 10 раз (0,002%).

Медь присутствует почти во всех сфенах. Свинец и молибден обнаруживаются только в сфенах из щелочных сиенитов.

Содержание ниобия (табл. 18) в сфенах из богатых нефелином сиенитов и пегматитов нефелиновых сиенитов достигает соответственно 0,18 и 0,49%. Известно, что ионный радиус ниобия близок к таковому титана, который изоморфно замещается ниобием.

Таблица 18

Среднее содержание редких земель и ниобия в сфенах

№№ обр.	Наименование пород, содержащих сфен	Содержание в весовых процентах	
		TR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅
114	Богатые нефелином сие- ниты	3,12	0,18
590	„	1,44	0,01
1151	„	2,69	0,12
1131	Пегматиты нефелиновых сиенитов	2,48	0,49

В нефелиновых сиенитах установлены две разновидности сфена—обыкновенная и электромагнитная. По данным спектрального анализа (табл. 19), в этих сфенах имеется существенная разница в содержании элементов-примесей.

В электромагнитном сфене содержание железа составляет больше 1%, в обыкновенном—до 1%. Очевидно, электромагнитные свойства сфенов обусловлены содержанием железа. В электромагнитном сфене отсутствуют такие элементы, как никель, свинец, олово и галлий. Указанные элементы обнаруживаются только в обыкновенном сфене.

В сфенах из богатых нефелином сиенитов отсутствуют иттрий и стронций, в то время как эти элементы в нормальных нефелиновых сиенитах содержатся соответственно в количестве 0,12 и 0,02%.

Меланит (гранат) имеет широкое распространение, встречаясь главным образом в богатых нефелином сиенитах и их пегматитах. Распространен меланит в щелочных породах далеко не равномерно. На отдельных участках содержание его достигает 15—20%, составляя в нормальных нефелиновых сиенитах и их пегматитах 0,14—0,22%.

В богатых нефелином сиенитах Тежсарского интрузива меланит часто встречается в виде гнезд, жил и прожилок, мощностью от мм до 10 см, протяженностью около 10—15 м, иногда 50 м, которые, как правило, ориентированы вдоль контакта массива.

Жилы, сложенные из меланита, встречаются и в контак-

тах щелочных сиенитов кольцевой интрузии с ороговикованными туфогенными породами. В виде вкрапленников меланит встречается также в приконтактных щелочных порфирах.

Богатые меланитом породы распространяются вдоль контакта нефелиновых сиенитов с лейцит-цеолитовыми щелочными порфирами в виде полосы шириной 200—250 м и протяженностью около 15 км. Эта разность нефелиновых сиенитов характеризуется обильной минерализацией нефелина, меланита, сфена и роговой обманки. В богатых нефелином сиенитах меланит встречается в виде крупных кристаллов размерами от 0,1 до 5 см и более (фиг. 11). Идиоморфные, с сохранившимися гранями кристаллы меланита встречаются редко; обычно грани сглажены (фиг. 12).



Фиг. 11. Кристалл меланита (черное) из нефелинового сиенита. Натур. величина.

Меланит вкрапленного типа широко развит в нефелиновых сиенитах, обогащенных нефелином.

Цвет меланита черный; изотропен; часто находится в

Состав редких земель в сфене (в % от ΣTR , принятой за 100)

$\Sigma TR_2O_3 \%$	Наименование пород, содержащих сфен	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Аналитик
3,12	Богатые нефелином сиениты	16,2	44,5	8,3	22,8	3,4	0,3	2,1	0,2	1,2	0,1	0,5	—	0,4	Р. Л. Баринский
2,69	"	14,0	46,0	8,2	23,0	3,1	0,3	2,1	0,2	1,4	0,2	0,5	—	0,4	
2,48	Пегматиты нефелиновых сиенитов	20,7	48,2	6,3	18,7	2,3	0,3	1,8	0,1	0,9	—	0,4	—	0,3	
2,51	"	15,3	44,7	7,3	23,0	3,3	0,4	2,6	0,3	1,7	0,1	0,8	—	0,5	

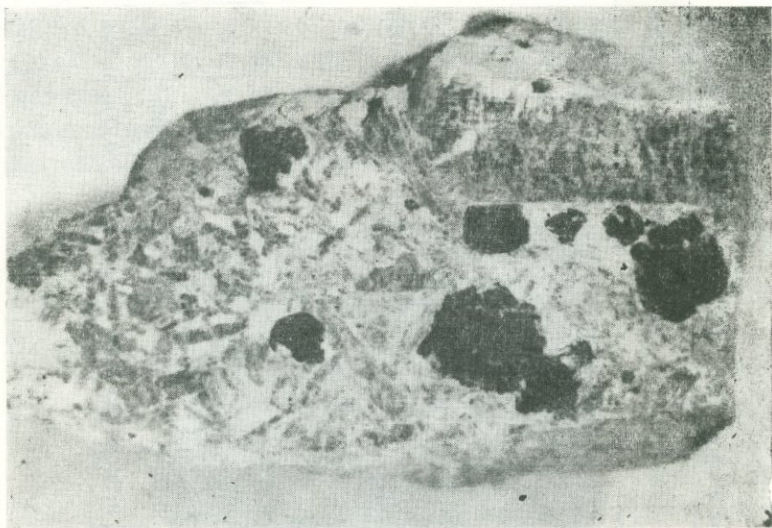
Спектральный анализ сфена

Вид сфена	Al	Mg	Fe	Mn	Ni	V	Zr	Nb	Cu	Pb	Sn	Ga
Эл. матн. сфен	>1	0,п	>1	0,0п	—	0,00п	0,00п	0,п	0,00п	—	—	—
Обыкновенный сфен	>1	0,п	1	0,0п	0,00п	0,0п	0,п	0,п	0,00п	0,00п	0,0п	0,00п

срастании с кристаллами полевого шпата, роговой обманки и сфена.

В меланитах Памбакского хребта, по данным химического, спектрального, рентгено-спектрального анализов, определено большое количество элементов-примесей.

Результаты общего химического анализа меланита и анализа на редкие земли показаны в таблице 20.



Фиг. 12. Меланит из пегматитовой жилы. Натур. величина.

Характерно, что в меланите, в отличие от других минералов нефелиновых сиенитов, редкие земли имеют более иттриевый состав (табл. 21). Содержание TR достигает 0,75%. Кроме приведенных элементов-примесей, в меланите присутствуют: никель, ванадий, цирконий, медь, свинец, серебро, сурьма, цинк, галлий, стронций, барий.

Как видно из приведенных данных, меланит представляет большой практический интерес с точки зрения содержания в нем редких земель, преимущественно иттриевой группы. При этом следует учесть большое количество меланита на от-

Таблица 20

Состав	в %
SiO ₂	32,61
CaO	31,45
Fe ₂ O ₃	18,53
FeO	2,81
Al ₂ O ₃	7,13
TiO ₂	2,62
MnO	2,08
MgO	0,83
Na ₂ O	0,34
K ₂ O	0,08
H ₂ O	0,56
ΣTR ₂ O ₃	0,55
Сумма	99,59

Таблица 21

Состав редких земель в меланите (в % от ΣTR,
принятой за 100)

TR ₂ O ₃	в % элементы гр. TR	% от 100	Аналитик
0,55			Р. Л. Баринский
	La	2,7	
	Ce	9,7	
	Pr	2,7	
	Nd	4,8	
	Sm	4,6	
	Eu	0,6	
	Gd	5,7	
	Tb	0,7	
	Dy	6,0	
	Ho	0,8	
	Er	5,2	
	Tu	0,9	
	Yb	6,7	
	Lu	0,9	
	Y	48	

дельных участках нефелиновых сиенитов и его хорошую обогащенность*.

Ортит впервые установлен в массиве автором. Он относится к числу довольно широко распространенных акцессорных минералов. Содержание ортита колеблется от единичных зерен до 0,07%.

* По сообщению К. Ф. Барышевой (ИГДАН АН СССР).

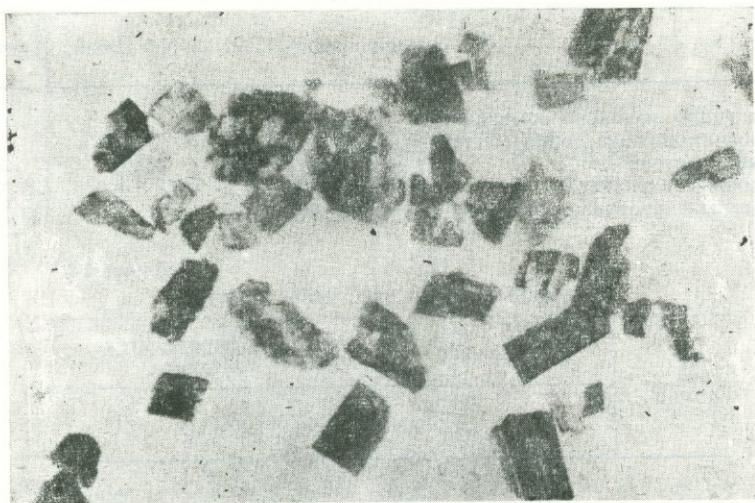
Таблица 22
Результаты спектрального анализа меланита

Элементы-примеси	Нефелиновый сиенит (нормальный)	Богатый нефелином сиенит	Меланитовый прожилок в нефелиновых сиенитах
Al	~1,0	~1,0	~1,0
Mg	0, п	~1,0	~1,0
Mn	0, п	>1,0	>1,0
Ni	0,000п	0,00п	0,00п
Ti	0, п	>1,0	>1,0
V	0, п	0,00п	0,0п
Zr	0, п	0,0п	0,0п
Cu	0,00п	0,00п	0,00п
Pb	0,0п	0,0п	0,0п
Ag	0,00п	0,00п	0,00п
Sb	0,0п	0,0п	0,00п
Zn	0,00п	0,00п	0,00п
Sn	0,000п	—	0,000п
Ge	0,000п	—	—
Ga	0,00п	0,00п	0,00п
Na	0,0п	0, п	0,0п
Sr	0, п	0,0п	0,0п
Ba	—	0,0п	—

Наибольшее развитие ортита приурочено к сильно измененной, раздробленной, брекчированной зоне Лагерного участка, где содержание его составляет 0,01—0,07% породы. В сходных, сильно измененных породах Омарского участка ортита значительно меньше—единичные зерна. В пегматитах щелочных сиенитов содержание ортита колеблется от единичных зерен до 0,02%.

Ортит встречается, как правило, в виде таблитчатых по (100) кристаллов и обломков неправильной формы (фиг. 13). Спайность ясная по (001). Цвет черный, блеск смоляной. В тонких осколках просвечивает черно-бурым цветом. В иммерсии прозрачный, красно-бурый. Обнаруживает резкий плеохроизм: Ng—зеленовато-бурый, Nm—красно-бурый, Np—буро-желтый. Показатели преломления высокие—Ng=1,8, Np=1,77. Размеры зерен от 0,25 до 0,5 и, реже, 0,75 мм.

В шлифе ортит установлен в виде мелких кристаллов и зерен неправильной формы в серицитизированном плагиокла-



Фиг. 13. Ортит из тектонической зоны (Омарский участок).
Протолочка 468. Ув. 30X.

зе в ассоциации с биотитом, роговой обманкой, цирконом, сфеном, апатитом и магнетитом.

Ниже (табл. 23) приводятся данные спектральных анализов и состав редких земель ортита из трех разновидностей пород.

Ортиты Тежсарского щелочного массива существенно цериевые.

Таблица 23
Спектральный анализ ортита (содержание в весовых процентах)

Элементы-примеси	Зона гидротермально измененных, брекчированных пород (шт. № 1)	Тектоническая зона с биотитовой минерализацией (шт. № 3)	Щелочные спениты (шт. № 2)
Mn	1,0	0,00п	0,п
Ti	0,п	0,00п	0,п
V	0,00п	0,00п	—
Cu	—	—	0,000п
Be	0,000п	—	0,000п

Состав редких земель в ортите (в % от ΣTR , принятой за 100)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd
Зона гидротермально измененных брекчированных пород (Лагер- ный участок)	36,5	44,7	5,8	13	—	—
Щелочные сиениты	34	50	3,7	12,3	0,5	0,5
Магнетит-биотитовая зона	35	46	5,5	13	0,2	0,3

Таблица 24

Межплоскостные расстояния ортита

№ линии	Тежсар		Из определителя Михеева	
	J	d α /n	d α /n	J
1	4	3,56	3,57	6
2	10	2,96	2,94	10
3	8	2,71	2,74	8
4	5	2,61	2,65	6
5	4	2,14	2,14	4
6	4	1,90	1,91	4
7	3	1,77	—	—
8	4	1,63	1,65	6

Примечание: линия № 7 отсутствует в определителе Михеева. Остальные линии полностью совпадают.

б) Фториды

Флюорит является одним из самых распространенных минералов в породах щелочного комплекса Памбакского хребта. Нами выделяются следующие типы флюорита (по последовательности их образования):

- 1) акцессорный,
- 2) пегматитовый,
- 3) гидротермальный.

В качестве акцессорного минерала нефелиновых и щелочных сиенитов флюорит распространен довольно равномерно. Он составляет примерно 10% тяжелой фракции нефелиновых сиенитов, или около 246 г/т. Акцессорный флюорит в шлихах находится в ассоциации со сфеном, апатитом, гранатом, бадделейтом, амфиболом, пиритом и магнетитом. Раз-

Таблица 25

Состав редких земель во флюорите (в % от
ΣTR, принятой за 100)

TR ₂ O ₃	в % элемен- ты гр. TR	% от 100	Аналитик
1,50			Р. Л. Барин- ский
	La	27,6	
	Ce	39,1	
	Pr	4,9	
	Nd	21,6	
	Sm	2,9	
	Eu	0,4	
	Gd	1,8	
	Tb	0,2	
	Dy	1,0	
	Ho	0,1	
	Er	0,4	

меры зерен колеблются в пределах от 0,12 до 0,25 мм в попе-
речнике. Флюорит образует кубические, прозрачные кристал-
лы. Показатель преломления $N=1,425$. Изотропен. Цвет
флюорита от белого до фиолетового, редко до темно-фиоле-
тового.

Данные химического и количественно-спектрального ана-
лизав аксессуарного флюорита приводятся в табл. 25.

Как видно из данных анализов, во флюоритах этого ти-
па преобладающим является цериевый состав редких земель.

Цирконий и железо находятся, вероятно, в виде механи-
ческой примеси (включения циркона, пирита или магнетита,
которые при отборе не были замечены, так как и при боль-
ших увеличениях их наличие часто не устанавливается).
Редкоземельные элементы, по-видимому, изоморфно заме-
щают кальций.

Таблица 26

Спектральный анализ флюорита

Элемен- ты	Содержание	Элементы	Содержание
Zr	0,п—1,0	Mg, La Fe, Mn Ti, Yb, Be	0,0п-0, п 0,00п-0,0п 0,000п-0,00п

Пегматитовый тип. Флюоритовая минерализация имеет наибольшее развитие в пегматитах щелочных сиенитов и менее—нефелиновых сиенитов.

Флюорит из пегматитов нефелиновых сиенитов представлен кубическими кристаллами фиолетового цвета размером от 0,1 до 0,5 мм, в тесной ассоциации с амфиболом, нефелином, полевым шпатом, меланитом и сфеном.

В шпироподобных, линзообразных и жильных пегматитах щелочных сиенитов флюорит встречается в тесной ассоциации с полевым шпатом, магнетитом, цирконом и апатитом.

Наибольшая концентрация флюорита наблюдается в пегматитах щелочных сиенитов. В отличие от жильных пегматитов нефелиновых сиенитов, преобладающей формой этих выделений являются шпироподобные, линзообразные тела неправильной формы.

Жилы здесь представлены в незначительном количестве. Флюорит проявлен более крупными кубическими, редко октаэдрическими кристаллами размером от нескольких миллиметров до 2—3 см.

Данные спектрального анализа показывают идентичность содержания элементов-примесей во флюоритах разных цветов пегматитового типа.

Таблица 27

Спектральный анализ флюорита из пегматитов
щелочных сиенитов

Цвет флюорита	0, п ⁰ /о	0,0п ⁰ /о	0,00п ⁰ /о
Бесцветный	Sr	Mg, Mn, La, Y	Fe, Yb
Светло-фиолетовый	Sr	Mg, Mn, La, Y	Fe, Yb

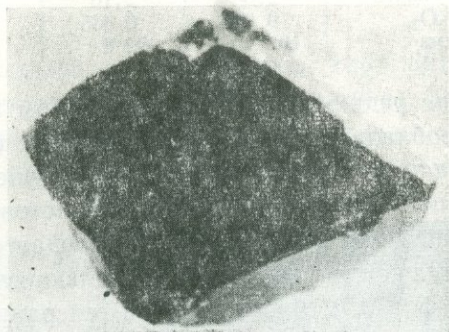
Флюориты этого этапа по своему составу отличаются от других типов повышенным содержанием стронция.

На северном контакте интрузива нефелиновых сиенитов развиты дайки сиенит-аплитов, в которых флюорит составляет значительную долю (5—8%) общей массы.

Особое место занимает гидротермальный тип флюорита, где выделяются следующие генерации флюорита.

Первая генерация—флюорит-биотитовая. Обильная флюоритовая минерализация приурочена к тектонической зоне гидротермально измененных брекчированных пород.

Темный флюорит первой генерации находится в тесной ассоциации с биотитом. Он образует крупные кубические, иногда октаэдрические кристаллы, размером от 2 мм до 3 см (фиг. 14).



Фиг. 14. Флюорит из зоны гидротермально измененных, брекчированных пород (I стадия). Штуф 427. Ув. 5X.

Флюорит этой генерации проявлен в виде гнезд, неравномерной вкрапленности и прожилок. Ассоциирует с биотитом, иногда сульфидами—пиритом и халькопиритом.

Данные химического анализа (произведенного в ЦАЛ НИГМИ, аналитик К. Минасян) показывают, что в темном флюорите содержание железа и марганца больше, чем в фиолетовом и бесцветном (табл. 28).

По данным спектрального анализа (табл. 29), кроме железа и марганца, в темном флюорите установлено повышенное количество фосфора и магния.

Автором производились эксперименты по изучению изменения окраски флюорита при нагревании. Установлено, что темный и фиолетовый флюориты при температуре 372° обесцвечиваются. Любопытно, что флюорит различных месторождений обесцвечивается при различных температурах.

Таблица 28

Химический анализ флюорита (содержание в
весовых процентах)

Элементы	Темный флюорит	Фиолетовый флюорит	Бесцветный флюорит
Si	0,40	0,33	0,45
Ca	50,84	49,56	49,10
F	47,03	47,34	49,00
Mn	0,05	сл.	н/о
Fe	0,44	0,07	0,025
п. п. + влага	2,38	2,16	1,48
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	0,047	0,435	0,476
Сумма	101,10	99,8	100,5

Содержание редких земель в бесцветном и фиолетовом флюоритах преобладает над таковым в темном (табл. 28, 30).

Вторая генерация представлена преимущественно фиолетовым и бесцветным флюоритами. Фиолетовый флюорит имеет наибольшее распространение. Наблюдается определенная последовательность в образовании флюоритов от темных к бесцветным (фиг. 15). Флюорит этой генерации характеризуется фиолетовой окраской, образуя характерные для него кубические кристаллы размером от 0,05 до 2 см. Иногда в нем устанавливаются мелкие включения темного флюорита. Сульфидные минералы находятся в тесных срастаниях с фиолетовым флюоритом. В отличие от темного флюорита, в фиолетовом отсутствует фосфор и уменьшается количество магния (табл. 29). Наличие меди и свинца объясняется механической примесью халькопирита и галенита.

Третья генерация представлена в основном бесцветным флюоритом.

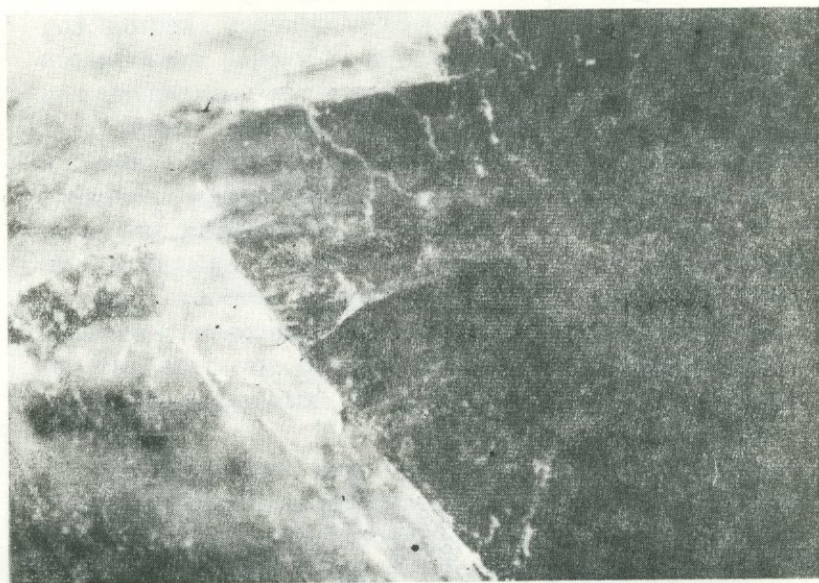
Бесцветный флюорит образовался при сравнительно низких температурах, в завершающей стадии гидротермальной деятельности.

Флюориты этой генерации широко распространены в гидротермально измененной брекчированной зоне. В отличие от флюоритов первых двух генераций, выполняющих пустоты и служащих цементирующим брекчию материалом, флюориты третьей генерации выполняют жилы мощностью от нескольких миллиметров до 2—5 см. Данные химического и спек-

Таблица 29

Цвет флюорита	Элементы	Содержание в ‰	Элементы	Содержание в ‰
Темный	Mg, Fe, P Ti, Mn	0, п—1,0 0,00п—0, п	La Cu, Y, Yb, Zr	0,0п—0, п 0,00п—0,0п
Фиолетовый	Fe, Ti Mg, Sr, Mn, Cr, Y, La, Zr	0, п—1,0 0,00п—0, п	Cu, Pb, Yb Nb, Be	0,00п—0,0п
Бесцветный	— Mg	0, п—1,0 0,0п—0, п	Mn, Y Fe, Ti, Yb	0,0п—0, п 0,00п—0,0п

трального анализов этих флюоритов (табл. 29) показали почти полное отсутствие марганца, отсутствие фосфора, меди и свинца, низкое содержание железа и титана.



Фиг. 15. Флюорит (трех стадий) черный, фиолетовый и белый. Зональное строение: заметно проникновение прожилков бесцветного флюорита в фиолетовый и черный. Протоочка 569. Ув. 55X.

Таблица 30

Состав редких земель (в % от суммы TR, равной 100) в флюорите

$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3\%$	Окраска флюорита	Ga	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Er	Yb	Y
0,047	Темный (пер- вой генерации)	8,5	23	—	13	4,3	—	8,5	—	4,3	4,3	2,1	32
0,43	Фиолетовый (второй гене- рации)	20	44	4,4	21	1,4	0,3	1,2	0,1	0,9	0,5	0,3	6
0,47	Бесцветный (третьей гене- рации)	27	33	2,3	19	2,0	0,6	3,3	—	1,6	0,6	0,6	19

в) Фосфаты

Апатит — один из самых распространенных акцессорных минералов щелочного комплекса Памбакского хребта.

В щелочном комплексе апатит распределен неравномерно. Установлено закономерное возрастание содержания апатита от пород ранних фаз к поздним. Так, например, наибольшее содержание апатита установлено в эффузивных породах, которые подвергнуты сильному гидротермальному изменению. В сильно измененных щелочных эффузивах содержание апатита составляет 0,16%; в слабо измененных — меньше 0,04%. В щелочных сиенитах центральной интрузии и их пегматитах содержание апатита колеблется от 0,02 до 0,03%.

В нефелиновых сиенитах и их пегматитах количество его равно соответственно 0,005—0,009 и 0,0039%.

В зоне гидротермально измененных брекчированных пород, которая является оперяющей зоной самого молодого в исследуемом районе Улашиковского разлома, апатит представлен единичными зернами.

Следует полагать, что повышенное содержание апатита в сильно измененных разновидностях контактовых пород обусловлено контактовым метасоматозом, в результате чего происходило разрушение кальцийсодержащих породообразующих минералов с образованием апатита второй генерации.

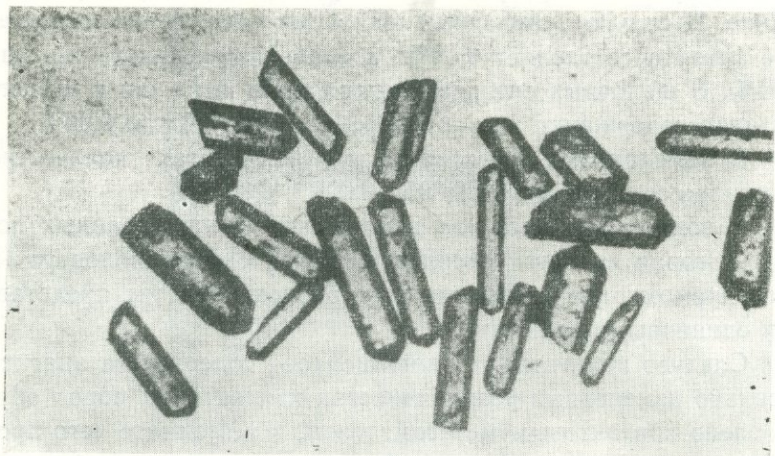
На Омарском участке в пределах указанных сильно измененных порфиров нами выделяются отдельные площади, богатые апатитом. Во всех шлихах он встречается в виде хорошо образованных идиоморфных кристаллов, размером до 0,5 мм.

На кристаллах апатита хорошо развита дипирамида (1011); гексагональная призма (1010) очень короткая. Габитус кристаллов почти изометричный (1:1), округлый. Очень редко попадаются более вытянутые формы кристаллов, где отношение ширины кристалла к его длине равно 1:2. Кристаллы бесцветные, прозрачные, без включений других минералов. Показатели преломления апатита первой генерации: $N_o = 1,637—1,632$, $N_e = 1,631—1,632$, $N_o - N_e = 0,004—0,006$.

Для апатита контактовой фации характерно также на-

личие газовой-жидких включений, что свидетельствует о метасоматическом его происхождении при участии растворов, богатых летучими компонентами.

В щелочных сиенитах центральной интрузии, их пегматитах и эндоконтактных фациях кристаллы апатита удлиненнопризматические (1:4) (фиг. 16), иногда игольчатые, размером от 1 до 5 мм. Основными формами являются призма и бипирамида.



Фиг. 16. Апатит из щелочных сиенитов центральной интрузии. Протолочка 564. Ув. 25X.

В щелочных сиенитах кольцевой интрузии, нефелиновых сиенитах и их пегматитах водянoproзрачные кристаллы апатита имеют нормальнопризматические (1:2), иногда и удлиненные клиновидные габитусы. Часто встречаются темные плеохроирующие апатиты. Таковы, в частности, апатиты нефелиновых сиенитов, для которых очень характерны темные пылевидные включения, расположенные вдоль удлинения кристалла. Иногда эти включения образуют концентрические кольца или распылены по всему кристаллу, придавая ему общий серый или близкий к черному цвет.

Показатели преломления апатита второй генерации: $N_o \geq 1,637$, $N_e \geq 1,632$, $N_o - N_e = 0,004 - 0,006$.

Апатит представляет большой интерес с точки зрения содержания в нем редкоземельных элементов. Содержание церия в породах контактовой фации (щелочные порфиры Омарского участка) находится в прямой зависимости от количества в них апатита (табл. 31).

Таблица 31

Спектральный анализ апатита (содержание в весовых процентах)

Элементы-примеси	Щелочные порфиры, сильно измененные, проба 417	Полиметаллическая жила (шт. № 3) проба 316	Нефелиновые сиениты проба 571	Щелочные сиениты проба 19
Mn	0,п	0,0п	0,п	0,00п
Ti	0,0п	0,00п	0,0п	0,00п
Cu	0,00п	0,000п	0,00п	—
Pb	0,00п	—	0,00п	—
Ag	0,00п	—	0,00п	—
Sr	0,0п	—	0,п	—
Ba	0,0п	—	0,0п	—

Наиболее обогащен редкими землями апатит Омарского проявления (табл. 32). Апатит из пород Лагерного участка имеет существенно цериевый состав редких земель. Апатит Омарского проявления содержит наибольшее количество иттрия.

Лантановый максимум отмечается в апатите Тежагетского и Омарского проявлений. Цериевый максимум установлен на Лагерном участке (табл. 32).

Повышение содержания тяжелых лантаноидов и иттрия отмечено в апатите из сильно измененных щелочных порфиров контактовой фации.

Апатит из нефелиновых сиенитов содержит меньше TR, причем существенно цериевых.

Содержание редких земель (цериевой группы) в апатитах закономерно понижается от щелочных порфиров контактовой фации (1,08—1,2%) к нефелиновым и щелочным сиенитам (соответственно 0,8 и 0,24%).

Апатиты различных цветов встречаются только в щелочных эффузивах, а в остальных породах они, как правило, водяно-прозрачные.

Таблица 32

Состав редких земель в апатите (в % к ΣTR , принятой за 100)

TR ₂ O ₃ ^{0/0}	Местонахождение	La	Ce	Pr	Nd	Gd	Er	Yb	Y	Аналитик
0,83	Проявление Лагерного участка	22	43	7,0	25	1,5	—	1,5	—	Н. Тосунян
1,39	Проявление Тежагетского участка	43	26	—	13,3	1,3	0,6	1,1	13	
1,86	Проявление Омарского участка	33	33	—	10	2	1	1	20	
1,46	а. Магнетит-биотитовая зона									
	б. Биотитовая зона	41	25	3,8	14	2	1	1,2	12	

Спектральный анализ апатитов различных цветов
(содержание в весовых процентах)

Элементы-примеси	Непрозрачный	Матовый	Прозрачный
Mn	0,00п	0,п	0,00п
Ti	0,00п	0,00п	0,00п
Zr	0,п	0,00п	0,0п
Cu	0,00п	—	—
Ga	0,00п	—	—
Be	0,000п	—	—
Ce	~1,0	0,п	~1,0
La	0,п	0,п	0,п
Y	0,0п	0,00п	0,0п
Yb	0,0п	0,00п	0,0п
Gd	0,0п	0,0п	0,0п
Na	0,п	0,п	0,п
Sr	—	0,0п	0,п

В непрозрачном апатите из щелочных порфиров, по сравнению с матовым апатитом из тех же пород, преобладают титан, цирконий, медь и бериллий (табл. 33).

Содержание перечисленных выше элементов в прозрачных апатитах из щелочных сиенитов, как правило, примерно в 10 раз ниже, чем в непрозрачном и матовом апатите.

Очевидно, окраска апатита зависит от повышенного содержания в нем титана, железа и других элементов.

Монацит в массиве установлен впервые автором. Встречается довольно часто почти во всех разновидностях щелочных пород Памбакского хребта. Наибольшее содержание его установлено в гидротермально измененных лейцит-цеолитовых щелочных порфирах Омарского участка, где содержание монацита составляет 0,0056%.

В аналогичных породах Лагерного участка содержание монацита резко падает (0,0001%). В нефелиновых сиенитах монацит установлен исключительно на обособленных участках (Халатадзорский и Алтунтахтский участки). Содержание монацита на этих участках колеблется от 0,00009 до 0,0001%. В нефелиновых сиенитах, обогащенных нефелином, содержание его несколько увеличивается, доходя до 0,0007%, а в их пегматитах—0,0015—0,0016%.

В щелочных сиенитах содержание монацита незначительно и колеблется в широких пределах—от единичных зерен до 0,0005%. Следует отметить, что монацит в этих породах установлен только в приконтактной зоне. Здесь монацит встречается в виде хорошо образованных мелких кристаллов (фиг. 17). В щелочных порфирах монацит присутствует в единичных знаках почти во всех пробах. На Омарском участке содержание монацита в тяжелой фракции достигает 15%.



Фиг. 17. Монацит из тектонической зоны. Протолочка 555.
Ув. 65X.

Монацит в указанных эффузивных породах представлен таблитчатыми, слегка вытянутыми зернами лимонно-желтого цвета. Размеры кристаллов доходят до 0,12 мм, иногда до 0,32 мм. Мелкозернистые кристаллы монацита обычно чисты и прозрачны. Крупнозернистые разности несколько мутноваты из-за наличия газово-жидких включений. Облик кристаллов таблитчатый (100), иногда призматический.

В пегматитах нефелиновых сиенитов монацит представлен сильно вытянутыми призматическими кристаллами. Цвет коричнево-бурый. В иммерсии монацит полупрозрачный и имеет высокие показатели преломления, $N_g - N_p = 0,045$.

Кристаллы монацита пегматитового типа имеют клиновидную форму.

В пегматитах нефелиновых сиенитов встречаются монациты желто-бурого цвета, столбчатые, иногда округлые. В поперечнике кристаллы имеют размеры: $l=0,5-0,7$, $d=0,1-0,2$ мм.

Как явствует из приводимых данных (табл. 34), содержание элементов-примесей в монацитах из различных пород несколько различно. При этом заметим, что даже в монаците из одних и тех же пород, но измененных в различной степени, содержание элементов-примесей различно. Таковы, например, монациты из сильно измененных лейцит-цеолитовых щелочных порфиров Омарского участка.

Таблица 34

Состав редких земель в монаците

№№ п/п	Породы, содержащие монацит, и место взятия образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Автор, аналитик
1	Магнетит-биотитовая зона (Омарское проявление)	29	45,6	5,1	17	3,3	Г. Е. Кочинян, Ю. А. Балашов
2	Нефелиновый сиенит (северный контакт интрузивного массива)	28,5	44,5	5,9	18	3,1	
3	Полиметаллическая жила (Омарское проявление)	30	46	4,7	15	2,3	.

Монацит—минерал селективно-цериевый с церий-ниодимовым максимумом.

Рабдофанит обнаружен нами в породах щелочного комплекса Памбакского хребта впервые. Содержание его в породах Лагерного и Омарского участков составляет 0,01—0,1%, или 5% тяжелой фракции шлиха. Представлен гексагональными призмами с пирамидой (фиг. 18). Показатель преломления 1,73.

Наряду с хорошо образованными кристаллами встречаются землистые агрегаты. Рабдофанит тесно ассоциирует с монацитом, биотитом, флюоритом, цирконом, апатитом, сфеном.

Таблица 35

Межплоскостные расстояния монацита

№ линии	Т е ж с а р		Из определителя Михеева	
	J	$d z/n$	$d z/n$	J
1	2	4,07	—	—
2	2	3,435	3,439	2
3	5	3,215	—	—
4	10	3,116	3,115	10
5	2	2,419	2,419	2
6	8	2,152	2,152	8
7	8	2,128	2,130	8
8	3	1,941	1,940	3
9	6	1,863	1,866	7
10	6	1,737	1,739	6
11	7	1,692	1,694	7
12	5	1,600	1,601	5
13	4	1,532	1,537	4
14	2	1,473	1,473	2
15	5	1,328	1,328	5
16	5	1,277	1,276	5
17	5	1,229	1,227	5
18	4	1,191	1,193	4
19	4	1,171	1,171	4
20	1	1,122	—	—
21	1	1,098	—	—
22	1	1,074	—	—
23	1	0,981	—	—
24	1	0,936	—	—
25	1	0,919	—	—
26	1	0,899	—	—
27	1	0,865	—	—
28	1	0,833	—	—
29	1	0,8238	—	—

Для рабдофанита характерны заохренность и включения темных минералов.

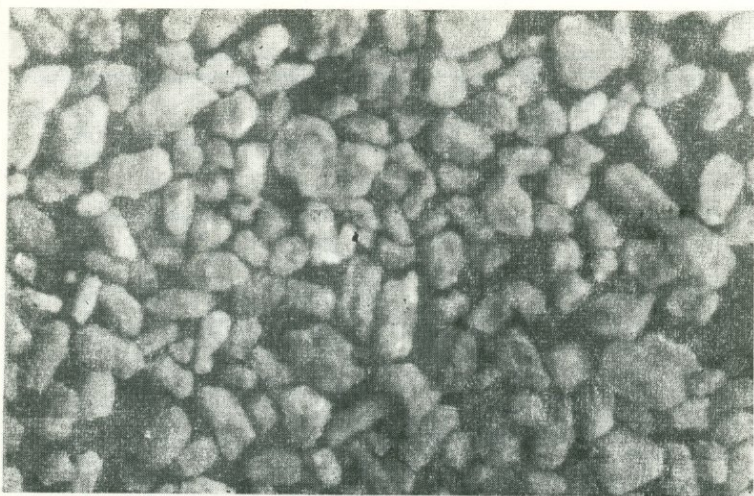
Результаты рентгено-спектрального анализа рабдофанита из двух различных участков показали следующие составы редких земель (табл. 36).

В полиметаллической жиле рабдофанит незначительно обогащен элементами иттриевых земель, а из брекчированной зоны он характеризуется более цериевым составом.

ΣTR, принятой за 100)						Автор, аналитик
No	Er	Tu	Yb	Lu	Y	
—	—	—	0,4	—	5	Г. Е. Кочинян, Ю. А. Балашов
—	—	—	—	—	—	

Состав редких земель в рабдофаните (в % к ΣTR , принятой за 100)

[illegible]



Фиг. 18. Рабдофанит из пород флюорит-биотитовой зоны.
Протолочка 560. Ув. 60X.

г) Карбонаты

Паризит установлен автором в породах щелочного комплекса Памбакского хребта впервые.

Является очень редким минералом. Паризит выявлен только в пегматитах щелочных сиенитов. Очень незначительны его количества (единичные знаки) в ассоциации с цирконом, апатитом, флюоритом, сфеном, карбонатом в пегматитовой жиле мощностью 0,5—1,0 м Лагерного участка (в щелочных сиенитах). Кристаллы паризита имеют форму гексагональных призм, а большей частью представлены агрегатами зерен. Цвет красно-бурый. Оптически одноосный, положительный, $N_o=1,672$, $N_e=1,754$.

Родохрозит в массиве обнаружен впервые нами. Имеет ограниченное распространение и встречается только в породах контактовой фации (контакт щелочных сиенитов с порфирами) в подземных горных выработках. Содержание родохрозита здесь составляет около 10% электромагнитной фракции. Обломки кристаллов имеют радиально-лучис-

Таблица 37

Состав редких земель в паризите (в % к ΣTR , принятой за 100)

Породы, содержащие паризит, и местонахождение	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Автор, аналитик
Пегматиты щелочных сиенитов (Лагерное проявление)	28	46	5,2	15	3,4	0,1	2,3	Г. Е. Кочинян, Ю. А. Балашов

Таблица 38

Межплоскостные расстояния паризита

№ линии	Т е ж с а р		Из определителя Михеева	
	$d\alpha/n$	J	$d\alpha/n$	J
1	3,54	5	3,54	6
2	2,82	9	2,82	9
3	2,036	10	2,040	10
4	1,869	8	1,869	9
5	1,766	5	1,766	5
6	1,651	8	1,652	9
7	1,528	5	1,529	6
8	1,103	1	1,101	1

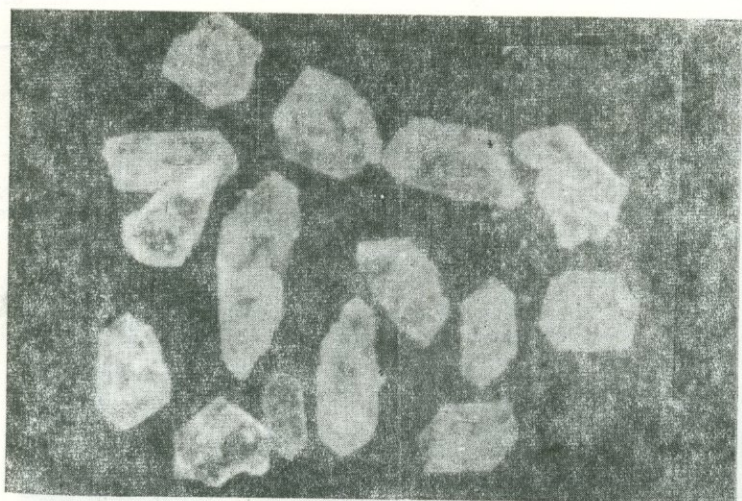
тое строение, цвет нежно-розовый с шелковистым блеском. Оптически отрицательный. Родохрозит встречается в ассоциации с пиритом, магнетитом, гематитом, псиломелан-вадом, биогитом и др.

Судя по ассоциации минералов и содержанию элементов-примесей (табл. 39), можно заключить, что родохрозит образовался в гидротермальный этап совместно с биотитом и пиритом.

Дебаэграмма его совпадает с эталонной.

д) Сульфаты

Барит установлен только в гидротермально измененных лейцит-цеолитовых щелочных порфирах (фиг. 19) Омарского и Тежагетского участков. Встречается в ассоциации с пиритом, магнетитом, количества которых, как и барита, незначительны. Содержание барита колеблется от единичных зерен до 0,005%. Наибольшее его количество установлено в



Фиг. 19. Барит из лейцит-цеолитовых щелочных порфиров.
Протолочка 552. Ув. 50X.

Таблица 39
Спектральный анализ родохрозита
(содержание в весовых процентах)

Элементы-примеси	Контакт щелочных сиенитов с порфирами (биотитовая зона)
Si	~1,0
Al	~1,0
Mg	0,0п
Ca	~1,0
Fe	~1,0
Ti	0,00п
Mo	0,00п
Cu	0,000п
Sr	0,00п
Be	0,000п
Na	~1,0

сильно измененных, пиритизированных, ожелезненных разностях щелочных порфиров Тежагетского участка (30% тяжелой фракции).

Установлены две разновидности барита. Первая разновидность связана с обильной пиритовой минерализацией и представлена бесформенными осколками красновато-розово-

го цвета. Вторая разновидность представлена ромбодипирамидальными кристаллами мутно-белого и бурого цвета.

Баритоцелестин имеет весьма ограниченное распространение. Он встречается только в гидротермально измененных щелочных порфирах Тежагетского проявления.

Таблица 40

Межплоскостные расстояния родохрозита

№ линии	Т е ж с а р		Из определителя Михеева	
	dz/n	J	dz/n	J
1	2,853	10	2,850	10
2	2,388	4	2,389	4
3	2,177	4	2,180	4
4	1,986	5	1,990	5
5	1,808	3	1,809	3
6	1,762	8	1,762	8
7	1,537	4	1,540	4

Баритоцелестин представлен бесформенными, рыхлыми агрегатами красно-розового цвета. Оптические свойства и кристаллическая форма очень сходны с баритом. Отличается от последнего лишь повышенным содержанием стронция и ряда других элементов. Блеск стеклянный, твердость 3—3,5,

Таблица 41

Спектральный анализ барита (содержание в
весовых процентах)

Элементы-примеси	Сильно измененные щелочные порфиры, бесформенные обломки	То же, ромбодипирамидальные кристаллы
Mn	0,00п	0,000п
Ni	0,00п	—
Ti	0,00п	0,00п
Cr	0,00п	—
Zr	0,00п	0,00п
Cu	0,0п	—
Pb	0,00п	—
Ag	0,000п	—
Sb	0,0п	—
Sr	>1,0	0,п

хрупкий. Размеры кристаллов: $l=0,3-0,5$ мм, $d=0,15-0,25$ мм; $N_g=1,647$; $N_p=1,636$; $N_g-N_p=0,011$.

По данным спектрального анализа установлено большое содержание стронция в первой разновидности барита (табл. 41).

е) Окислы

Магнетит широко распространен во всех породах щелочного комплекса Памбакского хребта. Содержание его находится в прямой зависимости от петрохимических особенностей пород и содержания в них темноцветных минералов.

Акцессорный магнетит распределен сравнительно равномерно в породах центральной интрузии щелочных сиенитов (г. Осыль). Повышенное содержание магнетита отмечается в гибридных породах на контактах интрузива с эффузивами. На южном контакте центральной интрузии щелочных сиенитов со щелочными порфирами выявлены магнетитовая и магнетит-биотитовая минерализованные зоны.

В нефелиновых сиенитах содержание акцессорного магнетита сравнительно равномерно— $0,5-0,6\%$. Повышенное содержание магнетита, местами достигающее $1,5\%$, отмечено в пегматитах центральной интрузии щелочных сиенитов. В щелочных порфирах, измененных в различной степени, содержание магнетита неодинаково. Так, в сильно измененных щелочных порфирах содержание магнетита составляет $0,59\%$, в то время как в слабо измененных— $0,22\%$.

Относительно выше его содержание в самом центральном интрузиве щелочных сиенитов и в гидротермально измененных щелочных порфирах.

В сильно измененных и брекчированных щелочных порфирах магнетит в ряде случаев мартитизирован. Переход магнетита в гематит наблюдается по периферии зерен, стыкам отдельных кристаллов или по трещинам в виде тонких жилок и пятен (фиг. 25). При этом образуются структуры периферических каемок и, реже, петельчатые структуры. Иногда замещение магнетита гематитом идет вдоль октаэдрической спайности.

Таблица 42

Содержание магнетита в породах (в весовых процентах)

№ № п/п	Наименование пород	Пределы содержания	Среднее
1	Щелочные порфиры сильно измененные	0,57—0,61	0,59
2	Щелочные порфиры слабо измененные	0,18—0,26	0,22
3	Нефелиновые сиениты	0,5—0,6	0,55
4	Пегматиты нефелиновых сиенитов	0,17—0,26	0,21
5	Щелочные сиениты кольцевой интрузии	0,3—0,5	0,4
6	Щелочные сиениты центральной интрузии	0,5—1,0	0,75
7	Пегматиты щелочных сиенитов центральной интрузии	0,5—1,5	1,0
8	Зона гидротермально измененных, брекчированных пород	0,4—0,5	0,45

Таблица 43

Количественный спектральный анализ акцессорного магнетита (содержание в весовых процентах)

Элементы-примеси	Нефелиновые сиениты
TiO ₂	3,57
V ₂ O ₅	0,47
Cr ₂ O ₃	0,36
NiO	0,001
CoO	0,907
MnO	0,5

Аналитик—Ярош (УФАН).

Магнетит встречается также в виде хорошо оформленных идиоморфных кубических и октаэдрических кристаллов размером 0,1—2 см (фиг. 20). Образует жилы и прожилки мощностью от мм до нескольких сантиметров. В остальных породах представлен редкой вкрапленностью размером 0,1—0,2 мм. Встречается и очень тонкая эмульсионная вкрапленность размером в сотые доли миллиметра.

Ильменит является менее распространенным акцессорным минералом, чем магнетит, и проявлен только в при-

контактовой фации пород в ассоциации с магнетитом, гематитом, пиритом, рутилом и биотитом. В контакте щелочных сиенитов центральной интрузии с эффузивами максимальное содержание ильменита составляет около 0,28%. В слабо измененных щелочных порфирах его содержание резко падает — 0,03%.

В зоне гидротермально измененных брекчированных пород его содержание колеблется в широких пределах — от единичных зерен до 0,032%.



Фиг. 20. Магнетит в гидротермально измененных породах (магнетитовая зона). Штуф. Натур. величина.

Ильменит встречается изолированными от других сопутствующих минералов вкрапленниками размером 0,1 мм и представлен таблитчатыми, пластинчатыми кристаллами. Отражательная способность его около 22%; анизотропен; реактивами не травится. Цвет черный, черта черная.

Спектральным анализом в ильмените из южного контакта щелочных сиенитов центральной интрузии с эффузивами установлен ряд элементов-примесей (табл. 44).

Марганец, магний, ниобий являются изоморфными при-

Спектральный анализ ильменита и марганецильменита (содержание в весовых процентах)

Элементы-примеси	Ильменит		Марганецильменит		Магнетитовая зона
	Контакт щелочных сиенитов с вулканогенной толщей	Сильно гидротермально измененные порфиры	Пегматиты нефелиновых сиенитов	Пегматиты щелочных сиенитов	
Si	0,п	0,п	1,0	0,1	1,0
Al	0,п	0,0п	0,п	1,0	1,0
Mg	0,0п	0,0п	0,0п	0,0п	1,0
Ca	0,0п	0,00п	1,0	0,п	0,п
V	0,0п	0,0п	—	0,0п	0,0п
Zr	—	—	0,00п	—	0,0п
Nb	0,0п	0,00п	—	—	0,0п
Cu	—	0,000п	0,00п	0,00п	—
Pb	—	—	0,п	—	—
Ag	—	—	0,000п	—	—
Bi	—	—	0,00п	—	—
Zn	—	0,0п	0,0п	0,00п	—
Be	0,00п	0,000п	0,00п	0,00п	0,000п
Ba	—	0,00п	0,0п	—	0,0п

месями в ильмените. Остальные элементы, вероятно, присутствуют в виде механической примеси.

В пегматитах нефелиновых и щелочных сиенитов, а также в магнетитовой зоне в ассоциации с полевым шпатом, магнетитом, сфеном, апатитом, эгирином и флюоритом часто встречается марганецильменит, который отличается от ильменита повышенным содержанием марганца и ряда других элементов.

Гематит развит лишь в эндоконтакте щелочных сиенитов центральной интрузии в районе г. Тежсар и Омарского участка. Распределен неравномерно; наиболее высокое содержание его отмечается на участках эндоконтакта в ассоциации с магнетитом.

В контактовом ореоле измененных щелочных порфиров содержание гематита увеличивается. Единичные зерна гематита обнаружены в зоне гидротермально измененных брекчированных пород и в пегматитах щелочных сиенитов центральной интрузии (табл. 45).

На восточном контакте щелочных сиенитов центральной интрузии гематит имеет довольно большое распространение, в то время как южный контакт указанного интрузива отличается повышенным содержанием магнетита и подчиненным количеством гематита. Следует подчеркнуть, что в результате гидротермального метаморфизма, который имел место на восточном контакте щелочных сиенитов центральной интрузии, содержание магнетита уменьшилось за счет образования гематита.

Таблица 45

Содержание гематита в породах (в весовых процентах)

№№ п/п	Наименование породы	Пределы содержания	Среднее
1	Щелочные порфиры сильно измененные (вост. контакт щелочных сиенитов центральной интрузии)	0,08--0,125	0,1
2	То же, слабо измененные (южный контакт)	0,003--0,007	0,005
3	Зона гидротермально измененных брекчированных пород	ед. з.—0,02	0,002
4	Пегматиты щелочных сиенитов центральной интрузии	ед. з.—0,01	0,0045

Гематит образует в породе неравномерную вкрапленность; на отдельных участках он образует гнездовидные скопления. Размер кристаллов 0,03—0,04 мм; встречаются более крупные выделения размером 0,5 мм. Указанные кристаллы изометрической формы.

Пластинчатая форма кристаллов гематита характерна для восточного контакта щелочных сиенитов центральной интрузии. Гематит образует и веерообразные кристаллы.

Брукит обнаружен нами впервые; встречается в небольших количествах (единичные зерна) в тех же породах, что и анатаз. В отличие от анатаза, брукит распределен довольно равномерно и имеет одинаковую кристаллическую форму во всех разновидностях эффузивных пород. Брукиту свойственна вертикальная штриховка на гранях (100), (010) (фиг. 21). Цвет бурый, желто-бурый. Блеск алмазный. Размеры зерен колеблются от 0,12 до 0,25 мм. Показатели преломления высокие. Результаты спектрального анализа брукита,

Таблица 46

Спектральный анализ гематита (содержание в
весовых процентах)

Элементы-примеси	Щелочные порфиры (южный контакт центральной интрузии)	То же (восточный контакт)	Пегматиты щелочных сиенитов
Mn	0,0п	0,0п	0,00п
Ni	0,00п	—	—
Ti	0,п	0,0п	1,0
V	—	0,0п	0,0п
Zr	0,00п	—	0,00п
Cu	0,00п	0,00п	0,00п
Pb	0,00п	0,0п	0,0п
Zn	—	—	0,0п
Ag	—	—	0,00п
Li	0,00п	—	—
Be	0,000п	—	—
Ga	0,000п	—	—
Ce	—	0,0п	—
La	—	0,0п	—

отобранного из сильно измененных контактовых щелочных порфиров, показали почти те же элементы-примеси, что и в анатазе.

Таблица 47

Спектральный анализ брукита
(содержание в весовых процентах)

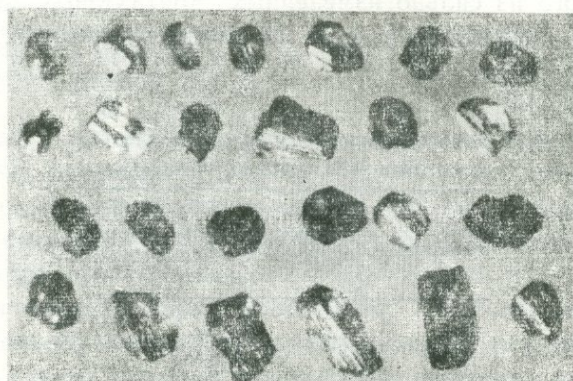
Элементы-примеси	Сильно измененные щелочные порфиры с магнетитовой минерализацией
Si	0,0п
Al	0,00п
Mg	0,0п
Ca	0,0п
Fe	0,00п
Zr	0,00п
Nb	0,п

Ниже приводится совпадающая с эталонной таблица межплоскостных расстояний брукита.

Рутил встречается только в гидротермально измененных брекчированных щелочных порфирах (0,0024—0,0074%). Находится в ассоциации с цирконом, сфеном, эгирином, маг-

Таблица 48

№ линии	Т е ж с а р		Из определителя Михеева	
	dz/n	J	dz/n	J
1	3,45	6	3,46	6
2	3,26	10	3,22	10
3	2,87	6	2,87	6
4	2,45	7	2,45	8
5	2,17	3	2,17	4
6	1,952	2	1,953	3
7	1,880	3	1,881	4
8	1,680	9	1,681	10
9	1,653	1	1,654	2
10	1,603	1	1,601	2
11	1,533	1	1,531	2
12	1,354	7	1,356	8



Фиг. 21. Бруки́т из щелочных порфиров. Протолочка. 547.
Ув. 60X.

нетитом, пиритом и полевым шпатом. Он часто образует включения в полевом шпате, редко в пирите. Является самым ранним по времени выделения рудным минералом. Одиночные его кристаллы образуют тетрагональные призмы с дигипирамидой. На гранях развита грубая продольная штриховка. Очень часты сростки кристаллов по вытянутой оси—

коленчатые двойники с плоскостью срастания (011). Отражательная способность порядка 20%; серый. Внутренние рефлексы сильные. Размеры одиночных кристаллов: $l=0,3$ мм, $d=0,15$ мм. Цвет черный («нигрин»); кристаллы просвечивают только в тонких осколках.

Данные спектрального анализа (табл. 49) показывают, что рутил содержит различные элементы-примеси; ниобий изоморфно замещает титан.

Таблица 49

Спектральный анализ рутила (содержание в весовых процентах)

Элементы-примеси	Зона гидротермально измененных, брекчированных пород проба 562 (Лагерный участок)	Сильно измененные лейцит-цеолитовые порфиры, проба 546 (Омарский участок)	То же. Зона вермикулитовой минерализации проба 417
Mn	0,000п	0,000п	0,000п
Ni	—	0,000п	—
Co	—	0,000п	—
V	—	0,0п	0,0п
Cr	—	0,000п	—
Mo	—	0,00п	—
Zr	0,00п	0,000п	0,00п
Nb	—	0,п	0,п
Cu	0,00п	0,000п	—
Be	0,60п	0,000п	0,000п
Au	0,00п	—	—

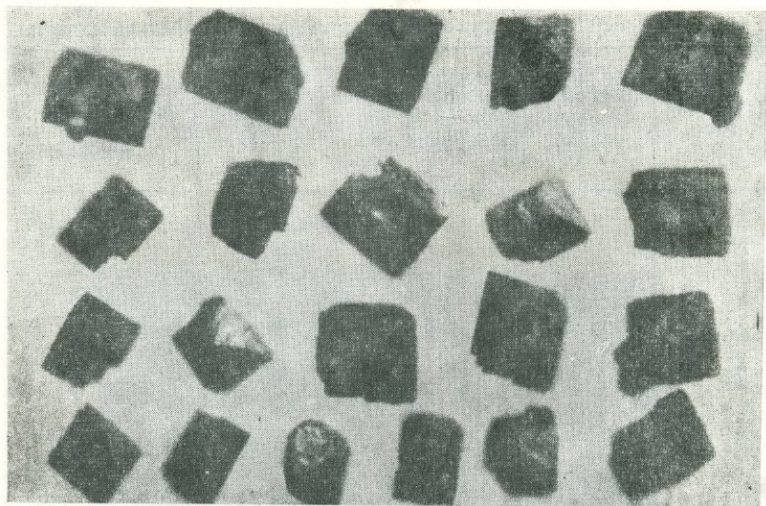
Анатаз является характерным аксессуарным минералом для лейцит-цеолитовых щелочных порфиров, в которых установлено наибольшее его количество (0,0037—0,007%). Наибольшая концентрация анатаза установлена на Омарском участке в зоне магнетит-биотитовой минерализации.

Содержание анатаза постепенно уменьшается от контакта к центру эффузивного покрова. Анатаз образовался в два этапа—магматический и контактово-метасоматический. Содержание анатаза в контактовых породах достигает 10% тяжелой фракции шлиха. Форма кристаллов анатаза разнообразна. В эндоконтактовых фациях Омарского и Лагерного участков кристаллы анатаза имеют псевдооктаэдрическую форму (фиг. 22).

На гранях заметна штриховка. Цвет черный. Размеры кристаллов доходят до 0,3 мм.

В прозрачных шлифах встречаются зерна неправильной формы, грязно-желтого цвета, с высоким показателем преломления. Двупреломление высокое. Одноосный, отрицательный. Находится в тесной ассоциации с рутилом, флюоритом, апатитом, сфеном, магнетитом и ильменитом.

Анализ из пород, удаленных от контакта (Тежагетский участок), отличается от вышеописанного удлиненным габитусом кристаллов дипирамидальной формы (фиг. 23).



Фиг. 22. Анатаз из щелочных порфиров (Омарский участок).
Протолочка 547. Ув. 30X.

Характерна штриховка граней, параллельная основанию пирамиды. Цвет красный, коричневый и светло-коричневый. Блеск алмазный.

В анатазах из контактовых пород с магнетит-биотитовой минерализацией спектральным анализом (табл. 50) установлены ванадий, медь, серебро, барий. Указанные элементы отсутствуют в других разновидностях анатаза.

Ниобий присутствует в анатазах из гидротермально измененных пород с магнетит-биотитовой минерализацией. Иттербий устанавливается в анатазе щелочных сиенитов контактовой фации.



Фиг. 23. Анатаз из щелочных порфиров (Тежагетский участок). Протолочка 134. Ув. 30X.

Таблица 50

Спектральный анализ анатаза

Элементы-примеси	Сильно гидротермально измененные щелочные порфиры с магнетит-биотитовой минерализацией (канава 68)	Щелочные сиениты, приконтактная фация (со щелочными порфирами)	Пегматит не-фелиновых сиенитов	Щелочные порфиры слабо измененные (отдаленные от контакта)	Естественный ших
Mn	0,00п	0,00п	0,00п	0,00п	0,00п
V	0,0п	—	—	—	—
Zr	—	0,00п	0,00п	—	0,00п
Nb	0,п	—	—	0,п	0,п
Cu	0,000п	—	—	—	—
Ag	0,000п	—	—	—	—
Yb ¹	0,00п	0,0п	—	—	—
Ba	0,0п	—	—	—	—

Кварц изредка встречается в щелочных порфирах и щелочных сиенитах. Наличие кварца в этих бедных кремнеземом породах вызывает определенный интерес.

В щелочных порфирах Тежагетского участка обнаружена кварцевая жила мощностью 5—20 см, обнажающаяся на протяжении 3 м (участок задернован). Кварц представляет

хорошо образованными кристаллами удлиненной формы. Цвет бледно-фиолетовый с отдельными осветленными участками. Нижние части кристаллов мутные, что обуславливается, вероятно, захватом маточного раствора. Широко развито двойникование кристаллов. Двойниковые швы прямолинейные, что позволяет отнести двойники к бразильским. Удлиненно-призматические кристаллы кварца образовались в пересыщенном растворе, о чем свидетельствует скелетный рост кристаллов. Последний выражается встречным ростом на гранях со ступеньками разной толщины. Под бинокляром видны тончайшие пластинки роста округлой формы. Кристаллы росли почти в вертикальном положении, о чем свидетельствует равная загрязненность граней посторонними примесями и примерно равная поверхность граней пирамиды.

В щелочных сиенитах южного склона г. Осыпь в трещинках и пустотах встречаются мелкокристаллические, хорошо образованные короткопризматические индивидуумы кварца.

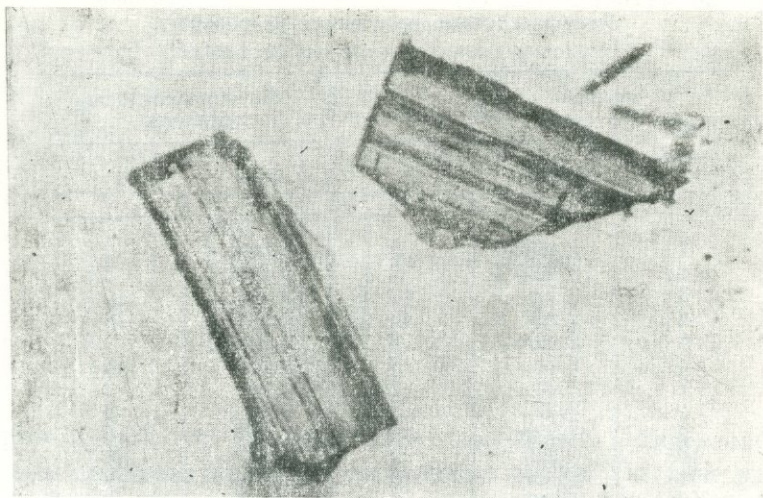
Бадделент в нефелиновых сиенитах Памбакского хребта впервые установлен автором. Содержание его весьма незначительно — от единичных знаков до 1—2% от тяжелой фракции. В нефелиновых сиенитах он составляет 0,0005—0,0009%, несколько повышаясь в пегматитах—0,0009—0,001%.

Бадделент представлен удлиненными бесцветными и темно-коричневыми кристаллами. Характерна редкая штриховка вдоль удлинения (фиг. 24).

В иммерсии бадделент плеохроирует по Ng в зеленовато-желтых и по Nr в бурых тонах. Кристаллы большей частью sdвойникованы. Показатели преломления высокие.

Результаты спектрального анализа бадделента приводятся ниже.

Элементы	в ‰
Si	0,0п
Al	0,0п
Fe	0,00п
Ti	0,0п
Zr	> 1,0
Ni	0,0п



Фиг. 24. Бадделейт из нефелиновых сиенитов, обогашенных нефелином. Иммерсия. Ув. 360X.

Самарскит установлен впервые нами в шлихах из нефелиновых сиенитов, обогашенных нефелином. Цвет темно-коричневый; блеск смолистый. Под микроскопом зональный: ядро изотропное, агрегатная оторочка анизотропная, $N=1,68$.

Из-за недостатка материала самарскит изучен лишь рентгеноструктурно. В табл. 52 приводятся данные межплоскостных расстояний самарскита, полученные в рентгеноструктурной лаборатории ИМГРЭ АН СССР.

Линия № 1 отсутствует в определителе Михеева. Остальные линии идентичны.

Пирохлор — минерал, встречающийся редко, обнаружен впервые автором. Он встречен в единичных знаках только в пегматитах нефелиновых сиенитов. Мощность пегматитовой жилы 0,5—1,5 м, протяженность—10—15 м. Жила приурочена к контакту нефелиновых сиенитов со щелочными порфирами. Пирохлор образует очень мелкие октаэдры. Цвет черный, в тонких краях просвечивает. Блеск алмазный. Размеры кристаллов: $l=0,125$ мм, $d=0,065$ мм. Изотропен, $N=1,98$.

Таблица 51

Межплоскостные расстояния бадделита.
Условия съемки К—Си—Ni № 1364/62

№ линии	Т е ж а р		Из определителя Михеева	
	$d\alpha/n$	J	$d\alpha/n$	J
1	5,09	2	5,08	2
2	3,65	5	3,69	5
3	3,18	10	3,18	10
4	2,85	10	2,85	10
5	2,62	6	2,63	7
6	2,55	5	2,55	5
7	2,34	2	2,34	2
8	2,22	5	2,23	5
9	1,998	5	1,999	5
10	1,849	9	1,852	10
11	1,811	10	1,814	10
12	1,692	6	1,695	7
13	1,656	7	1,658	7
14	1,592	4	1,593	5
15	1,546	7	1,549	7
16	1,509	4	1,512	5
17	1,473	3	1,476	6
18	1,425	6	1,427	6
19	1,323	5	1,324	2
20	1,270	6	1,273	6
21	1,159	2	1,160	1
22	1,103	2	1,105	1
23	1,034	3	1,036	2
24	0,9367	2	0,9369	1
25	0,8860	2	0,8859	3
26	0,8468	3	0,8465	1
27	0,8060	3	0,8059	4

Пирохлор находится в ассоциации с полевыми шпатами, цирксоном, сфеном, магнетитом, апатитом и др.

Ввиду очень малого количества материала, детальное изучение оказалось невозможным.

Корунд имеет ограниченное распространение. Встречается главным образом на контакте эффузивных пород с щелочными сиенитами (Омарский и Тежагетский участки), где содержание его составляет 0,0024—0,0075%.

Корунд находится в тесной ассоциации с калиевым полевым шпатом. Он образует зерна неправильной формы, раз-

Таблица 52

Межплоскостные расстояния самарскита

№ линии	Т е ж с а р		Из определителя Михеева	
	dz/n	J	dz/n	J
1	4,97	3	—	—
2	3,94	4	3,91	5
3	3,50	4	3,48	5
4	3,16	7	3,16	7
5	2,85	10	2,84	9
6	1,91	4	1,90	5

мером от 0,05 до 0,5 мм. Цвет сине-белый. Обычен плеохроизм от синего по Ng и до зеленого по Np. Угасание прямое. Оптически одноосный, отрицательный, $Ng-Np=0,006$, $Ng=1,765$, $Np=1,759$.

По корунду часто развиваются мелкие чешуйки мусковита.

Таблица 53

Спектральный анализ корунда (содержание
в весовых процентах)

Элементы-примеси	Щелочные порфиры, гидротермально измененные, пиритизированные
Mn	0,00п
Ti	0,00п
Cu	0,000п
Ag	0,000п
Ga	0,00п
Be	0,000п
Na	0,0п
Ba	0,00п

Лимонит является широко распространенным минералом. Наибольшее количество лимонита установлено в измененных пиритизированных щелочных порфирах, нефелиновых сиенитах и их пегматитах.

На участках, богатых магнетитом, гематитом, пиритом и другими сульфидными минералами железа, лимонит являет-

ся постоянным спутником. В верховьях р. Тежагет установлено наличие гнездообразного скопления гематита, по которому развивается лимонит.

На Омарском участке, в зоне магнетит-биотитовой минерализации, почковидный лимонит замещает магнетит.

Результаты спектрального анализа лимонита приведены ниже.

Таблица 54
Спектральный анализ лимонита (содержание
в весовых процентах)

Элементы-примеси	Измененные щелочные порфиры	Слабо измененные щелочные порфиры	Пегматит щелочных сиенитов
Mn	0,00п	1,0	0,0п
Ni	—	0,00п	0,00п
Ti	0,п	0,00п	0,0п
V	0,0п	—	—
Zr	—	—	0,0п
Cu	0,00п	0,00п	0,00п
Pb	—	—	0,0п
Zn	0,00п	—	—
Be	0,00п	—	0,000п
La	0,00п	—	—
Ba	0,00п	—	0,00п

Псиломелан имеет весьма широкое распространение—от единичных знаков до 0,03%. Обнаружен в гидротермально измененных породах Лагерного, Тежагетского и Омарского участков. Псиломелан, как правило, имеет большое распространение в тех щелочных порфирах, которые сильно ожелезнены и пиритизированы.

Псиломелан образует дендритовидные налеты. Очень редко развиты также натечные шаровидные формы. Цвет черно-бурый. В зоне окисления псиломелан ассоциирует с лимонитом и окисленными минералами.

Таблица 55
Состав редких земель в псиломелане (в % от
ΣTR, принятой за 100)

TR ₂ O ₃ %	La	Ce	Gd	Yb	Lu	Y
1,22	8,2	82	8,2	0,8	0,08	0,9

Псилоделан содержит большое количество микропримесей (барий, магниЙ, цинк, галлий и др.) (табл. 56).

Таблица 56

Спектральный анализ псиделана (содержание в
весовых процентах)

Элементы-примеси	Измененные лейцит-цеолитовые щелочные порфиры (Тежагетский участок)	Тектоническая зона измененных брекчированных пород (Лагерный участок)
Ni	0,00п	—
Co	0,00п	—
Ti	0,0п	0,0п
V	0,00п	—
Zr	0,00п	—
Cu	0,00п	0,00п
Pb	0,0п	0,0п
Ag	0,000п	0,00п
Zn	0,0п	0,п
Ga	0,00п	—
Be	0,00п	0,00п
Ce	1,0	—
La	0,п	—
Y	0,0п	—
Yb	0,0п	—
Gd	0,п	—
Ba	0,0п	0,0п

ж) Сульфиды

Пирит является весьма широко распространенным минералом пород центральной части Памбакского хребта. Наибольшее его распространение отмечается в вулканогенной толще.

В нефелиновых и щелочных сиенитах пирит редок, чаще он обнаруживается лишь в контактовых ореолах.

Пирит образовался в два этапа. Пирит первого этапа встречается в виде неравномерной вкрапленности хорошо образованных мелкозернистых кристаллов, размером от 0,01 до 2 мм; в среднем 0,2—0,3 мм.

В вулканогенной толще (щелочные порфиры) Тежагетского участка пирит образует аллотриоморфные зерна, частично замещенные лимонитом. Здесь пирит находится в тесной ассоциации с гематитом, магнетитом, рутилом, иногда

галениитом, сфалеритом и халькопиритом, выявляя по отношению к первым трем минералам позднее происхождение.

Во втором этапе пирит присутствует в виде хорошо образованных крупных (от 0,1 до 0,5 см) кристаллов. На Омарском участке пирит зачастую вместе с магнетитом образует жилы и прожилки.

На Лагерном участке, в зоне гидротермально измененных брекчированных пород, наблюдается замещение пирита халькопиритом.

В щелочных сиенитах зерна пирита образуют цепочковидные и кольцевидные скопления. Здесь он находится в ассоциации с магнетитом и гематитом. Размеры кристаллов пирита 0,3—0,5 мм.

Пириты второго этапа содержат больше микроэлементов, чем первого (табл. 57); содержание части микроэлементов может быть связано с механической примесью.

Халькопирит выявлен в гидротермально измененных брекчированных зонах Тежсарского проявления. На Лагерном участке халькопирит сростается с пиритом и сфалеритом. Образует выделения неправильной формы размером от 0,01 до 0,2 мм.

Наблюдается продукт вторичного изменения—халькозин, который развивается по периферии зерен халькопирита; по отношению к пириту выявляет более позднее образование.

Результаты спектрального анализа халькопирита из зоны гидротермально измененных брекчированных пород приводятся в таблице 57.

Сфалерит в единичных знаках установлен в гидротермально измененных брекчированных породах зон Лагерного, Омарского и Тежагетского участков.

Представлен мелкими выделениями (0,1 мм и меньше) в тесных сростаниях с пиритом, имея более позднее, чем пирит и халькопирит, образование. Кроме одиночных кристаллов, сфалерит образует тонкие прожилки, пересекающие зерна пирита и халькопирита.

Сфалерит ассоциирует с пиритом, халькопиритом, галениитом и баритом.

Галениит распространен очень мало. Единичные зна-

Таблица 57

Спектральный анализ пирита, халькопирита, сфалерита и галенита

Элементы-примеси	Пирит из магнетит-биотитовой зоны	Пирит из зоны гидротермальных измененных пород	Пирит из щелочных порфиров	Халькопирит из зоны гидротермально измененных брекчированных пород	Сфалерит из измененных щелочных порфиров	Галенит из зоны гидротермально измененных брекчированных пород
Mn	0,00п	0,000п	0,00п	0,0п	—	—
Ni	—	0,000п	0,00п	—	—	—
Co	—	0,0п	0,00п	0,00п	—	—
Ti	0,00п	0,00п	0,0п	0,00п	1,0	—
Cr	—	—	0,п	—	—	—
Zr	—	—	0,00п	—	—	—
Cu	0,0п	0,0п	0,0п	—	0,00п	0,000п
Pb	0,00п	—	0,00п	—	0,0п	—
Ag	—	—	0,00п	0,00п	—	0,00п
Sb	—	—	0,00п	—	0,0п	0,0п
Bi	—	—	0,00п	—	—	0,00п
Zn	—	—	0,00п	0,0п	—	—
V	—	—	0,000п	0,00п	—	—
Ba	—	—	0,0п	—	—	—
Cd	—	—	—	—	0,0п	—

МИНЕРАЛЫ \ ЗЛАТЫ	МАГМАТИЧЕСКИЙ	ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ	ГИПЕРГЕННЫЙ
РУТИЛ	—		
ИЛЬМЕНИТ	—		
МАГНЕТИТ	—		
ГЕМАТИТ		—	
ПИРИТ		—	
ХАЛЬКОПИРИТ		—	
СФАЛЕРИТ		—	
ГАЛЕНИТ		—	
АНТИМОНИТ		—	
ПИМОНИТ			—
ПСИПОМЕЛАН			—

Фиг. 25. Последовательность выделения рудных минералов в щелочных породах Тежсарского массива.

ки его обнаружены в зонах гидротермально измененных, раздробленных пород трех участков (Лагерный, Омарский и Тежагетский). Галенит образует кубические кристаллы размером до 0,12 мм в ассоциации с сфалеритом, халькопиритом, пиритом и флюоритом.

Пирротин установлен в одном шлифе (№ 459) из биотит-магнетитовой зоны Омарского участка. Образует включения изометрической формы внутри зерен пирита размером до 0,1 мм.

Ассоциирует со сфалеритом и халькопиритом.

Антимонит установлен в полиметаллической жиле Омарского участка и в зоне гидротермально измененных брекчированных пород Лагерного участка. Встречается в единичных знаках в ассоциации с пиритом, сфалеритом, сфеном, апатитом и цирконом. Антимонит часто образует сростки с апатитом. Габитус кристаллов призматический, со свойственными антимониту параллельными штрихами вдоль оси С.

Минерал	Содержание, %	Свойства	Зона
Антимонит	0,05	Призматический, с штрихами	Омарский
Сфалерит	0,12	Кубический	Лагерный
Халькопирит	0,12	Кубический	Лагерный
Пирит	0,12	Кубический	Лагерный
Флюорит	0,12	Кубический	Лагерный
Галенит	0,12	Кубический	Лагерный
Пирротин	0,1	Изометрический	Омарский
Сфеном	0,1	Призматический	Омарский
Апатит	0,1	Призматический	Омарский
Циркон	0,1	Призматический	Омарский

Г Л А В А III

ПРОЯВЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, СВЯЗАННЫЕ С НЕФЕЛИНОВЫМИ И ЩЕЛОЧНЫМИ СИЕНИТАМИ

В пределах развития нефелиновых и щелочных сиенитов центральной части Памбакского хребта выявлено (1951—1954 гг.) несколько редкометальных рудопроявлений различных генетических типов, которые нами детально изучены с целью установления в них закономерностей распределения редких, рассеянных и редкоземельных металлов.

В центральной части Памбакского хребта, на основании имеющегося фактического материала, нами выделяются магматический, пегматитовый и пневматолито-гидротермальный генетические типы проявлений редких земель.

1. МАГМАТИЧЕСКИЙ ТИП ПРОЯВЛЕНИЙ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

Собственно магматические редкоземельные проявления Памбакского хребта приурочены как к нефелиновым сиенитам, так и к гранодиоритам и кварцевым диоритам.

Редкоземельные проявления характеризуются содержанием редких земель преимущественно цериевой группы при резком подчинении иттриевой группы редких земель.

По данным минералогического, химического и спектрального анализов проб, отобранных из нефелиновых сиенитов, установлено, что существует определенная зависимость между содержанием редких земель в породах и количественно-

Таблица 59

Спектральный анализ нефелиновых сиенитов

Элементы	Среднее содержание элементов в условных единицах и частота их нахождения
V	$\frac{0,п}{83}$
Zr	$\frac{0,0п}{83}$
Nb	$\frac{0,0п}{2}$
Ga	$\frac{0,00п}{83}$
Be	$\frac{0,00п}{83}$
Sc	$\frac{0,00п}{1}$
Ce	$\frac{0,п}{18}$
La	$\frac{0,п}{67}$
Y	$\frac{0,0п}{28}$
Yb	$\frac{0,00п}{40}$
Sr	$\frac{0,п}{46}$

Примечание: в числителе—содержание элемента, а в знаменателе—количество проб, в которых установлен данный элемент. Спектральные анализы произведены в лаборатории НИГМИ.

минералогическим составом щелочных и нефелиновых сиенитов. Акцессорные минералы (сфен, апатит, флюорит, циркон и меланит) из нефелиновых сиенитов являются основными носителями редкоземельных элементов.

В пределах перечисленных редкоземельных проявлений установлен собственно редкоземельный минерал—монацит. Кроме акцессорных редкоземельных минералов носителями редких земель являются также некоторые пороодообразующие минералы. В полевых шпатах, пироксенах и амфиболах отме-

Таблица 58

Содержание аксессуарных минералов в главнейших типах пород щелочного комплекса Памбакского хребта
(в весовых процентах)

Минералы	Нефелиновые сиениты		Пегматиты нефелиновых сиенитов	Щелочные сиениты кольцевой интрузии	Щелочные сиениты центральной интрузии	Пегматиты щелочных сиенитов центральной интрузии	Лейцит-цеолитовые щелочные порфиры		Гидротермально измененные брекчированные породы
	нормальные	богатые нефелином					сильно измененные (Омарский участок)	слабо измененные (Тежагетский участок)	
Аксессуарные минералы									
Апатит	0,005—0,009		0,0039	0,02—0,03	0,02—0,03	0,02—0,03	0,16	0,04	ед. зн.
Анатаз					ед. зн.—0,0052		0,0074—0,637	0,0037	
Бадделент	0,0005—0,0009		0,0009—0,001				0,0024	0,0018	
Брукит							0,23	0,03	ед. зн.—0,032
Ильменит					ед. зн.—0,007		0,0024—0,0075	0,0024—0,0075	
Корунд									
Гранат (меланит)	0,26—0,76	0,5—0,9	0,14—0,22		ед. зн.				
Магнетит	0,5—0,6		0,17—0,26	0,3—0,5	0,5—1,0	0,5—1,5	0,57—0,61	0,18—0,26	0,4—0,5
Монацит	0,00009—0,0001	0,0007	0,0015—0,0016	ед. зн.—0,0005	ед. зн.—0,0005		0,0056		ед. зн.
Ортит			0—0,0018		ед. зн.—0,0205	ед. зн.—0,2	ед. зн.	ед. зн.	0,01—0,07
Пироклор			ед. зн.						
Рутил							0,0024—0,0074		
Сфен	0,1—0,5	0,5—1,0	0,35—0,4	0,01—0,14	0,01—0,14	0,03—0,26	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
Циркон	0,001—0,01	0,001—0,01	0,023—0,03	0,003—0,04	0,005—0,07	0,005—0,07	ед. зн.	0,0011	0,05
Паризит						ед. зн.			
Самарскит		ед. зн.							
Рабдофанит							0,01—0,1		0,01—0,1
Антимонит							ед. зн.	ед. зн.—0,005	ед. зн.
Барит							ед. зн.—0,005	ед. зн.	
Галенит							ед. зн.	0,003—0,007	ед. зн.
Гематит					ед. зн.—0,01		0,08—0,125		ед. зн.—0,02
Кварц					ед. зн.		ед. зн.	ед. зн.	
Родохрозит					ед. зн.—0,03				
Сфалерит							ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
Пирит	0,003—0,005				ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.—0,02
Халькопирит							0,6—0,8	ед. зн. выявлен	ед. зн.—0,02
Флюорит	0,02—0,05		0,0023		0,005—0,03		0,0045	0,0075	ед. зн. + 0,9—1,0

чается, правда, весьма низкое содержание редких земель цериевой (0,002—0,004 %) и иттриевой (0,001—0,002 %) групп.

Приведенные в табл. 59 данные показывают, что ванадий, цирконий, галлий и бериллий присутствуют во всех пробах независимо от степени измененности пород. Церий в пробах присутствует примерно в равном количестве с лантаном, однако спектрально не устанавливается, ввиду низкой чувствительности метода. Сравнительно большая частота нахождения иттербия объясняется его высокой чувствительностью (0,001 %).

Для сравнения содержания и частоты нахождения цериевой и иттриевой групп следует взять лантан и иттрий, которые имеют одинаковую чувствительность (0,01) в спектре.

Анализ данных показывает, что цериевая группа в нефелиновых сиенитах является ведущей и составляет примерно 75 % суммы редких земель, а иттриевая—лишь 25 %. Содержание церия, лантана, иттрия, иттербия, циркония и ниобия находится в прямой зависимости от количества акцессорных минералов, присутствующих в нефелиновых сиенитах (сфен, апатит, циркон, флюорит, гранат и др.).

Во всех пробах из нефелиновых сиенитов содержание редких элементов почти постоянно по всему интрузивному массиву, за исключением отдельных участков, обогащенных акцессорными минералами, которые одновременно являются редкоземельными рудопроявлениями. Эти участки занимают небольшие площади (~1 кв. км.).

Акцессорные минералы, в том числе и монацит, очень устойчивы и частично перешли в россыпи. Ниже приводятся данные анализов двух проб, отобранных из рудопроявлений редких земель (табл. 60).

Из таблицы видно, что породы из проявлений (табл. 60) по химическому составу резко отличаются от усредненного состава нефелинового сиенита (табл. 61). Породы проявлений обогащены титаном (за счет сфена). Среднее содержание TiO_2 по массиву составляет 0,30 %, а в проявлениях—0,67—0,75 %. Содержание CaO резко падает (1,05—1,68). Если сравнить средние данные химанализов по свежим и слабо выветрелым нефелиновым сиенитам, то можно заметить, что

Таблица 60
Химический анализ слабо выветре-
лых нефелиновых сиенитов

Элементы	№№ проб	
	195	196
SiO ₂	58,0	57,88
TiO ₂	0,67	0,75
Al ₂ O ₃	21,14	21,32
Fe ₂ O ₃	2,70	3,43
FeO	0,44	0,70
MnO	0,06	0,03
MgO	0,29	1,01
CaO	1,68	1,05
K ₂ O	5,33	5,59
Na ₂ O	6,85	6,25
P ₂ O ₅	0,05	0,23
п.п.п.	0,97	1,90
ΣTR ₂ O ₃	0,22	0,26

Таблица 61
Химический анализ свежих нефелиновых сиенитов

Окислы и сумма редких земель	Минималь- ное	Макси- мальное	Среднее
SiO ₂	54,96	60,4	57,9
TiO ₂	0,10	0,44	0,30
Al ₂ O ₃	18,10	20,10	19,70
Fe ₂ O ₃	1,09	4,66	2,39
FeO	0,68	2,24	1,41
MnO	сл.	0,09	0,15
MgO	0,37	1,37	0,86
CaO	2,70	4,10	2,84
K ₂ O	4,39	9,38	6,12
Na ₂ O	3,70	7,75	5,98
H ₂ O(общ.)	0,62	2,96	1,86
ΣTR ₂ O ₃	0,064	0,170	0,120*
Количество анализов			16

* По данным 7 химических анализов.

Таблица 62
Спектральный анализ слабо выветрелых нефелиновых сиенитов

Cu	Pb	Ba	V	Zr	Nb	Ga	Be	La	Sr
0,00п	0,0п	0,0п	0,0п	0,п	0,0п	0,00п	0,00п	0,п	1,0

Состав редких земель в интрузивных породах Тежсарского массива (в % к ΣTR , принятой за 100)

$\text{TR}_2\text{O}_3\%$	Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	$\Sigma \text{Ce}:\Sigma \text{Y}$	Аналитик
0,115	Нефелиновые сиениты (магматический тип)	27	46	5,0	15	1,3	0,2	1,1	0,05	0,6	0,3	0,2	—	0,2	—	3	17,2	Р. Л. Баринский (ИМГРЭ)
0,08	Щелочные сиениты (магматический тип)	25,8	46	5,0	15	2,0	0,2	1,9	—	0,7	—	0,6	—	—	—	3	15,1	

при выветривании породы происходит вынос щелочей, кальция и марганца.

При сравнении данных анализов двух разновидностей пород (среднее по массиву, табл. 61) и слабо выветрелых пород (табл. 60) отмечается незначительная разница в содержаниях ванадия и циркония. Содержание указанных элементов в выветрелых нефелиновых сиенитах несколько повышается, что обусловлено их обогащением акцессорными минералами.

Обобщая изложенное, можно заключить, что редкоземельное оруденение магматического типа связано почти исключительно с акцессорными минералами.

2. ПЕГМАТИТОВЫЙ ТИП ПРОЯВЛЕНИЙ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

Пегматитовые тела щелочных пород Памбакского хребта подразделяются в основном на два типа:

- 1) нефелинсодержащие и
- 2) безнефелиновые.

Нефелинсодержащие пегматиты развиты в Тежсарском массиве нефелиновых сиенитов, особенно в богатых нефелином разностях южного и северного контактов интрузивного массива. Мощность этих пегматитов варьирует в широких пределах—от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. По простиранию они прослеживаются иногда до 50 м.

Безнефелиновые пегматиты распространены в щелочных сиенитах и представлены жилами, гнездами, шпироподобными и бесформенными телами. По мощности и протяженности пегматитовые жилы этого типа аналогичны пегматитам первого типа. Однако здесь большие площади занимают пегматиты неправильной формы, наибольшее распространение которых отмечено в центральной интрузии щелочных сиенитов (г. Осыпь).

Нефелинсодержащие пегматиты, в которых кроме микроклина и нефелина (40—50%) ведущее место занимают роговая обманка и меланит (2—10%). В их минералогическом составе принимают участие также флюорит,

сфен, магнетит, апатит, монацит, бадделейт и циркон (1—2%).

Химическим анализом в пегматитах нефелиновых сиенитов установлено до 0,26% редких земель. В табл. 63 приведен спектральный анализ нефелинсодержащего пегматита.

Из данных анализов видно некоторое повышение содержания редких земель иттриевой группы (15,3% от суммы редких земель).

Основными концентраторами редкоземельных элементов в пегматитах нефелиновых сиенитов являются монацит, меланит, циркон, апатит и роговая обманка. Меланит и циркон являются преимущественно иттрий-, а монацит, апатит и роговая обманка—церийсодержащими минералами.

Пегматиты щелочных сиенитов (безнефелиновые). Пегматитовые тела описываемого типа сложены ортоклазом (90%), плагиоклазом, биотитом, цирконом, флюоритом, апатитом, магнетитом и кварцем. Очень редко встречается паризит. В отличие от пегматитов нефелиновых сиенитов сфен, меланит, роговая обманка и нефелин здесь отсутствуют или встречаются в небольшом количестве.

Гидротермальное изменение пегматитов выражено альбитизацией, пелитизацией, мусковитизацией полевых шпатов. Наблюдается также биотитизация. В пределах этих пегматитов изредка встречаются обильные скопления флюорита, биотита и магнетита в виде гидротермальных гнезд и жил.

Пегматиты щелочных сиенитов по сравнению с пегматитами нефелиновых сиенитов характеризуются пониженным содержанием иттриевых редких земель (табл. 63). Состав редкоземельных элементов пегматитов щелочных сиенитов характеризуется резким преобладанием цериевой группы ($\Sigma \text{Ce} : \Sigma \text{Y} = 14,1$).

Основными носителями редкоземельных элементов в пегматитах этого типа являются: паризит, флюорит (белого цвета), циркон, биотит, апатит, ортоклаз. Из перечисленных минералов элементы иттриевой группы отмечаются в основном в цирконах, от количества которых зависит содержание редких земель указанной группы. Некоторое количество иттриевых редких земель содержат также флюориты. Остальные минералы существенно цериевые.

Таким образом, в пегматитах нефелиновых сиенитов содержание редких земель иттриевой группы значительно выше, чем в пегматитах щелочных сиенитов, что указывает на возрастание роли цериевой группы редких земель от ранних дифференциатов к поздним. В обоих типах пегматитов цериевая группа редких земель преобладает над иттриевой.

Следует указать еще на одну особенность поведения редкоземельных элементов. Содержание иттриевых земель в коричневых цирконах из пегматитов щелочных сиенитов повышается от 0,01 до 0,70%. В цирконах кремового и желтого цвета из пегматитов нефелиновых сиенитов содержание редких земель падает.

Белый флюорит из пегматитов щелочных сиенитов содержит лантан (0,01—0,03%), иттербий (0,001—0,002%) и итрий (0,010—0,015%). Флюорит фиолетового цвета редкие земли вообще не содержит.

3. КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ТИП ПРОЯВЛЕНИЙ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

Процессы метасоматоза и метаморфизма интенсивно развивались вокруг Тежсарского интрузива, вдоль контакта последнего со щелочными порфирами. Эти процессы выражены в образовании широких зон роговиков, гибридных пород и фенитов. Ширина этой зоны колеблется от нескольких метров до 200—300 м по всему контакту интрузии нефелиновых и щелочных сиенитов с вмещающими породами. В эндоконтакте интрузивного массива наблюдается зональное распределение контактово-метасоматических и метаморфических пород с резко отличным минералогическим составом.

Так, например, на самом контакте нефелиновых сиенитов с роговиками развиты фениты мощностью от нескольких до 10 м, интенсивно рассланцованные гибридные породы, пронизанные магматическим материалом нефелиновых и щелочных сиенитов.

Таблица 63

Состав редких земель в пегматитах Тежсарского массива (в % к ΣTR , принятой за 100)

$TR_2O_3\%$	Породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	$\Sigma Ce:\Sigma Y$	Аналитик
0,18	Пегматиты щелочных сиенитов	31	42	3,6	15	1,8	—	2,4	—	0,6	—	—	—	—	—	3,6	14,1	Р. Л. Баринский
0,26	Пегматиты нефелиновых сиенитов	20	46	5,3	12	1,4	—	4,5	—	0,8	—	—	—	2,0	—	8,0	5,5	

На южном контакте фениты составляют довольно мощную (5—10 м) зону. Макроскопически они напоминают осадочную породу с перемежающимися черными и светлыми полосками—слоями. Аналогичная полоса фенитов установлена также на эндоконтакте щелочных сиенитов с вмещающими щелочными порфирами Лагерного и Омарского проявлений.

Далее всю контактовую полосу занимает широкая зона нефелиновых сиенитов, обогащенных нефелином, меланитом, роговой обманкой и сфеном мощностью 100—250 м, протяженностью около 30 км.

Указанная зона заслуживает внимания не только как источник глиноземного сырья, но и представляет определенный интерес с точки зрения содержания редкоземельных элементов на богатых меланитом и сфеном ее участках.

Геологами Ф. Б. Карапетяном и М. А. Оганесяном (работы 1963 г.) выделены мощные зоны меланитизированных пород в районе между гг. Восточный и Западный Кер-Оглы (Талярлинский участок).

Обогащенные меланитом участки нередко имеют жилообразную форму, но большей частью распространен вкрапленный меланит, составляющий до 10—15% общей массы породы.

В нефелиновых сиенитах меланитовые жилы, видимо, являются самыми молодыми: они секут пегматитовые жилы и сиенит-аплитовые дайки. Меланитовые жилы, мощностью от нескольких миллиметров до 10—15 см и протяженностью до нескольких десятков метров, прослеживаются поперек контакта интрузии с вмещающими вулканогенными породами. Меланит обычно встречается в ассоциации с амфиболом (щелочная роговая обманка) и сфеном. Отмеченные жилы и прожилки выполнены крупными (до 5 см) выделениями черного амфибола, с идиоморфными кристаллами сфена и меланита. Контакты этих образований с нефелиновыми сиенитами четкие.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что амфибол-меланитовые образования развиты исключительно на контакте нефелиновых сиенитов и вулканогенной толщи.

Для характеристики контактово-метасоматических процессов нами были отобраны и проанализированы все разновидности пород—от совершенно свежих лейцитовых порфиров до щелочных сиенитов, с охватом всех промежуточных образований.

Приведенные в табл. 64 данные позволяют проследить ход миграции отдельных элементов в процессе контактового метасоматоза.

При сравнении составов щелочных порфиров и роговиков наблюдается повышенное содержание в последних Al_2O_3 , SiO_2 и Na_2O , тогда как количество Fe_2O_3 и FeO в них заметно уменьшается. Видимо, при контактовом метасоматозе происходил привнос SiO_2 и Na_2O и вынос Fe_2O_3 и FeO .

Богатые нефелином сиениты характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 и Na_2O и пониженным SiO_2 , Fe_2O_3 и FeO . От нефелиновых и щелочных сиенитов к щелочным порфирам и лейцитовым туфобрекчиям отмечается увеличение Fe_2O_3 , FeO и MgO .

В обогащенных меланитом, амфиболом и сфеном породах Такярлинского проявления очень интересно поведение редкоземельных элементов.

По данным химических анализов бороздовых проб, содержание $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$ колеблется от 0,065 до 0,12%, причем преобладает цериевая группа ($\Sigma\text{Ce}:\Sigma\text{Y}=6,4$).

Основными концентраторами редкоземельных элементов в контактово-метасоматических породах, как было сказано, являются меланит, сфен и амфибол. Максимальное содержание суммы редких земель установлено в сфене (до 3,12%). Сфен имеет существенно цериевый состав TR, отношение $\Sigma\text{Ce}:\Sigma\text{Y}=23,0$ (при содержании 1,44% ΣTR).

В амфиболе содержание $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$ колеблется от 0,06 до 0,16%. Отношение $\Sigma\text{Ce}:\Sigma\text{Y}=8,0$ (при содержании 0,127% ΣTR).

Несколько иным является поведение редкоземельных элементов в меланите. В отличие от сфена и амфибола, меланит характеризуется иттриевым максимумом TR. Отношение $\Sigma\text{Ce}:\Sigma\text{Y}=0,9$ (при содержании 0,55% ΣTR).

Вариация химического состава щелочных пород от контакта к центру интрузивов

Породы	О к и с л ы															
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	nnn	SO ₃	F	Сумма
Щелочные пор- фиры	54,60	0,36	21,73	2,53	1,86	0,14	0,87	3,63	6,81	4,53	—	2,55	—	—	—	99,61
Прослой лейцито- вых туфобрек- чий	53,56	0,80	19,29	3,41	4,30	0,17	1,79	5,59	4,45	3,83	0,34	1,10	1,59	н/о	0,12	100,34
Роговики	57,95	0,42	22,44	1,59	1,72	0,02	0,41	1,96	5,33	4,78	0,13	0,10	0,8	1,24	0,12	99,08
Богатые нефели- ном сиениты	55,31	0,51	22,02	1,36	1,29	0,10	0,45	3,36	6,30	5,82	0,15	0,23	1,52	—	—	98,42
Нефелиновые си- ениты (нормаль- ные)	57,9	0,55	19,70	2,45	1,41	0,17	1,05	3,43	6,05	4,75	0,16	0,31	1,24	—	—	99,27
Щелочные сиениты	59,95	0,36	19,40	2,13	1,33	0,15	0,78	2,21	6,08	5,25	0,16	1,37	1,9	—	—	100,46

Состав редких земель контактово-метасоматического проявления (в % к Σ TR, принятой за 100)

TR ₂ O ₃ %	Породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	Σ Ce : Y Σ	Аналитик
0,06	Богатые нефелином сиениты (контактово-метасоматический тип)	26	44	4,2	12	1,6	0,1	1,2	0,1	1,0	0,3	0,6	—	0,9	—	8	6,4	Р. Л. Баринский

4. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ТИП ПРОЯВЛЕНИЙ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

Как было отмечено выше, к гидротермальному типу мы относим редкоземельные проявления Лагерного, Омарского и Тежагетского участков.

а) Редкоземельное проявление Лагерного участка

Участок сложен щелочными сиенитами, лейцит-цеолитовыми щелочными порфирами и элювиально-делювиальными отложениями. Щелочные сиениты и вулканогенная толща (останец кровли) прорываются дайками сиенит-порфиров и бостонитов.

Одной из характерных особенностей района рудопроявления является наличие разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Наиболее крупным нарушением является Улашикский разлом северо-восточного простирания, который перемещает к северо-востоку всю толщу верхнего мела и верхнего эоцена, щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты.

Оруденение приурочено к тектонической зоне гидротермально измененных, брекчированных, раздробленных пород северо-западного простирания с падением на юго-запад под углом 35—40°, образованной на контакте интрузива щелочных сиенитов с эффузивными лейцит-цеолитовыми щелочными порфирами.

Указанная зона сопряжена с Улашикским разломом и занимает почти перпендикулярное к нему положение. В юго-восточном продолжении зона ветвится на ряд более мелких структур северо-западного простирания. Одна из этих структур прослеживается до Тежагетского участка и занимает его северо-восточную часть.

Интенсивное оруденение контролируется структурами северо-западного простирания. Подчиненная роль принадлежит структурам северо-восточного простирания.

Интенсивное дробление и брекчированность пород зоны

наблюдается на контакте щелочных сиенитов с эффузивными породами. В пределах Лагерного участка зона осложнена многочисленными мелкими структурами. Вдоль зоны проходит дайка сиенит-порфиров мощностью 2—3 м, протяженностью в несколько сот метров. Вмещающими породами являются, с одной стороны, мелкозернистые щелочные сиениты, контактирующие со щелочными порфирами; с другой—гидридные, ороговикованные породы и фениты, контактирующие с крупнозернистыми пегматоидными щелочными сиенитами.

Брекчии в основном состоят из эффузивных щелочных порфиров. В составе брекчий встречаются и обломки щелочных сиенитов. Количество обломков интрузивных пород с глубиной возрастает. Другой особенностью брекчий является слабая цементация на верхних горизонтах. На нижних горизонтах зоны указанные обломки плотно сцементированы флюорит-биотитовой массой, в которой в основном локализовано оруденение. Рудные тела (флюоритовая минерализация) прожилково-вкрапленного типа занимают всю зону гидротермально измененных брекчированных пород. Редко встречающиеся рудные жилы чаще всего выполняют отдельные тектонические трещины северо-западного простирания или серии сближенных крутопадающих трещин.

Гидротермальный тип флюоритовой минерализации, контролирующийся тектоническими нарушениями, встречается только в пределах щелочных сиенитов.

Главными минеральными компонентами рудных тел являются флюорит и биотит.

Руды Лагерного участка сложены следующими минералами: главными — флюорит, биотит; редкими—пирит, халькопирит, галенит, псиломелан, пиролюзит, магнетит, гематит, антимонит, рабдофанит, ортит, циркон, апатит, сфен, хлорит, эпидот, лимонит, гранаты (андрадит, гроссуляр).

Перечисленные минералы по фракциям распределяются следующим образом.

Тяжелая фракция на 90—95% состоит из флюорита (от белого до черного цветов) и рабдофанита (5—10%), в незначительном количестве отмечаются циркон, апатит и пирит.

Электромагнитная фракция представлена существенно пиролюзитом и биотитом. Содержание ортита порядка 10%. В незначительных количествах присутствуют гранат (андрадит-гроссуляр) и лимонит.

В магнитной фракции магнетит составляет около 60%.

Лагерный участок характеризуется комплексным составом TR.

Редкие земли в ощутимом количестве содержатся в флюорите, апатите, цирконе и сфене. Содержание редких земель в зоне колеблется в широких пределах.

Зона брекчий подвергнута сильному гидротермальному изменению. Вокруг отдельных обломков брекчий наблюдаются обеленные, серицитизированные, ожелезненные участки. Все без исключения рудные жилы и даже слабо минерализованные трещины в щелочных сиенитах сопровождаются гидротермально измененными вмещающими породами. Эти изменения выражены пелитизацией ортоклаза, серицитизацией и мусковитизацией плагиоклаза.

По данным микроскопических наблюдений и химанализа околорудных гидротермально измененных пород установлена дифференциальная подвижность элементов. Так, например, наблюдается заметное повышение содержания кремния, алюминия и натрия и уменьшение содержания кальция и железа в контактовых щелочных порфирах по сравнению со средним содержанием указанных окислов в вулканогенной толще (табл. 65). Из гидротермальной зоны № 1 происходил вынос кремния, калия и натрия. Отмечается обогащение окислами железа (Fe^{+3}), марганца, магния, кальция, фосфора и водой. Естественно, что это обогащение указанной зоны происходит за счет концентрации флюорита, биотита, магнетита и ряда других минералов.

Следует отметить, что на значительном удалении от рудопроявления плагиноклазы сравнительно свежие, а с приближением к рудной зоне они замещаются тонкочешуйчатым серицитом. Кроме того, калиевые полевые шпаты замещаются альбитом. Альбитизация в массиве щелочных сиенитов выражена слабо.

Заметное увеличение содержания Na_2O , Al_2O_3 и SiO_2 в

контакте щелочных сиенитов с порфирами отражает процесс альбитизации ортоклаза. Так, например, количество Na_2O в контактовых породах при максимуме альбитизации достигает 6,48%, а в среднем по толще—4,53% (K_2O —примерно в равном количестве с Na_2O (6,47%), поскольку параллельно растет и количество плагиоклазов), а CaO обнаруживается в количестве следов. Как было выше отмечено, контактовые, гибридные, ороговикованные породы обогащены акцессорными минералами, в частности апатитом. По данным химического анализа установлено повышение количества P_2O_5 от слабо измененных к сильно измененным контактовым породам (табл. 65).

Таблица 65

Химический анализ щелочных сиенитов и пород контактового ореола

Окислы	Щелочные сиениты		Лейцит-цеолитовые щелочные порфиры	Зона № 1 (Лагерный участок)
	среднее по массиву	контакт с эффузивами	среднее по толще	биотит-флюоритовая
SiO_2	59,95	62,96	54,60	52,08
TiO_2	0,36	0,18	0,36	0,37
Al_2O_3	19,40	19,29	21,73	16,71
Fe_2O_3	2,12	1,66	2,53	7,18
FeO	1,33	0,57	1,86	н/о
MnO	0,15	—	0,14	1,42
MgO	0,78	0,34	0,87	3,00
CaO	2,21	0,70	3,63	5,76
K_2O	6,08	5,22	6,81	3,65
Na_2O	5,35	8,48	4,53	3,60
$\text{H}_2\text{O} + \text{ппп}$	1,57	0,62	2,55	5,72
P_2O_5	0,12	0,05	—	0,74
Сумма	99,42	100,07	99,51	100,23
Количество анализов	15	3	23	4

В зоне Лагерного проявления в гибридных породах отмечаются апатиты второй генерации, за счет которых, очевидно, растет содержание P_2O_5 .

При сравнении данных химических анализов щелочных сиенитов с таковыми контактовых эффузивов наблюдается рост содержания кремнезема и Na_2O , что объясняется кон-

тактовым метасоматозом—выносом кремнекислоты, окиси натрия и кальция из щелочных сиенитов. Опять-таки в гибридных породах происходила альбитизация полевых шпатов и образование вторичного кварца.

Итак, из приведенных выше данных видно, что в ореолах околорудного изменения вмещающих пород рудопроявления Лагерного участка можно выделить две зоны метаморфизма. Первая зона находится на небольшом удалении от рудного тела. Гидротермальный метаморфизм вмещающих щелочных порфиров выражается в серицитизации плагиоклазов, пелитизации каликатрового полевого шпата и хлоритизации темноцветных минералов.

Вторая зона расположена непосредственно вблизи рудного тела, где проявлена альбитизация полевых шпатов щелочных сиенитов.

б) Редкоземельное проявление

Омарского участка

Участок сложен вулканогенной толщей, прорванной щелочными и нефелиновыми сиенитами.

Одной из характерных особенностей этого участка является наличие многочисленных разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний. Среди этих нарушений нами выделяются два основных тектонических нарушения северо-восточного направления и одно—близширотного. Эти структуры проходят с юго-запада через Тежагетский участок в пределах приконтактной полосы щелочных сиенитов с вулканогенной толщей. Все три структуры являются одновременно зонами редкоземельной минерализации, отличающимися по вещественному составу. Нами установлены собственно биотитовая, биотит-магнетитовая и магнетитовая зоны.

1. Собственно биотитовая зона прослеживается в северо-восточном направлении около 1,5 км.

Главными минеральными компонентами зоны являются биотит, монацит, пирит, серицит, апатит, циркон, рабдофанит и рутил. Основным минералом зоны является биотит; разме-

ры его выделений составляют от долей миллиметра до 10 и более сантиметров. Края агрегатов биотита, как правило, коричневого цвета, что объясняется, очевидно, гидротермальным изменением и переходом его к вермикулитовой разности.

В ассоциации с биотитом находятся редкие вкрапленники монацита, пирита, апатита, циркона, рутила и серицита. Околорудное изменение вмещающих пород выражено весьма интенсивно. Щелочные сиениты при этом превращены в землистую рыхлую массу серого цвета. Мощность ореола гидротермального метаморфизма пород на всем протяжении зоны составляет примерно 10 м. Околорудное изменение в щелочных порфирах выражено в основном ороговикованием и скарнированием, а в щелочных сиенитах—полным выщелачиванием натрия, кремнезема и других компонентов (табл. 65).

2. Магнетит-биотитовая зона также имеет северо-восточное простирание и расположена параллельно биотитовой зоне. Она характеризуется обильной магнетит-биотитовой минерализацией с крупными (от мм до 2—3 см) идиоморфными кристаллами магнетита. Кроме магнетита и биотита зона содержит апатит, ильменит, рутил, циркон, мусковит, антимонит, брукит, родохрозит и гематит.

Мощность ореола гидротермального метаморфизма околорудных пород описываемой зоны довольно большая (50—60 м). Этот ореол охватывает всю юго-западную часть Тежакетского проявления.

3. Собственно магнетитовая зона имеет близширотное простирание и мощность 0,5—2 м. Прослеживается она по контакту щелочных сиенитов с нефелиновыми сиенитами. В этой зоне основными минеральными компонентами являются магнетит и пирит. Редко встречаются также халькопирит, апатит, циркон и рутил.

Кроме вышеперечисленных зон на Омарском участке установлено проявление редких земель в сильно измененных вулканогенных породах, имеющее площадное распространение. Гидротермальное изменение этих пород не связано с тектоническими нарушениями, породы сильно трещиноваты и заохрены. В отличие от описанных зон, где наблюдается

обильное скопление биотита и магнетита, здесь отмечаются единичные их вкрапленники.

Основная масса породы сложена из удлиненных таблитчатых кристаллов пертитового калиевого полевого шпата, в промежутках между которыми отмечаются скопления бесцветной слюды.

Часто отмечается нарушение трахитоидной структуры; по-видимому, под воздействием интрузии происходила перекристаллизация, так как наблюдается микрогранобластовая мозаичная структура породы. Биотиты сильно изменены. Хорошо наблюдается переход к вермикулиту. Рудные минералы—пирит, магнетит—сильно лимонитизированы.

Как уже отмечалось выше, на участке развиты также многочисленные мелкие тектонические трещины, выполненные рудными жилами. Следует упомянуть о жиле мощностью от 2 до 10 см, северо-восточного простирания, выполненной пиритом, халькопиритом, магнетитом, монацитом, рабдофанитом, цирконом и апатитом. Аналогичные жилы встречаются в юго-западной части Тежагетского участка.

Помимо собственно редкоземельных минералов, основными концентраторами редких земель на Омарском проявлении являются апатит и циркон. Содержание TR на участке проявления колеблется в широких пределах.

в) Редкоземельное проявление Тежагетского участка

Участок сложен вулканогенными породами—плотными пиритизированными, ороговикованными, ожелезненными, серицитизированными лейцит-цеолитовыми щелочными порфирами. Вулканогенная толща прорывается интрузией щелочных сиенитов. Отмечаются небольшие (10—20 кв. м) выходы последних у русла р. Тежагет и ее притоков.

Щелочные сиениты и вулканогенная толща прорываются дайками лейцитовых порфиров и сиенит-порфиров мощностью 5—10 м, которые прослеживаются на расстоянии 200—250 м. Сиенит-порфировые дайки имеют сравнительно ограниченное распространение и размеры.

Лейцит-цеолитовые щелочные порфиры занимают почти всю площадь рудопроявления и представлены измененными гибридизированными разностями.

Ввиду подобия химического состава слабо и сильно гидротермально измененных пород Тежагетского и других рудных участков, данные этих анализов не приводим. Укажем лишь, что сильно измененные щелочные порфиры Тежагетского участка, в отличие от таковых Лагерного участка, не обогащены кальцием.

Гидротермальное изменение вмещающих пород на описываемом участке проявилось относительно слабо, о чем свидетельствует малое количество сульфидов и невысокая степень изменения породообразующих минералов.

Тежагетский участок характеризуется редкоземельной минерализацией. На участке прослеживается продолжение тектонических структур Лагерного и Омарского участков. Минерализация и степень изменения вулканогенных пород по всему участку неодинаковы. Северо-восточная часть участка аналогична Лагерному и характеризуется минерализацией его зоны, которая на своем юго-восточном продолжении ветвится и проходит через этот участок. Редкоземельное оруденение связано с флюоритом, апатитом, цирконом и сфеном.

Юго-западная часть сходна с Омарским участком, где прослеживаются собственно биотитовая и магнетит-биотитовая зоны. Указанная часть участка характеризуется минерализацией биотита, пирита, магнетита, гематита, апатита и монацита.

Породы юго-западной части Тежагетского участка гидротермально изменены (пиритизированы, заохрены) интенсивнее, чем в северо-восточной части. Отдельные участки пород пропитаны гидроокисью железа и имеют желтоватую окраску. В местах, где породы подвергнуты сильной гидротермальной переработке, как правило, повышается содержание редких земель. Это наблюдается именно в юго-западной части Тежагетского участка.

Интересно отметить, что на описываемом участке нами обнаружен первичный кварц в виде жилы, прослеживающей-

Таблица 66

Состав редких земель в их собственных проявлениях (в ‰ к ΣTR , принятой за 100)

$TR_2O_3\%$	Породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$\Sigma Ce:\Sigma Y$	Аналитик
0,65	Гидротермально измененные брекчированные порфиры (Лагерный уч-к)	20	40	6,0	21	2,4	1,2	2,2	0,1	1,2	0,3	0,5	—	0,1	—	5	9,6	Р. Л. Баринский
0,36	Гидротермально измененные порфиры (Тежагетский уч-к)	29	43	5,0	15	2,2	0,2	2,0	—	0,4	—	0,2	—	—	—	3	16,9	
0,30	Гидротермально измененные порфиры (Омарский уч-к)	40	50	2,2	6,5	0,3	—	0,3	—	0,2	—	—	—	—	—	0,5	99	

ся на несколько метров в северо-западном направлении при мощности 10—15 см.

Таким образом, Тежагетский участок характеризуется смешанной минерализацией, переходной между минерализацией Лагерного и Омарского участков.

ГЛАВА IV

ГЕОХИМИЯ

В настоящей главе охарактеризовано поведение различных групп элементов в породах и минералах щелочного комплекса. Особое внимание обращено на поведение редких земель. Анализ распределения элементов в породах позволяет проследить некоторые черты эволюции среды, влияющей на их рассеяние или концентрацию.

В основу группировки элементов положено их геохимическое родство.

1. ГРУППА ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

(литий, рубидий, бериллий, стронций и барий)

Литий (Li). Весовой кларк лития в средних породах $2 \cdot 10^{-3} \%$. В породах Памбакского щелочного комплекса распространен неравномерно.

В нефелиновых сиенитах литий распределен крайне неравномерно. Пределы колебаний от 0,0001 до 0,008%. Литий обнаружен в экзоконтактовой зоне интрузивного массива нефелиновых сиенитов в большем количестве, чем в центральной его части.

В щелочных сиенитах кольцевой интрузии содержание лития очень низкое. В щелочных сиенитах центральной интрузии содержание его составляет 0,002% (табл. 67).

В гидротермально измененных мусковитизированных экзоконтактовых зонах содержание лития достигает макси-

мального значения—0,004%, что в два раза превышает кларковое содержание.

В нефелиновых сиенитах литий содержится в основном в биотитах, калишпатах, роговой обманке и мусковите.

Роговая обманка из пегматитов нефелиновых сиенитов содержит 0,013% лития.

В щелочных сиенитах литий связан с биотитом и полевым шпатом.

Максимальное содержание лития установлено в минералах из зон гидротермально измененных брекчированных пород. В биотитах третьей генерации Лагерного участка отмечено наибольшее количество лития (табл. 67).

В биотитах первой и второй генераций (Омарского участка) содержание лития заметно уменьшается (табл. 67).

В биотитах из слабо измененных щелочных порфиров лития 0,01%, из даек сиенит-аплитов—0,104%.

В мусковитах из Лагерного и Омарского участков содержания лития составляют от десятых до сотых долей процента. Литий установлен также в полевых шпатах и магнетитах из Лагерного участка.

Из приведенных выше данных становится очевидным, что литий существенно концентрируется в тех породах, в которых больше магниевых и магнийсодержащих минералов.

Вследствие близости ионного радиуса лития (Li^{+1} — 0,86 Å) и ионных радиусов магния (Mg^{+2} — 0,74 Å), железа (Fe^{+3} — 0,80 Å) и алюминия (Al^{+3} — 0,68 Å), он, видимо, замещает указанные элементы.

В зонах гидротермально измененных пород (щелочных порфиров) зафиксировано максимальное содержание окиси магния (3,0%) и железа (7,18%). Очевидно, поэтому наибольшее содержание лития приурочено именно к этим породам.

В щелочных сиенитах центральной интрузии содержание окислов магния (0,92%) и железа (2,37%) несколько уменьшается, однако среди интрузивных пород наибольшее содержание лития установлено в них.

По всей вероятности, постмагматические процессы вызва-

ли перераспределение и дополнительную концентрацию лития в зонах контакта интрузивов со щелочными эффузивами. Совершенно очевидно, что в указанных зонах происходил магниевый метасоматоз, о чем свидетельствует большое количество биотита в зонах дробления и роговой обманки в краевых фациях интрузивного массива нефелиновых сиенитов.

Закономерное увеличение содержания лития от ранних к поздним фазам процесса отмечается также в литийсодержащих минералах. В качестве примера можно привести биотит, в котором содержание лития растет от первой к третьей генерации.

А. И. Гинзбург (1959) указывал на постоянную ассоциацию лития и фтора. В зонах сильно измененных минерализованных пород постоянно присутствует фтор (от десятых долей до 15,0%). В зоне Лагерного участка среднее содержание фтора составляет 5,0% (по данным химических анализов технологической пробы, произведенных лабораторией ИГДАН им. Скочинского). Здесь же установлено максимальное содержание лития.

Следует отметить, что в литийсодержащих биотитах, по данным химического анализа, установлено 4,20% фтора. Эти биотиты находятся в парагенетической ассоциации с флюоритом. Очевидно, нахождение лития (0,01%) в темно-фиолетовом флюорите из щелочных сиенитов Лагерного участка объясняется механической примесью литийсодержащих слюд.

Рубидий (Rb). В породах щелочного комплекса не обнаружен. Он имеет весьма ограниченное распространение в магниевых и магнийсодержащих слюдах, где находится в тесной геохимической связи с литием. Максимальное его содержание (0,16%) отмечается в биотитах третьей генерации из гидротермально измененной флюорит-биотитовой зоны Лагерного участка.

В мусковитах из мусковитизированных нефелиновых сиенитов количество рубидия примерно в десять раз меньше, чем в упомянутых выше биотитах (табл. 67).

Бериллий (Be), в отличие от других элементов, распределен в породах и минералах массива более или менее равномерно. Кларк бериллия для литосферы $6 \cdot 10^{-4}\%$.

Наибольшее содержание бериллия отмечается в пегматитах щелочных сиенитов центральной интрузии (табл. 67).

Основная масса бериллия, как в собственно интрузивных породах, так и в пегматитах, была рассеяна в породообразующих и акцессорных минералах. Незначительная концентрация бериллия отмечается в минералах постмагматической стадии.

Геохимическая судьба бериллия, вследствие близости ионных радиусов, связана с кремнием ($\text{Be}^{+2} = 0,34 \text{ \AA}$, $\text{Si}^{+4} = 0,39 \text{ \AA}$), а также с алюминием ($\text{Al}^{+3} = 0,57 \text{ \AA}$) (В. М. Гольдшmidt, 1948 и А. А. Беус, 1956, 1958, 1960).

В породообразующих и акцессорных минералах бериллий распределен весьма равномерно. Наблюдается некоторое повышение концентрации бериллия в цирконах и сфенах.

Таким образом, при формировании щелочного комплекса Памбакского хребта содержание бериллия в породах было довольно высокое (по сравнению с кларковым содержанием по В. М. Гольдшmidt и К. Петерсу, 0,0002%).

Стронций (Sr) и барий (Ba) являются характерными элементами щелочного комплекса Памбакского хребта. Они отмечаются во всех разновидностях щелочных пород.

Весовой кларк стронция и бария, по А. П. Виноградову (1956), для пород среднего состава соответственно равен $8 \cdot 10^{-2} \%$ и $6,5 \cdot 10^{-2}$. В массиве наибольшее содержание стронция установлено в богатых нефелином сиенитах. В нормальных нефелиновых сиенитах, в щелочных сиенитах кольцевой и центральной интрузий количества их заметно уменьшаются.

Наблюдается некоторое повышение содержания стронция и бария в зонах гидротермально измененных пород. Максимальное содержание бария и стронция установлено в апатитах (второй генерации), полевых шпатах и флюоритах. По-видимому, с образованием апатитов второй генерации в контактово-метасоматической стадии происходило некоторое скопление стронция и бария, поэтому в зонах контактово-метасоматических пород выявлены самостоятельные минералы бария (барит) и стронция (баритоцелестин).

Стронций установлен в связи с поздними послемагмати-

ческими процессами—эпидотизацией и мусковитизацией пород Лагерного и Омарского участков.

В полевых шпатах содержание стронция и бария более постоянное (от 0,04 до 0,07% Sr и от 0,01 до 0,03% Ba), за исключением единичных проб из зон альбитизации полевых шпатов, где содержание стронция 0,4% и бария 0,02%.

В барите из гидротермально измененных зон содержание стронция около 1,0%, а в баритоцелестине, по данным спектрального анализа, —~5,0%.

Стронций, барий, калий и кальций имеют геохимическое сродство в силу близости размеров ионных радиусов ($\text{Sr}^{+2} = 1,20 \text{ \AA}$, $\text{K}^{+1} = 1,33 \text{ \AA}$, $\text{Ca}^{+2} = 1,04 \text{ \AA}$). Распределение стронция и бария в щелочных породах Памбакского хребта на магматическом этапе шло по пути рассеяния этих элементов в кальциевых породообразующих и акцессорных минералах.

При послемагматических процессах мусковитизации и эпидотизации нефелиновых и щелочных сиенитов в контактах с эффузивными породами, за пределами интрузивного массива происходило некоторое повышение концентрации стронция и бария, в результате чего образовались самостоятельные минералы этих элементов и заметно повысилось содержание их в кальциевых минералах измененных зон.

2. ЭЛЕМЕНТЫ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА

(скандий, титан, ванадий, хром, марганец, кобальт, никель)

Скандий (Sc). По данным многочисленных спектральных анализов пород, руд и минералов установлено, что скандий в массиве имеет ограниченное распространение и встречается лишь в породах, подвергавшихся послемагматическим изменениям. Сравнительно повышенное содержание его отмечается в сильно измененных щелочных порфирах, затем в богатых нефелином сиенитах и в зоне гидротермально измененных, брекчированных пород Лагерного участка (табл. 68).

Весовой кларк скандия, по А. П. Виноградову, для пород среднего состава равен $1,5 \cdot 10^{-3}\%$.

Скандий распределен как в породообразующих, так и в акцессорных минералах, вследствие близости его ионного

радиуса ($\text{Sc}^{+3}=0,83 \text{ \AA}$) к ионным радиусам магния ($\text{Mg}^{+2}=0,74 \text{ \AA}$) и железа ($\text{Fe}^{+2}=0,80 \text{ \AA}$).

Количество скандия в сфене из богатых нефелином сиенитов и в биотитах из измененных щелочных порфиров соответственно 0,005 и 0,0045% (табл. 68).

При формировании щелочных пород и во флюидно-гидротермальной стадии концентрация скандия была низкой.

Титан (Ti) является одним из широко распространенных элементов щелочных пород хребта. По А. П. Виноградову, весовой кларк титана для пород среднего состава $8 \cdot 10^{-1}\%$.

Содержание титана в нефелиновых и щелочных сиенитах и их пегматитах почти одинаково (табл. 68).

В сильно измененных щелочных порфирах Омарского, Тежагетского и Лагерного участков содержание титана колеблется незначительно. Наибольшее его количество установлено в богатых нефелином сиенитах, что обусловлено наличием собственных минералов титана (анатаз, ильменит, сфен).

Главная масса титана распределена в акцессорных собственно титановых и пороодообразующих минералах.

Наибольшее количество титана установлено в щелочных роговых обманках из богатых нефелином сиенитов и их пегматитов (табл. 68). Содержание титана в биотитах растет к третьей генерации. Отмечается повышенная концентрация титана в меланитах жильного типа. В меланитах вкрапленного типа содержание титана почти в десять раз меньше, чем для жильного. В полевых шпатах, цирконах, апатитах и других минералах его содержание почти постоянное. Отмечается закономерное увеличение содержания титана от ранних к поздним продуктам пород магматической деятельности и минералам последней генерации.

Ванадий (V) присутствует во всех разновидностях щелочных пород хребта. Многочисленные анализы позволили установить закономерности распределения его в щелочном комплексе в зависимости от концентрации минералов, содержащих ванадий.

Кларк ванадия, по А. П. Виноградову, в породах среднего состава $1 \cdot 10^{-2}\%$.

Содержание петрогенных элементов в главнейших типах пород
и минералах щелочного комплекса Памбакского хребта

	Содержание в весовых процентах				
	Li	Rb	Be	Sr	Ba
В породах					
Нефелиновые сиениты	0,00п	—	0,00п	0,п	0,0п
Богатые нефелином сиениты	—	—	0,00п	0,п	0,0п
Щелочные сиениты кольцевой интрузии	—	—	0,00п	0,п	0,п
Щелочные сиениты центральной интрузии	0,00п	—	0,00п	0,0п	0,0п
Пегматиты щелочных сиенитов	—	—	0,0п	0,п	0,00п
Сиенит-аплиты (дайки)	—	—	0,00п	0,п	0,00п
Слабо измененные щелочные порфиры	—	—	0,00п	0,п	0,п
Сильно измененные щелочные порфиры	—	—	0,00п	0,п	0,п
Зона гидротермально измененных брекчированных пород	0,00п	—	0,00п	0,п	0,п
В минералах					
Биотит первой генерации	0,0п	—	—	—	—
Биотит второй генерации	0,0п	—	—	—	—
Биотит третьей генерации	0,п	0,п	—	0,000п	—
Биотит из слабо измененных щелочных порфиров	0,0п	0,п	—	—	—
Мусковит	0,00п	0,0п	—	0,0п	0,0п
Полевой шпат	0,0п	—	0,000п	0,п	0,п
Флюорит (акцессорный)	—	—	0,000п	0,0п	—
Флюорит (гидротермальный)	—	—	0,00п	0,п	0,0п
Циркон	—	—	0,00п	—	0,0п
Сфен	—	—	0,00п	—	—
Апатит	—	—	—	1,0	0,0п
Монацит	—	—	0,00п	—	—
Магнетит	0,0п	—	—	—	—
Роговая обманка	0,0п	—	0,000п	0,0п	0,00п
Нефелин	—	—	0,000п	—	—

Содержание ванадия в породах различного петрографического состава различно. Наибольшее значение ванадия отмечается в гидротермально измененных щелочных порфирах эндоконтактового ореола.

В богатых нефелином сиенитах и сиенит-аплитах количество ванадия, по сравнению с контактными породами, уменьшается. Наименьшее и стабильное его содержание установле-

но в нефелиновых и щелочных сиенитах, а также их пегматитах. Устанавливается геохимическая связь ванадия с железом (Fe^{+3}) и алюминием (Al^{+3}), которые в этих породах находятся в довольно большом количестве, в магнетитах, роговых обманках, сфенах, биотитах, полевых шпатах, гранатах (меланит) и др. Fe и Al-содержащих минералах.

В этих породах ванадий находится в виде примеси в большинстве рудных и нерудных (породообразующих и акцессорных) минералах.

Следует отметить, что содержание ванадия в одних и тех же минералах из разных пород редко колеблется. Так, в магнетитах из зоны гидротермально измененных пород установлено наибольшее содержание ванадия; в магнетитах из нефелиновых сиенитов количество его резко падает (табл. 68).

Вероятно, в магматическую стадию при формировании щелочных пород концентрация ванадия была невелика, поэтому среднее содержание его в этих породах не превышает кларковое. Заметное повышение концентрации ванадия отмечается в гидротермальной и контактово-метасоматической стадиях.

Хром (Cr) не является характерным элементом для щелочных пород, однако в Памбакском щелочном комплексе Cr имеет значительное распространение. Содержание его в отдельных разновидностях пород превышает кларковое. Весовой кларк хрома, по А. П. Виноградову, — $5,6 \cdot 10^{-3}\%$.

Наибольшее содержание хрома установлено в нефелиновых щелочных сиенитах и в сильно гидротермально измененных брекчированных зонах.

Как видно из приведенных данных, распределение хрома очень неравномерное, вследствие чего частота нахождения его в пробах низкая.

Хром присутствует в минералах, содержащих титан и железо. Изоморфное замещение его объясняется близостью ионных радиусов хрома ($\text{Cr}^{+2} - 0,83\text{\AA}$, $\text{Cr}^{+3} - 0,64\text{\AA}$) титана ($\text{Ti}^{+2} - 0,73\text{\AA}$) и железа ($\text{Fe}^{+2} - 0,80\text{\AA}$, $\text{Fe}^{+3} - 0,67\text{\AA}$).

Хром установлен в биотитах, сфенах, магнетитах, роговых обманках, рутилах, эпидотах и пиритах. Содержание хрома отмечается в биотитах первой генерации, в полевошпате и роговой обманке из нефелиновых сиенитов.

Количество окиси хрома в аксессуарных магнетитах из нефелиновых сиенитов является максимальным—0,36%.

В роговой обманке из нефелиновых сиенитов содержание хрома повышенное по сравнению с таковым из более поздних пород.

Следует подчеркнуть, что содержание хрома в минералах и породах раннего магматического цикла несколько превышает кларковое, что является особенностью щелочных пород Памбакского комплекса.

Накопление хрома имело место на раннем магматическом и гидротермальном этапах минералообразования. Однако вследствие низкой концентрации хрома ни на одном из этих этапов не образовались его самостоятельные минералы.

Марганец (Mn) является одним из широко распространенных элементов. Весовой кларк марганца, по А. П. Виноградову, для пород среднего состава $1,2 \cdot 10^{-1}\%$.

Наблюдается почти равномерное распределение марганца в различных типах пород (табл. 68). В нефелиновых и щелочных сиенитах, слабо измененных щелочных порфирах, дайках лейцитовых порфиров и пегматитах щелочных сиенитов содержание марганца почти одинаковое.

В продуктах послемагматической деятельности наблюдается некоторое повышение содержания марганца. В зонах гидротермально измененных брекчированных пород содержание марганца повышается. Повышенное содержание марганца в зоне объясняется наличием марганцевых минералов—псиломелана и родохрозита. В продуктах последней фазы магматической деятельности содержание марганца увеличивается. Так, в дайках сиенит-аплитов количество марганца колеблется в пределах от 0,1 до 0,22%. Таким образом, содержание марганца увеличивается от ранних к поздним дифференциатам магмы и достигает своего максимума в послемагматической гидротермальной стадии.

Марганец отмечается во многих минералах как в породообразующих, так и в аксессуарных и рудных. В биотитах II и III генераций из сильно и слабо измененных щелочных порфиров и пегматитов щелочных сиенитов содержание марганца несколько повышенное. Здесь, очевидно, происходит изо-

морфное замещение двухвалентного железа марганцем ($Mn^{+2} - 0,91\text{\AA}$, $Fe^{+2} - 0,80\text{\AA}$).

В амфиболах (роговая обманка) марганец распределен сравнительно равномерно (табл. 68).

В магнетитах контактово-метасоматического и гидротермального генезиса из зоны Лагерного участка установлено наибольшее содержание марганца (табл. 68), в магнетитах из остальных интрузивных и эффузивных пород количество марганца уменьшается.

Содержание марганца во флюоритах различных цветов и генетических типов разное. В аксессуарных светло-фиолетовых и бесцветных флюоритах низкое. Наибольшее содержание марганца установлено во флюоритах гидротермального происхождения темного цвета (около 0,05%), а в фиолетовых и бесцветных флюоритах марганец не обнаружен.

В меланите из нефелиновых сиенитов, обогащенных нефелином, отмечается повышенное содержание марганца—порядка 1,0% (в этих породах гранат и амфибол по содержанию марганца идентичны). В гранатах нормальных нефелиновых сиенитов—0,48%, а еще ниже—в гранатах из измененных щелочных порфиров.

Характерной особенностью геохимии марганца при формировании щелочного комплекса Памбакского хребта является его низкое (ниже кларкового) содержание в породах и минералах.

Заметное повышение концентрации марганца отмечается в продуктах поздней фазы магматической деятельности—дайках. Концентрация марганца особенно повышается на этапе гидротермальной и контактово-метасоматической стадий и поэтому здесь образуются его самостоятельные минералы. На этих стадиях, кроме образования самостоятельных минералов марганца, отмечается обогащение им (в виде изоморфной примеси) минералов, содержащих железо, титан, калий, магний и другие элементы.

Кобальт (Co) встречается в нефелиновых и щелочных сиенитах, а также в сильно измененных щелочных порфирах (табл. 68). Кларк кобальта, по А. П. Виноградову, для средних пород $2 \cdot 10^{-3}\%$.

В пегматитах щелочных и нефелиновых сиенитов, дайках бостонита и сиенит-аплита кобальт отмечается в единичных пробах, либо отсутствует.

Геохимическая судьба кобальта связана с Ni^{+2} , Fe^{+2} , Ti^{+2} , Mg^{+2} , Cu^{+2} .

Кобальт отмечается в полевом шпате, эгирин-авгите и биотите (табл. 68).

В акцессорных магнетитах из нефелиновых сиенитов содержание кобальта достигает большей величины, чем из сильно измененных щелочных порфиров. Наибольшее его содержание зафиксировано в магнетитах гидротермального происхождения, из зоны гидротермально измененных, брекчированных пород Лагерного участка. Кобальт отмечается в амфиболах только из нефелиновых сиенитов. Наибольшее содержание (0,01%) кобальта связано с пиритом из гидротермально измененных щелочных порфиров.

Концентрация кобальта в магматической стадии была низкая, однако распределение его в породах и породообразующих минералах относительно равномерное. В то же время несколько повышенное содержание кобальта в полевых шпатах свидетельствует о более высокой, по сравнению с обычной, концентрации в щелочной магме.

На гидротермальном этапе концентрация кобальта была также невелика, поэтому собственных минералов он не образовал, а лишь изоморфно замещал некоторые элементы рудных минералов.

Никель (Ni). Весовой кларк никеля, по А. П. Виноградову, для пород среднего состава $5,5 \cdot 10^{-3} \%$. Он имеет почти аналогичное с кобальтом распределение в породах Памбакского хребта. Частота нахождения никеля в пробах несколько выше кобальта. В нефелиновых и щелочных сиенитах никель распределен равномерно.

В щелочном комплексе содержание никеля обусловлено наличием в нем меланита, роговой обманки, полевого шпата и магнетита. В щелочных породах концентрация никеля связана в основном с железо-магнневыми силикатами, в которых содержание никеля почти одинаковое.

Никель отмечается также в продуктах пегматитовой ста-

Содержание элементов группы железа в главнейших типах пород
и минералах щелочного комплекса Памбакского хребта

	Содержание в весовых процентах						
	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
1	2	3	4	5	6	7	8
В породах							
Нефелиновые сиениты	—	0, п	0,00п	0,0п	0,0п	0,000п	0,00п
Богатые нефелином сиениты	0,000п	0, п	0,0п	—	0,0п	0,00п	0,00п
Щелочные сиениты (кольцевая интрузия)	—	0, п	0,00п	—	0,0п	—	0,00п
Щелочные сиениты (центральная интрузия)	—	0, п	0,00п	0,0п	0,0п	0,00п	0,00п
Пегматиты щелочных сиенитов	—	0,0п	0,00п	—	0,0п	—	—
Сиенит-аплиты (дайки)	—	0, п	0,0п	0,00п	0, п	—	0,00п
Слабо измененные щелочные порфиры	0,00п	0,0п	0,00п	0,00п	0,0п	0,00п	0,00п
Сильно измененные щелочные порфиры	0,000п	0, п	0, п	0,00п	0,0п	0,000п	0,00п
Зона гидротермально измененных брекчированных пород	0,00п	0,0п	0, п	0,0п	0, п	0,00п	0,000п
В минералах							
Биотит (I-й генерации)	—	0,0п	0,00п	0,00п	0,00п	—	0,000п
Биотит (II-й генерации)	0,00п	0, п	0,00п	0,00п	0, п	—	0,000п
Биотит (III-ей генерации)	0,00п	0, п	0,00п	—	0, п	0,000п	0,000п
Роговая обманка из нефелиновых сиенитов	—	0, п	0, п	0,00п	0, п	0,000п	0,0п
Роговая обманка из богатых нефелином сиенитов	—	1,0	0,0п	0,00п	0, п	—	—
Ортоклаз из пегматитов щелочных сиенитов	—	0,00п	0,00п	—	0,00п	—	—
Нефелин из богатых нефелином сиенитов	—	0,00п	—	—	0,00п	—	—
Пироксен из щелочных сиенитов	—	0,00п	0,00п	—	0, п	—	—
Полевой шпат из пегматитов щелочных сиенитов	—	0,0п	0,00п	—	0,0п	0,00п	0,00п
Полевой шпат из нефелиновых сиенитов	—	0,0п	0,000п	0,00п	0,0п	0,00п	0,00п
Полевой шпат из сильно измененных щелочных порфиров	—	0, п	0,0п	—	0,0п	0,00п	0,00п
Полевой шпат из щелочных сиенитов	—	0,00п	0,000п	0,00п	0,0п	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8
Полевой шпат из кон- такта щелочных сие- нитов с порфирами	—	0, п	0,00п	0,00п	0,0п	—	—
Флюорит из нефелино- вых сиенитов	—	0,00п	—	—	0,00п	—	—
Флюорит из богатых не- фелином сиенитов	—	0,00п	—	—	0,00п	—	—
Флюорит из щелочных сиенитов	—	0,00п	—	—	0,0п	—	—
Флюорит из пегматитов щелочных сиенитов	—	0,00п	—	—	0,0п	—	—
Флюорит из флюорит- биотитовой жилы	—	0,0п	—	—	0, п	—	—
Флюорит из зоны гид- ротермально изменен- ных брекчированных пород	—	0,0п	—	—	0,00п	—	—

дин, но концентрируется в меньшей степени, чем в продуктах собственно магматической. Геохимическая судьба никеля связана с железом и титаном ($Ni^{+2} = 0,74\text{\AA}$, $Fe^{+2} = 0,83\text{\AA}$ и $Ti^{+2} = 78\text{\AA}$).

В зонах и сильно измененных щелочных порфирах минералами, содержащими никель, являются биотит, магнетит, рутил, лимонит, псиломелан, гематит и пирит (табл. 68).

Наибольшее количество минералов, содержащих никель, отмечено в породах, подвергнутых послемагматическим гидротермальным процессам, способствующим изоморфному замещению элементов с близкими размерами ионных радиусов. Однако концентрация никеля как в магматической стадии, так и позже, была очень низкая, о чем свидетельствует отсутствие самостоятельных минералов никеля.

3. ГРУППА ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (медь, серебро, молибден, цинк, свинец, галлий, германий, сурьма, висмут)

Медь (Cu) и молибден (Mo) не являются характерными элементами для щелочных пород Памбакского хребта. Весовой кларк, по А. П. Виноградову, для пород среднего

состава меди $3,5 \cdot 10^{-3} \%$, молибдена— $9 \cdot 10^{-5} \%$. Медь распределена равномерно во всех разновидностях щелочных пород; распределение молибдена в породах, в зависимости от времени их образования и состава, отличается от меди.

В породах ранней фазы—нефелиновых и щелочных сиенитах кольцевой интрузии, а также их пегматитах молибден не установлен, а медь составляет тысячные доли процента.

В породах поздней фазы—щелочных сиенитах центральной интрузии, их пегматитах и измененных контактовых щелочных порфирах содержания молибдена идентичны (табл. 69).

В зоне гидротермально измененных, брекчированных и в слабо измененных щелочных порфирах медь и молибден распределены более равномерно.

Молибден отмечается в полевом шпате, родохрозите и сфене из щелочных сиенитов (табл. 69). В апатите и рутиле из сильно измененных щелочных порфиров количество молибдена весьма незначительно.

Медь, по сравнению с молибденом, имеет более широкое распространение. Она отмечается также в флюоритах из гидротермально измененных брекчированных зон, но установлена только в темных и фиолетовых флюоритах гидротермального генезиса (на Лагерном участке). В аксессуарных и бесцветных гидротермальных флюоритах меди нет.

В цирконах из щелочных и нефелиновых сиенитов содержание меди составляет соответственно 0,00п% и 0,00сп%, из измененных щелочных порфиров и аплитовых даек—от 0,000п до 0,0000п%.

Содержание меди в гранатах (меланит) из нефелиновых сиенитов, обогащенных нефелином—0,007%, а из нормальных нефелиновых сиенитов—0,0014%. В апатитах из полиметаллической жилы из сильно измененных щелочных порфиров и биотит-магнетитовой зоны количество меди колеблется в пределах от 0,000п до 0,00п%.

В магнетитах медь присутствует во всех трех его генерациях.

В пиритах из зоны Лагерного участка и полиметаллической жилы содержание меди 0,0п%, из слабо измененных щелочных порфиров—порядка 0,00п%.

Из остальных минералов, содержащих медь, следует назвать амфибол (роговая обманка), эпидот, ильменит, рутил, лимонит, ортоклаз, псиломелан, галенит, сфалерит.

Гематит и полевые шпаты из пород ранней фазы магматической деятельности содержат медь в незначительном количестве, в этих же минералах из пород поздних фаз содержание ее несколько повышается.

Из приведенных выше данных явствует, что молибден был полностью распределен в магматической стадии—при формировании щелочного комплекса Памбакского хребта. Поэтому незначительное количество молибдена в виде изоморфной примеси отмечается только в акцессорных минералах.

Поведение меди в породах и минералах разного генезиса и химического состава резко отличается от молибдена тем, что медь распространена почти во всех породах и в большом количестве минералов. Наблюдается тенденция увеличения содержания меди от ранних к поздним разностям пород и минералов.

Наибольшее накопление меди имело место в контактово-метасоматической и гидротермальной стадиях минералообразования, в результате чего в зонах гидротермально измененных пород обнаружен собственный минерал меди (халькопирит) совместно с другими сульфидными минералами.

Устанавливается геохимическая связь меди ($\text{Cu}^{+1} = 0,88 \text{ \AA}$, $\text{Cu}^{+2} = 0,80 \text{ \AA}$) с цинком ($\text{Zn}^{+1} = 0,83 \text{ \AA}$), железом ($\text{Fe}^{+2} = 0,80 \text{ \AA}$), титаном ($\text{Ti} = 0,78 \text{ \AA}$), магнием ($\text{Mg}^{+2} = 0,74 \text{ \AA}$), по всей вероятности, с натрием ($\text{Na}^{+1} = 0,98 \text{ \AA}$) и др. элементами. Вследствие этого медь имеет широкое распространение в минералах, содержащих перечисленные выше элементы.

Серебро (Ag) имеет весьма ограниченное распространение в щелочных породах Памбакского хребта. Кларк серебра (для литосферы) $1 \cdot 10^{-5} \%$.

В нефелиновых сиенитах краевой фации (обогащенных нефелином) и щелочных сиенитах центральной интрузии содержание серебра почти кларковое, в пегматитах щелочных сиенитов центральной интрузии—несколько больше кларка, а в зоне гидротермально измененных щелочных порфиров

отмечается резкое повышение количества серебра (табл. 69).

В нефелиновых сиенитах серебро находится в виде изоморфной примеси в цирконе и меланите.

В щелочных сиенитах центральной интрузии и их пегматитах серебро установлено в калиевом полевом шпате и биотите (табл. 69).

В зоне гидротермально измененных пород серебро связано с большим количеством минералов—флюоритом, цирконом, биотитом, сфеном, апатитом, псиломеланом, антимонитом, галенитом, корундом, баритоцелестином, халькопиритом и анатазом.

В перечисленных минералах имеет место геохимическое родство серебра, по-видимому, с калием ($\text{Ag}^{+1} = 1,13\text{\AA}$), ($\text{K}^{+1} = 1,33\text{\AA}$), натрием ($\text{Na}^{+1} = 0,98\text{\AA}$), возможно, с кальцием ($\text{Ca}^{+2} = 1,04\text{\AA}$), медью ($\text{Cu}^{+1} = 0,98\text{\AA}$) и др.

Наличие серебра в большом количестве минералов из пород, подвергшихся гидротермальному изменению, говорит о том, что концентрация серебра в последней стадии все же была больше, нежели в ранней—магматической. Эта эволюция концентрации серебра проявляется также в увеличении его содержания в минералах поздней генерации, что наглядно проявляется при сопоставлении анализов одних и тех же минералов различного возраста.

Цинк (Zn). Поведение цинка в щелочных породах в ходе формирования щелочного комплекса и после его формирования выяснено по данным многочисленных анализов. Кларк цинка для среднего состава пород, по А. П. Виноградову, $7,2 \cdot 10^{-3} \%$.

Цинк отмечен в богатых нефелином сиенитах, в их пегматитах, щелочных сиенитах центральной интрузии и в их пегматитах, в сиенит-аплитовых дайках (табл. 69). Содержание цинка повышается от ранних к поздним фазам магматической деятельности, однако во всех разновидностях (кроме гидротермально измененных) пород отмечается его низкое (ниже кларка) содержание.

На гидротермальном этапе минералообразования концентрация цинка несколько увеличивается, вплоть до образования сфалерита. Этим обусловлено повышенное содержание цинка в зоне Лагерного участка.

Наибольшее количество цинка (0,03%) отмечается в магнетитах из зоны Лагерного участка; в магнетитах из нефелиновых сиенитов—0,02%, из пегматитов щелочных сиенитов—0,006%.

В цирконах из сиенит-аплитовой дайки содержание цинка—0,008% (иногда несколько больше). Вероятно, здесь цинк изоморфно замещает цирконий ($Zn^{+2}=0,83 \text{ \AA}$, $Zr^{+4}=0,82 \text{ \AA}$).

В биотитах содержание цинка колеблется в незначительных пределах (от 0,005 до 0,008%). Близость ионных радиусов железа ($Fe^{+2}=0,80 \text{ \AA}$), магния ($Mg^{+2}=0,74 \text{ \AA}$) к ионному радиусу цинка позволяет последнему изоморфно замещать их. В меланите из богатых нефелином сиенитов количество его составляет 0,007%. Здесь также геохимическая судьба цинка связана с железом.

В мангано-ильменитах из пегматитов нефелиновых сиенитов содержание цинка 0,01%, а из пегматитов щелочных сиенитов—0,007%.

В псиломеланах из измененных щелочных порфиров и флюоритовой жилы в щелочных сиенитах содержание цинка соответственно 0,15 и 0,015%. Здесь цинк может замещать марганец ($Mn^{+2}=0,91 \text{ \AA}$). Из остальных цинкосодержащих минералов можно назвать гематит, халькопирит, пирит и полевые шпаты.

Тенденция в распределении цинка та же, что и у других описанных ранее металлогенных элементов: его концентрация увеличивается от продуктов собственно магматического этапа к продуктам гидротермальной деятельности.

Свинец (Pb). Наблюдается общая закономерность в распределении свинца и меди в породах щелочного комплекса Памбака. Весовой кларк свинца, по А. П. Виноградову, для среднего состава пород $1,6 \cdot 10^{-3} \%$.

Концентрация свинца заметно увеличивается от ранних к поздним продуктам магматической и постмагматической деятельности, и наибольшее его содержание связано с послемагматическими процессами (табл. 69).

В сравнительно слабо измененных щелочных порфирах содержание свинца колеблется от 0,003 до 0,008%, а в зоне сильно гидротермально измененных брекчированных пород содержание свинца около 0,02%.

В нефелиновых и щелочных сиенитах наличие свинца связано с меланитом, калиевым полевым шпатом, сфеном, магнетитом. В сиенит-аплитовых дайках присутствие свинца связано только с цирконом.

В зонах гидротермально измененных пород щелочных порфиров свинец содержится во многих породообразующих, рудных, акцессорных и вторичных минералах. В зоне Лагерного участка в фиолетовых гидротермальных флюоритах третьей стадии совместно с медью содержится и свинец.

В биотитах из магнетит-биотитовой зоны и слабо измененных щелочных порфиров свинец присутствует почти в равных количествах.

Следует указать, что биотиты из интрузивных пород либо не содержат свинца, либо содержат в очень незначительном количестве. В апатитах из сильно измененных щелочных порфиров и магнетит-биотитовой зоны содержание свинца соответственно составляет 0,001 и 0,002%.

Наибольшее содержание свинца отмечено в антимоните—3,0% из зоны Лагерного участка и сфалерите. Свинец обнаружен также в барите, гематите, нефелине, лейците и пирите. В перечисленных минералах свинец находится в основном в виде изоморфной примеси, замещая следующие элементы, ионные радиусы которых близки к свинцу: в калиевых полевых шпатах свинец, очевидно, ($Pb^{+2} = 1,26 \text{ \AA}$) изоморфно замещает калий ($K^{+1} = 1,33 \text{ \AA}$).

В меланитах (гранат), флюоритах, апатитах и лейцитах кальций ($Ca^{+2} = 1,04 \text{ \AA}$), в цирконах—цирконий ($Zr^{+4} = 0,82 \text{ \AA}$, $Pb^{+4} = 0,76 \text{ \AA}$), в баритах—барий ($Ba^{+2} = 1,38 \text{ \AA}$) и т. д.

Как указывалось выше, свинец, как и медь, максимально концентрируется в гидротермальной стадии, поэтому здесь образовался собственный минерал свинца—галенит. Однако он имеет лишь минералогическое значение, поскольку гидротермальные растворы вообще были бедны свинцом.

Галлий (Ga) является одним из самых распространенных элементов щелочных пород Памбакского хребта. Весовой кларк галлия, по А. П. Виноградову, для пород среднего состава $2 \cdot 10^{-3} \%$.

Наибольшее количество галлия установлено в богатых нефелином сиенитах.

Известно, что галлий изоморфно замещает алюминий ($Al^{+3}=0,57 \text{ \AA}$, $Ga^{+3}=0,62 \text{ \AA}$), возможно, и трехвалентное железо ($Fe^{+3}=0,67 \text{ \AA}$).

Приведенные выше элементы присутствуют в составе многих породообразующих, аксессуарных и рудных минералов, по количеству которых можно судить о содержании галлия в породах щелочного комплекса.

Наибольшее содержание галлия отмечается в меланитах, нефелинах, полевых шпатах и амфиболах. Полевые шпаты из пегматитов щелочных сиенитов содержат почти в десять раз более галлия, чем полевые шпаты из других пород (табл. 69).

Галлий отмечен также в сфенах из щелочных сиенитов центральной интрузии в очень незначительном количестве.

В амфиболах из нефелиновых сиенитов содержание галлия наибольшее—0,005%, а из сильно измененных щелочных порфиров—0,001%.

Галлий установлен также в мусковите, ортоклазе, псидомелане, корунде, гематите, нефелине и лейците.

Таким образом, в пегматитах щелочных сиенитов отмечается наибольшее содержание галлия, что указывает на накопление его в конце магматического процесса.

Германий (Ge) в породах не обнаружен. Германий установлен только в меланите. Содержание его в меланите из нефелиновых сиенитов и их разностей, обогащенных нефелином, составляет $4 \cdot 10^{-4} \%$. Следует отметить, что концентрация германия весьма ничтожная и отмечается лишь в продуктах контактово-метасоматического процесса.

Сурьма (Sb) в породах щелочного комплекса не установлена. Основная концентрация сурьмы отмечается в минералах из гидротермально измененных и метасоматических пород.

В зонах гидротермально измененных брекчированных пород Лагерного и Омарского участков установлен собственно сурьмяной минерал-антимонит. В других минералах этих пород содержание сурьмы в виде изоморфной примеси незначительно. Так, например, в биотите последней генерации из

зоны № 1 Лагерного участка содержание сурьмы—0,0005%, в остальных биотитах ранней генерации сурьма не установлена.

В галенитах и сфалеритах из трех участков—0,01%; в пирите последней генерации из Тежагетского и Омарского участков—0,001—0,002%. В пелитизированных, серицитизированных полевых шпатах из зон Лагерного и Тежагетского участков содержание сурьмы 0,002%. Следует отметить, что полевые шпаты из зоны Лагерного участка более интенсивно изменены, чем полевые шпаты Тежагетского участка; кроме того, концентрация сурьмы в гидротермальных растворах Лагерного участка, видимо, была несколько повышенной, о чем свидетельствует наличие антимонита.

Вследствие этого наблюдается некоторое повышение содержания сурьмы в минералах, в частности в полевых шпатах из Лагерного участка. В баритоцелестине из Тежагетского участка—0,01%; в меланитах из метасоматических пород нефелиновых сиенитов содержание сурьмы колеблется от 0,017 до 0,003%.

Таким образом, геохимическая судьба сурьмы связана в основном с рудными минералами послемагматической—гидротермальной стадии.

Висмут (Bi) в породах Памбакского хребта не отмечается. Незначительная концентрация висмута, видимо, была в послемагматической гидротермальной стадии. В минералах, принимавших участие в формировании щелочного комплекса Памбакского хребта, висмут не установлен.

Висмут установлен в галените из гидротермально измененных, минерализованных пород. Висмут изоморфно замещает свинец в силу близости размеров их ионных радиусов ($\text{Bi}^{+3} = 1,20 \text{ \AA}$, $\text{Pb}^{+2} = 1,26 \text{ \AA}$).

В пирите второй генерации из магнетит-биотитовой зоны Омарского участка обнаружено 0,003% Bi. По данным многочисленных анализов в пирите первой генерации висмут не отмечен.

В стадию контактово-метасоматического процесса имело место некоторое накопление висмута, вследствие чего в эпидоте установлено 0,001% висмута. В полевом шпате (только в одной пробе) из зоны № 1 Лагерного участка со-

Содержание халькофильных элементов в главнейших типах пород и минералах щелочного комплекса
Памбакского хребта

	Содержание в весовых процентах									
	Cu	Mo	Ag	Zn	Pb	Ga	Ge	Sn	Sb	Bi
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
В породах										
Нефелиновые сиениты	0,00п	—	0,000п	0,00п	0,00п	0,00п	—	0,00п	—	—
Богатые нефелином сиениты	0,00п	0,00п	0,0000п	0,00п	0,00п	0,00п	—	—	—	—
Щелочные сиениты кольцевой интрузии	0,00п	0,000п	—	0,00п	0,00п	0,00п	—	—	—	—
Щелочные сиениты центральной интрузии	0,00п	—	0,0000п	0,00п	0,0п	0,00п	—	0,00п	—	—
Пегматиты щелочных сиенитов	0,00п	—	0,0000п	0,00п	0,00п	0,0п	—	—	—	—
Сиенит-аплиты (дайки)	0,00п	0,000п	—	0,00п	0,00п	0,0п	—	—	—	—
Слабо измененные щелочные порф.	0,00п	0,00п	0,00п	0,00п	0,00п	0,00п	—	0,00п	—	—
Сильно измененные щелочные порф.	0,00п	0,00п	—	0,00п	0,00п	0,00п	—	—	—	—
Зона гидротермально измененных брекчированных пород	0,0п	0,00п	0,00п	0,0п	0,0п	0,00п	—	—	—	—
В минералах										
Биотит (I-ой генерации)	0,000п	—	0,000п	0,00п	—	0,00п	—	—	—	—
Биотит (II-ой генерации)	0,00п	—	—	0,00п	0,00п	0,00п	—	—	—	—
Биотит (III-й генерации)	0,00п	—	0,000п	0,00п	0,00п	0,00п	—	—	0,000п	—
Роговая обманка из нефелиновых сиенитов	0,00п	—	—	0,00п	0,00п	0,00п	—	0,000п	—	—
Роговая обманка из богатых нефелином сиенитов	0,000п	—	—	0,0п	—	0,00п	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Роговая обманка из пегматитов нефелиновых сиенитов	0,000п	—	—	0,00п	—	0,00п	—	—	—	—
Нефелин из богатых нефелином сиенитов	0,00п	—	0,000п	—	0,00п	0,000п	—	—	—	—
Полевой шпат из нефелиновых сиенитов	0,00п	—	—	—	0,0п	0,00п	—	0,00п	—	—
Полевой шпат из щелочных сиенитов	0,00п	0,000п	0,000п	—	0,0п	0,0п	—	0,00п	—	—
Полевой шпат из щелочных порфиров	0,00п	—	—	0,0п	0,00п	0,00п	—	0,00п	—	—
Псиломелан из измененных щелочных порфиров	0,00п	—	0,000п	0,0п	0,0п	0,00п	—	—	—	—
Псиломелан из зоны гидротермально измененных брекчированных пород	0,00п	—	0,00п	0,п	0,0п	—	—	—	—	—
Галенит из зоны гидротермально измененных брекчированных пород	0,000п	—	0,00п	—	—	—	—	—	0,0п	0,00п
Сфалерит из зоны гидротермально измененных брекчированных пород	0,00п	—	—	—	0,0п	—	—	—	0,0п	—
Родохрозит из магнетит-биотитовой зоны	0,000п	0,00п	—	—	—	—	—	0,00п	—	—
Пирит из магнетит-биотитовой зоны	0,0п	—	—	—	0,00п	—	—	—	—	—
Пирит из измененных щелочных порфиров	0,0п	—	0,000п	0,00п	0,00п	—	—	—	0,00п	0,00п
Сфен из нефелиновых сиенитов	0,00п	—	—	—	—	0,000п	—	0,000п	—	—
Сфен из богатых нефелином сиенитов	—	—	—	—	—	0,000п	—	0,00п	—	—
Сфен из щелочных сиенитов	0,000п	0,000п	—	—	0,000п	0,000п	—	0,00п	—	—
Меланит из нефелиновых сиенитов	0,00п	—	0,00п	—	0,0п	0,00п	0,000п	0,000п	0,00п	—
Меланит из богатых нефелином сиенитов	0,00п	—	0,00п	—	0,0п	0,00п	0,000п	—	0,0п	—
Меланит из меланитовой прожилки	0,00п	—	0,00п	—	0,0п	0,00п	—	0,000п	0,00п	—

держание висмута—0,001%. В единичных пробах магнетита из пегматитов нефелиновых сиенитов висмут установлен в количестве 0,001%. Наличие висмута в пирите, магнетите, эпидоте и полевом шпате, по-видимому, объясняется возможностью замещения висмутом железа ($\text{Bi}^{+5} = 0,74 \text{ \AA}$, $\text{Fe}^{+2} = 0,80 \text{ \AA}$).

По поводу изоморфного замещения разновалентных элементов с близкими размерами ионных радиусов следует упомянуть высказывание Г. Б. Бокия (1957), который считает такое явление особенностью геохимии висмута при формировании пород щелочного комплекса. Нужно отметить его полное отсутствие на ранних этапах магматической деятельности; он проявлен лишь в пегматитовой стадии в незначительном количестве. В послемагматической стадии отмечается тенденция повышения его концентрации, которая однако не была достаточной для образования самостоятельных минералов. Распределение висмута в основном шло по пути рассеяния его в сульфидных минералах.

4. ГРУППА РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (олово, цирконий, гафний, ниобий, тантал)

Олово (Sn) в породах Памбакского хребта имеет ограниченное распространение. Наибольшее содержание олова установлено в гидротермально измененных породах зоны Улашикского разлома. В щелочных и нефелиновых сиенитах олово распределено крайне неравномерно. В пределах зоны Улашикского разлома (верховья р. Улашик) щелочные и нефелиновые сиениты содержат олова от 0,001 до 0,005%, в среднем соответственно 0,0023 и 0,001%. В пегматитах и пегматоидных разностях этих же пород олово не отмечается. Указанный разлом проходит по контакту щелочных сиенитов с нефелиновыми. При удалении от контакта к центру интрузии содержание олова резко падает. В слабо измененных щелочных порфирах Тежагетского участка содержание олова (из 64 проб установлено в трех)—0,001%. По данным многочисленных спектральных анализов наличие олова не установлено в остальных щелочных породах.

В указанных выше породах основными концентраторами олова являются сфен, полевой шпат, гранат (меланит), нефелин, магнетит и родохрозит.

Заметим, что наличие олова в указанных минералах установлено из определенных (метасоматических и гидротермальных) пород, связанных с послемагматическими процессами.

В сфенах из пегматитов и пегматоидных пород щелочных сиенитов содержание олова колеблется от 0,001 до 0,015%. Установлено, что сфены, содержащие олово, неэлектромагнитны, а электромагнитные сфены, по данным спектрального анализа, как правило, олова не содержат. В сфенах олово замещает четырехвалентный титан ($\text{Sn}^{+4} = 0,67 \text{ \AA}$, $\text{Ti}^{+4} = 0,64 \text{ \AA}$), ионный радиус которого очень близок к радиусу олова. В электромагнитных сфенах содержание железа по сравнению с обыкновенными сфенами выше; очевидно, в этом случае изоморфного замещения титана оловом не происходит. Эту геохимическую особенность, по-видимому, можно объяснить близостью размеров ионных радиусов олова и титана.

В случае, когда концентрация олова больше, чем железа, титан замещается первым.

Другим концентратором олова в вышеуказанных породах является полевой шпат.

Любопытно, что олово отмечается в полевых шпатах только из гидротермально измененных пород трех участков; содержание его здесь иногда достигает 0,002%. В полевых шпатах олово, очевидно, замещает кальций ($\text{Ca}^{+2} = 1,04 \text{ \AA}$, $\text{Sn}^{+2} = 1,02 \text{ \AA}$).

В гранатах (меланит) из нефелиновых сиенитов, обогащенных нефелином, олово (0,001%) находится в изоморфной примеси либо с железом ($\text{Fe}^{+3} = 0,67 \text{ \AA}$), либо с кальцием.

Олово установлено в магнетите и родохрозите из зоны Лагерного участка.

В процессе формирования щелочного комплекса Памбакского хребта концентрация олова была в общем невелика. Ни на одном этапе магматической и постмагматической

деятельности не произошло большого накопления его, достаточного для образования самостоятельных минералов*.

Цирконий (Zr) и гафний (Hf). Известно, что существует тесная геохимическая связь между этими элементами, ввиду одинаковых значений их ионных радиусов ($Zr^{+4} = 0,82\text{\AA}$ и $Hf^{+4} = 0,82\text{\AA}$).

Главная масса циркония в щелочных породах сконцентрирована в цирконе.

Гафний, ввиду малой концентрации его, самостоятельных минералов не образует, а присутствует в виде изоморфной примеси, главным образом в цирконе и цирконийсодержащих минералах.

Максимальное содержание циркония установлено в пегматитах щелочных сиенитов центрального интрузива (0,72%). В богатых нефелином сиенитах количество циркония—0,48%, в щелочных сиенитах кольцевой интрузии—0,29%, центральной—0,41%, в нормальных нефелиновых сиенитах—0,24%, в псевдолейцитовых сиенитах—0,22%. В дайках сиенит-аплитов, лейцитовых порфиров, сиенит-порфиров и бостонитов содержание циркония колеблется в пределах от 0,12 до 0,24%.

Основная масса циркония в перечисленных породах сосредоточена в цирконе и менее — в бадделеите. По данным спектрального анализа, цирконий установлен в следующих минералах: биотите, сфене, меланите, магнетите, роговой обманке, рутиле, лимоните, бруките, гематите, полевых шпатах, анатазе и др. (табл. 70).

Гафний концентрируется в основном в цирконах из пегматитов щелочных и нефелиновых сиенитов.

Заслуживает внимания изменение содержания гафния в различных цирконах. В цирконах коричневого и розового цветов из щелочных сиенитов центральной интрузии установлено наибольшее содержание гафния (1,0%). Содержание гафния в цирконах из богатых нефелином сиенитов 0,72—

* В 1947 г. А. Г. Мидьяном установлено самородное олово из протоочек щелочных пород Памбакского хребта и в аллювии рек, размывающих Тежакетский массив.

Содержание редких элементов в главнейших типах пород и минералах
щелочного комплекса Памбакского хребта

	Содержание в весовых процентах		
	Zr	Ni	Nb
В породах			
Нефелиновые сиениты	0,п	—	—
Богатые нефелином сиениты	0,п	—	—
Щелочные сиениты кольцевой ин- трузии	0,п	—	—
Щелочные сиениты центральной ин- трузии	0,п	—	—
Пегматиты щелочных сиенитов	0,п	—	—
Сиенит-аплиты (дайки)	0,п	—	—
Слабо измененные щелочные пор- фиры	0,п	—	—
Сильно измененные щелочные пор- фиры	0,п	—	—
Зона гидротермально измененных брекчированных пород	0,п	—	—
В минералах			
Биотит из измененных щелочных порфиров	0,000п	—	0,000п
Биотит второй генерации	0,00п	—	—
Биотит третьей генерации	0,00п	—	—
Амфибол из нефелиновых сиенитов	0,0п	—	0,000п
Амфибол из богатых нефелином сиенитов	0,0п	—	—
Амфибол из пегматитов нефелино- вых сиенитов	0,00п	—	—
Сфен из нефелиновых сиенитов	0,п	0,00п	0,0п
Сфен из богатых нефелином сиенитов	0,п	0,00п	0,0п
Сфен из щелочных сиенитов	0,п	0,п	0,0п
Сфен из щелочных порфиров	0,00п	—	—
Меланит из нефелиновых сиенитов	0,п	—	—
Меланит из богатых нефелином си- енитов	0,0п	—	—
Циркон из нефелиновых сиенитов	—	0,0п	—
Циркон из богатых нефелином сиенитов	—	0,п	—
Циркон из пегматитов нефелиновых сиенитов	—	0,п	—
Циркон из щелочных сиенитов	—	0,п	—
Циркон из пегматитов щелочных сиенитов	—	0,п	—
Ильменит из магнетит-биотитовой зоны	—	—	0,0п
Рутил из магнетит-биотитовой зоны	—	—	0,0п
Брукит из магнетит-биотитовой зоны	0,0п	—	0,0п
Анализ из магнетит-биотитовой зоны	0,00п	—	0,0п

0,92%. Гафний установлен также в сфенах из нефелиновых и щелочных сиенитов и в бадделите (табл. 70).

Следует отметить, что содержание циркония в щелочных сиенитах центральной интрузии и их пегматитах выше, чем в нефелиновых сиенитах. В минералах циркония из этих же пород содержание гафния также выше, чем в остальных.

Ниобий (Nb) и тантал (Ta). В минералах щелочных пород тантал не установлен, по-видимому, вследствие весьма низкой его концентрации. Ниобий, напротив, образовал, хотя и редко встречающиеся, самостоятельные минералы — пирохлор и самарскит.

Ввиду того, что ионный радиус ниобия ($Nb^{+4} = 0,67 \text{ \AA}$) близок к ионному радиусу титана ($Ti^{+2} = 0,64 \text{ \AA}$), железа ($Fe^{+3} = 0,67 \text{ \AA}$) и марганца ($Mn^{+4} = 0,52 \text{ \AA}$ и $Mn^{+3} = 0,70 \text{ \AA}$), он распределен в основном в минералах этих элементов.

Наибольшая концентрация ниобия отмечается в минералах, содержащих титан (сфен и др.), в основном из нефелиновых сиенитов.

В ильмените и манганонильмените соответственно содержится ниобия 0,002% и 0,01%, в рутилах — 0,011%, в бруките — 0,015%, анатазе — 0,015%.

5. ГРУППА РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ (TR)

Выявление закономерностей распределения редких земель в щелочных породах Памбакского хребта являлось одной из основных задач настоящей работы.

Основными объектами исследования были ранее выявленные проявления Лагерного, Тежагетского и Омарского участков Тежсарского интрузивного массива. С целью установления закономерностей распределения редкоземельных элементов на всех этапах развития магматического и послемагматического процессов нами проводились более широкие исследования с охватом всех петрографических разновидностей пород для выяснения эволюции развития редких земель от ранних к поздним интрузивным и эффузивным породам щелочного комплекса.

По данным химического и рентгено-спектрального анализов, содержание редких земель в породах распределяется следующим образом (табл. 71).

Содержание редких земель (TR) Таблица 71
Химические анализы на редкие земли в главнейших типах пород
Тежагетского и Намского хребта

Наименование пород	Содержание редких земель		
	максимум	минимум	среднее
Нефелиновые сиениты	0,123	0,065	0,092
Богатые нефелином сиениты	0,170	0,064	0,115
Щелочные сиениты кольцевой интрузии	—	—	0,016
Щелочные сиениты центральной интрузии	0,47	0,07	0,181
Пегматиты щелочных сиенитов	—	—	0,187
Сиенит-аплиты	—	—	0,08
Сильно измененные щелочные порфиры	0,123	0,07	0,094
Гидротермально измененные брекчированные породы (Лагерный участок)	3,828	0,026	0,72
Гидротермально измененные порфиры (Тежагетский участок)	5,8	0,09	0,43
Гидротермально измененные порфиры (Омарский участок)			
а) магнетит-биотитовая зона	0,09	0,03	0,055
б) биотитовая зона	0,2	0,03	0,104

**) По результатам химических анализов.*

Максимальное содержание редких земель установлено в гидротермально измененных брекчированных породах Лагерного и Тежагетского участков. Минимальное их количество отмечается в щелочных сиенитах кольцевой интрузии и нефелиновых сиенитах.

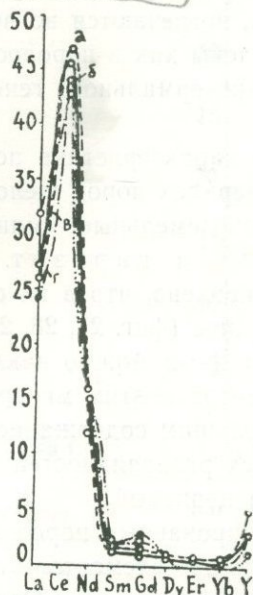
Концентрация TR несколько повышается в щелочных сиенитах центральной интрузии и в их пегматитах.

Становится очевидным, что содержание редких земель растет от ранних к поздним по времени образования породам и постмагматическим гидротермально измененным разностям.

По данным химического и рентгено-спектрального анализов установлено, что во всех разностях пород редкие земли

в основном являются цериевыми (80—90%) и лишь незначительный процент их составляют иттриевые TR (фиг. 26).

В породах Памбакского хребта обнаружены все редкоземельные элементы, кроме тулия и лютеция. Во всех разновидностях пород отмечается преимущественное содержание церия, лантана и неодима, которые составляют примерно 80% общей суммы редких земель. Крайне неравномерно рас-



Фиг. 26. Изменение состава TR в породах щелочного комплекса Памбакского хребта: а) богатые нефелином сиениты; б) нефелиновые сиениты; в) щелочные сиениты; г) пегматиты щелочных сиенитов.

пределение гольмия, который отсутствует в проявлениях Лагерного и Омарского участков; установлен на Тежагетском проявлении и в нефелиновых сиенитах. Содержание празеодима в породах заметно увеличивается с увеличением неодима при уменьшении относительной концентрации церия и лантана.

Аналогичное явление наблюдается также в концентрации гадолиния, наибольшее содержание (2,4% от суммы TR) которого отмечается в пегматитах щелочных сиенитов.

В породах щелочного комплекса встречается целый ряд собственно редкоземельных минералов преимущественно цериевой группы, а также минералы, содержащие TR.

Собственно редкоземельные минералы выявлены в нефелиновых и щелочных сиенитах, их пегматитах, щелочных порфирах и редкоземельных проявлениях трех участков.

Минералы, содержащие редкоземельные элементы в тех или иных количествах, встречаются во всех разностях пород. Редкие земли установлены как в породообразующих и акцессорных минералах гидротермального генезиса, так и в гипергенных минералах.

Ниже приводится характеристика поведения редких земель в различных минералах пород щелочного комплекса.

1. Собственно редкоземельные минералы — монацит, ортит, рабдофанит и паризит. Рентгеноспектральными анализами установлено, что в их составе преобладают элементы цериевой группы (фиг. 27, 28, 29, 30).

Из приведенных данных можно заключить, что состав редкоземельных элементов в этих минералах явно селективный — цериевый, с небольшим содержанием иттриевых земель.

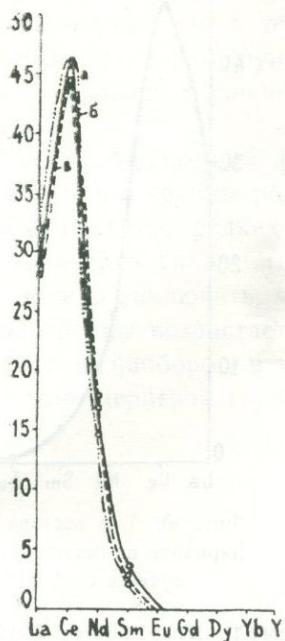
В монаците из всех разновидностей пород состав редких земель исключительно цериевый.

В ортите из брекчированных пород Лагерного проявления состав редкоземельных элементов лантан-цериевый. В ортите из магнетит-биотитовой зоны Омарского проявления и из пегматондных щелочных сиенитов центральной интрузии качественный состав редкоземельных элементов почти идентичен.

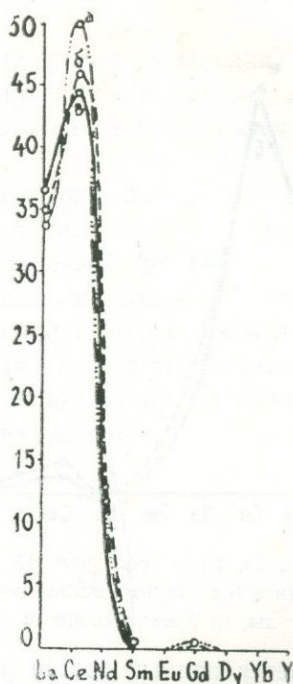
Здесь в составе TR отмечают элементы иттриевой группы.

В рабдофаните из брекчированной зоны Лагерного проявления присутствуют редкоземельные элементы цериевой группы и два элемента (гадолиний и диспрозий) — иттриевые. Рабдофанит из полиметаллической жилы Омарского проявления несколько отличается от первого присутствием иттербия и иттрия.

Состав редкоземельных элементов в паризите является существенно цериевым.



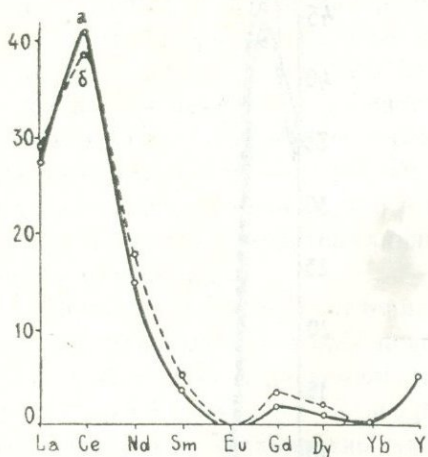
Фиг. 27. Типы составов TR в монаците из: а) полиметаллической жилы; б) магнетита биотитовой зоны; в) нефелиновых сиенитов.



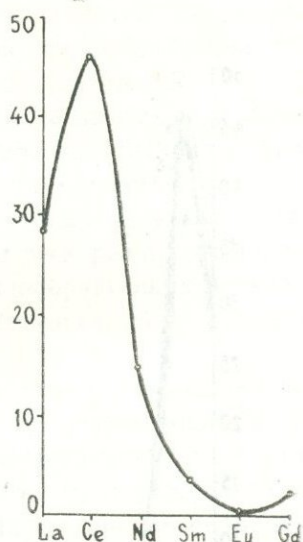
Фиг. 28. Типы составов TR в ортите из: а) щелочных сиенитов; б) магнетит-биотитовой зоны; в) брекчированной зоны.

Таким образом, изучение собственно редкоземельных минералов показало, что они являются в основном резко селективными—цериевыми; иттриевые земли в них либо отсутствуют, либо играют подчиненную роль.

Состав и содержание редкоземельных элементов в их собственных минералах иногда меняется в зависимости от условий и времени образования последних. Например, рабдофанит из проявления Лагерного участка содержит иттриевую группу редких земель—гадолиний и диспрозий. В рабдофаните из полиметаллической жилы Омарского проявления от-



Фиг. 29. Типы составов TR в рабдофаните из: а) полиметаллической жилы, б) брекчированной зоны.



Фиг. 30. Тип состава TR в паризите из пегматитов щелочных сиенитов.

мечается полный состав редких земель иттриевой группы—гадолиний, диспрозий, иттербий и иттрий.

Определенные различия в составе редкоземельных минералов наблюдаются в продуктах гидротермальной деятельности на участках проявлений.

На проявлении Лагерного участка установлено два редкоземельных минерала—ортит и рабдофанит, из которых ортит является резко селективным цериевым, а рабдофанит—селективным цериевым минералом с небольшим содержанием гадолиния и диспрозия.

В монацитах из различных пород соотношение церия к лантану (Ce:La) постоянное (1:0,5).

На Омарском проявлении редких земель установлено три собственно редкоземельных минерала—монацит, ортит и рабдофанит.

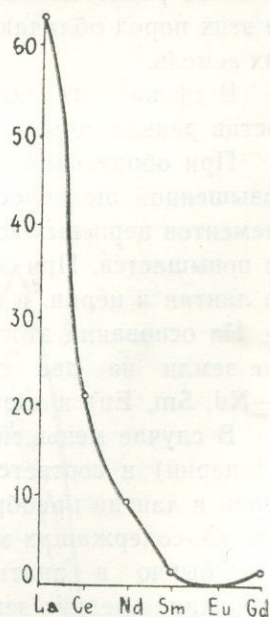
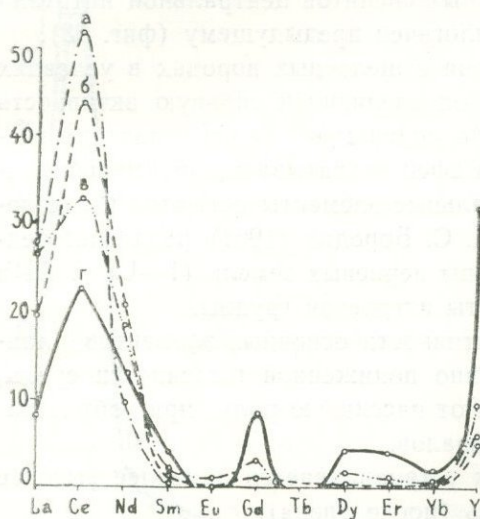
2. Минералы, содержащие TR. Во флюорите поведение редких земель вызывает определенный интерес, поскольку наблюдаются закономерности изменения их крайне неравно-

мерного состава и содержания в зависимости от генезиса и цвета флюоритов (фиг. 31).

Установлено, что в темных флюоритах содержание редких земель иттриевой группы находится или в равном количестве с цериевой группой редких земель, или несколько повышенное.

В темно-фиолетовых флюоритах содержание редких земель иттриевой группы резко падает и, наоборот, увеличивается содержание редких земель цериевой группы.

Анализируя данные (приведенные в главе «Минералогия»), можно заключить, что содержание редких земель иттриевой группы возрастает от белых к черным разностям флюорита и, наоборот, в этом же направлении уменьшается содержание цериевой группы редких земель.



Фиг. 31. Типы составов ТР в флюорите: а) флюорит темный; б) флюорит темно-коричневый; в) флюорит фиолетовый; г) флюорит белый.

Фиг. 32. Тип состава ТР в биотите.

Во всех флюоритах наблюдается следующее количественное соотношение между редкоземельными элементами це-

риево́й группы: $Ce > La > Nd > Pr$, причем те элементы, которым присущи более щелочные свойства (лантан и церий), в количественном отношении значительно преобладают над остальными элементами той же группы.

В биотитах из проявления Лагерного участка отмечается содержание редких земель (0,030%) исключительно цериевой группы с резко лантановым максимумом (фиг. 32). Лантановый максимум резко отличает спектр TR биотита от всех других минералов. Это, очевидно, объясняется изменением химизма среды и соответствующим изменением активности редкоземельных элементов.

В сфенах из богатых нефелином сиенитов, по данным рентгеноспектрального анализа, установлено наибольшее количество редкоземельных элементов (ΣTR_2O_3 3,12%). Сфены из этих пород обладают селективным цериевым составом редких земель.

В сфенах из щелочных сиенитов центральной интрузии состав редких земель аналогичен предыдущему (фиг. 33).

При образовании сфена в щелочных породах в условиях повышенной щелочности, определяющей сильную активность элементов цериевых земель, содержание церия и лантана резко повышается. При этом сфен захватывает преимущественно лантан и церий, а остальные элементы остаются в растворе. На основании этого Л. С. Бородин (1961) разделяет редкие земли на две группы цериевых земель (1—La, и Ce и 2—Nd, Sm, Eu) и элементы иттриевой группы.

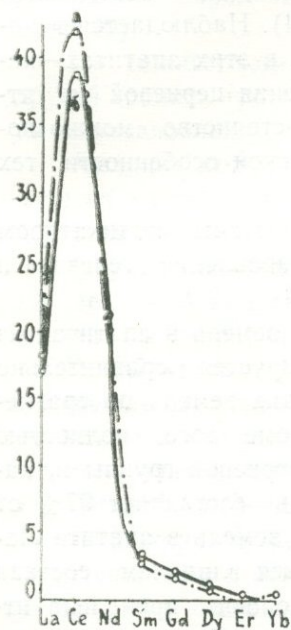
В случае меньшей активности основных элементов (лантан-церий) и соответственно пониженной щелочности среды, церий и лантан приобретают пассивную роль при образовании р.з.-содержащих минералов.

Обычно в апатитах устанавливается наиболее высокое содержание редких земель (после сфена).

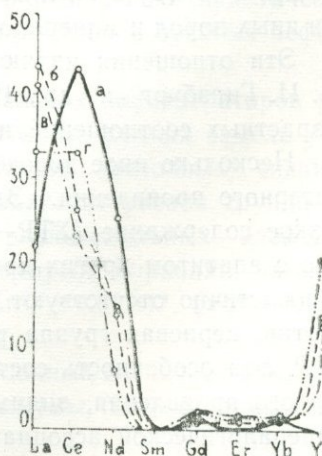
Максимальное содержание редких земель установлено в апатитах из магнетит-вермикулитовой зоны. Из них 66% составляют церий и лантан (Ce —33% и La —33% от суммы редких земель). Количество редких земель иттриевой группы составляет 24% от суммы TR. Ведущая роль в иттриевой группе принадлежит иттрию.

В апатитах из биотитовой зоны Омарского проявления содержание ΣTR 1,46%, количественное соотношение редких земель цериевой и иттриевой групп почти такое же, как и в предыдущем апатите (TR_{Ce} 83,8% и TR_Y 16,2%). Однако здесь отмечается максимальное значение лантана (41% от ΣTR) против 25% церия от ΣTR . Установлено также, что в пределах проявления Омарского участка на отдельных аномальных минерализованных зонах отмечается резкое повышение содержания вторичного апатита. В нем концентрация редких земель иногда доходит до 3,0% (фиг. 34).

Подобное скачкообразное изменение состава и содержания редких земель в минералах одного и того же генезиса объясняется резким изменением характера среды минералообразования.



Фиг. 33. Типы составов TR в сфене из: а) щелочных сенинтов; б) богатых нефелином сенинтов.



Фиг. 34. Типы составов TR в апатите из: а) проявления Лагерного участка; б) проявления Тежагетского участка; в) магнетит-вермикулитовой зоны; г) биотитовой зоны.

Судя по данным Э. Е. Вайнштейна, А. И. Тугаринова, Н. В. Туранской (1955) и ряда других исследователей, повышение содержания цериевой группы в минералах поздней генерации является закономерным. Сравнительно повышенная концентрация редких земель (особенно цериевых) отмечается в апатитах, которые ассоциируют с рядом редкоземельных минералов (монацит, рабдофанит и ортит). Следовательно, наибольшее скопление редких земель происходило в послемагматическую стадию с образованием собственных минералов и обогащенных ими акцессорных апатитов.

Апатиты из проявлений Тежагетского участка по своему содержанию редких земель чрезвычайно близки к апатитам собственно биотитовой зоны Омарского проявления. Содержание редких земель в апатитах из Тежагетского проявления—1,39%. Отношение $\Sigma\text{Ce}:\Sigma\text{Y}$ остается неизменным (TR_{Ce} — 82,3%, TR_{Y} — 17,7%) (фиг. 34). Наблюдается некоторое изменение состава редких земель в этих апатитах—наличие эрбия (0,6%). Изменение отношения цериевой и иттриевой групп редких земель или их постоянство можно положить в основу суждения о геохимической особенности тех или иных пород и минералов.

Эти отношения являются геохимическим индикатором (А. И. Гинзбург и др., 1959) для установления генезиса и возрастных соотношений пород.

Несколько иное поведение редких земель в апатитах из Лагерного проявления. Здесь констатируется сравнительно низкое содержание (ΣTR —0,83%) редких земель по сравнению с апатитом других проявлений; кроме того, полностью или частично отсутствуют элементы иттриевой группы и, напротив, цериевая группа редких земель составляет 97% от ΣTR . Эта особенность состава редких земель в апатите Лагерного проявления, видимо, объясняется влиянием состава минералогической ассоциации: здесь хорошо проявлена иттриевая специализация других минералов (флюорита и циркона), в силу чего апатит обогащается цериевыми землями.

Содержание редких земель в апатитах из щелочных и нефелиновых сиенитов—0,26%, из которых примерно 85% составляют лантан и церий, 15%—иттрий и иттербий. Низкое

содержание редких земель отмечается также в апатитах из пегматитов и даек щелочного комплекса Памбакского хребта.

Таким образом, апатиты второй генерации являются редкоземельносодержащими. В зависимости от генетических условий образования минерала, состав редких земель несколько меняется. Апатиты всех генетических типов являются в основном цериевыми (фиг. 34).

В меланите из богатых нефелином сиенитов содержание суммы редких земель доходит до 0,75%. В нем наблюдается весь комплекс редкоземельных элементов. Существенная особенность геохимии редких земель в меланите заключается в том, что преобладающее количество состава редких земель представлено элементами иттриевой группы. Следует заметить, что состав и содержание редких земель в меланитах из различных пород щелочного комплекса почти постоянны (фиг. 35).

На Тежагетском проявлении редких земель обнаружен другой гранат—гроссуляр, в котором редкоземельные элементы не установлены.

Меланит может представить определенный практический интерес, учитывая его большое количество в богатых нефелином сиенитах.

Циркон является одним из важных концентраторов редких земель. Максимальное содержание редких земель установлено в цирконах из пегматитов щелочных сиенитов ($\Sigma TR=0,7\%$). В цирконе преобладает иттриевая группа TR. Преобладание иттриевой группы редкоземельных элементов объясняется сходством ионных радиусов циркония, наиболее тяжелых лантаноидов и иттрия ($Zr^{+4}-0,87\text{\AA}$)*, ($Yb^{+3}-0,81\text{\AA}$, $Ti^{+3}-0,85\text{\AA}$, $Y^{+3}-0,97\text{\AA}$).

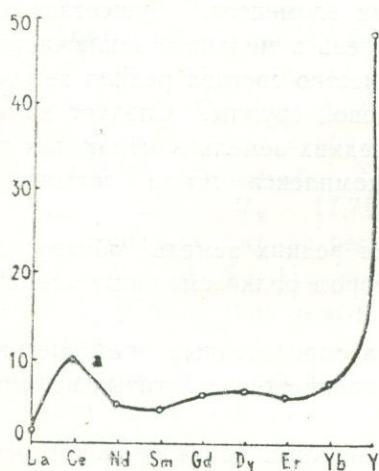
В цирконах из пегматитов щелочных сиенитов отмечают иттербиевый и иттриевый максимумы (59% от суммы TR), из коих 46% составляет иттрий.

В пегматитах щелочных сиенитов отмечают цирконы трех цветов—коричневый, кремовый и желтый, в которых содержание редкоземельных и других элементов-примесей различно. В коричневых цирконах $\Sigma TR=0,13\%$, в кремовых и

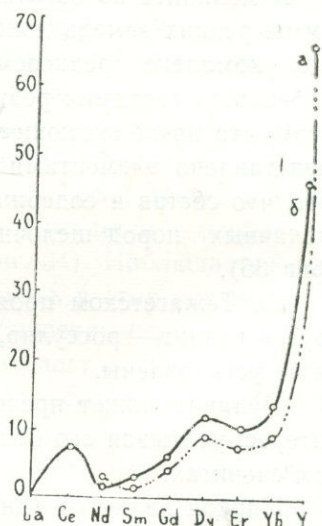
* По В. М. Гольдшмидту.

желтых—0,02%. Заметим, что в последних двух разновидностях циркона лантан отсутствует (фиг. 36). Во всех случаях цирконы являются селективно иттриевыми минералами с максимальными содержаниями иттрия, иттербия, диспрозия и эрбия.

Максимальное содержание (Tu—1,7% от $\Sigma TR=0,7\%$) тулия установлено в цирконах из нефелиновых сиенитов, из щелочных сиенитов и их пегматитов (1,4% от 0,70% ΣTR).



Фиг. 35. Тип состава TR в меланите из богатых нефелином сиенитов.



Фиг. 36. Типы составов TR в цирконе из: а) нефелиновых сиенитов; б) пегматитов щелочных сиенитов.

Таким образом, цирконы из щелочных пород Памбакского хребта характеризуются относительно селективным иттриевым составом с преобладающим максимумом иттрия.

Изменение спектра TR в основном вызвано внутренними особенностями—структурой самого минерала. Следует однако отметить, что изменение структуры минерала не является единственной причиной комплексного или селективного состава редкоземельных элементов в цирконах. Помимо этого, громадная роль принадлежит химическим особенностям, щелочности или кислотности той среды, из которой происходило образование минералов (Л. С. Бородин, 1960).

Из породообразующих минералов максимальное содержание (0,46%) редких земель установлено в роговой обманке из богатых нефелином сиенитов. Редкоземельные элементы цериевой группы составляют 60% от ΣTR и 40% — элементы иттриевой группы (фиг. 37).

В роговых обманках из нормальных нефелиновых сиенитов и других разновидностей щелочных пород редкие земли почти не отмечаются.

Наблюдается общая тенденция в эволюции развития редкоземельных элементов цериевой группы от нефелиновых к щелочным сиенитам центральной интрузии. В роговых обманках из ранних по времени формирования пород редкоземельные элементы либо отсутствуют, либо содержатся в незначительном количестве. Так, в роговых обманках из нефелиновых сиенитов отмечается только иттербий—0,001%.

Редкоземельные элементы установлены также в эпидотах из проявлений Лагерного, Тежагетского и Омарского участков. Как вторичный послемагматический минерал эпидот образовался при разрушении богатых кальцием основных плагиоклазов. Содержание редких земель в эпидотах из сильно гидротермально измененных пород указанных проявлений колеблется в пределах 0,003—0,006%. В эпидотах иттриевые элементы не установлены. Он является селективным цериевым минералом с очень низким содержанием редких земель.

Поведение редкоземельных элементов в каликатровых полевых шпатах почти аналогично их поведению в эпидотах. В полевых шпатах, подверженных сильному гидротермальному изменению (пелитизация, серицитизация, цеолитизация) отмечаются редкоземельные элементы преимущественно цериевой группы. Так, например, в полевых шпатах из сильно гидротермально измененных пород редкоземельных проявлений содержание ΣTR колеблется от 0,011 до 0,5%. Наибольшее содержание редких земель установлено в полевых шпатах из полиметаллической жилы Омарского участка (0,9%).

В магнетитах послемагматического генезиса также отмечается незначительное количество редкоземельных элементов, но только иттриевой группы (иттрий и иттербий) соответ-

ственно 0,007 и 0,0003%. В магнетитах из остальных разновидностей щелочных пород редкоземельные элементы не обнаружены.

В лимонитах из полиметаллической жилы Омарского проявления отмечено наличие редких земель (0,07%).

Наибольшее содержание редкоземельных элементов установлено в псиломелане (из проявления Тежагетского участка). В анализируемых псиломеланах отмечаются селективный цериевый состав редкоземельных элементов с цериевым максимумом. Среднее содержание по данным 5 проб,— 1,22%. Цериевая группа составляет 98,2% от ΣTR , а иттриевая—1,80%.

Изложенный выше материал позволяет сделать следующие замечания относительно закономерностей поведения редких земель в породах и минералах Тежсарского щелочного комплекса.

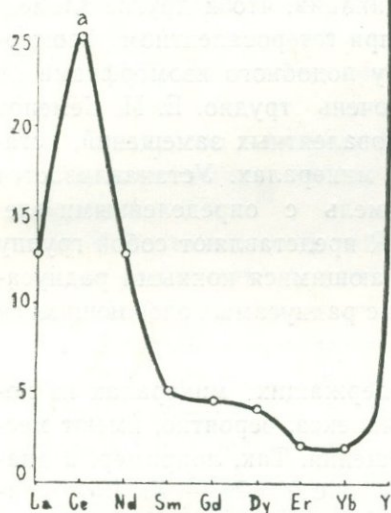
Наибольшая концентрация редких земель приурочена к флюоритовому проявлению Лагерного участка. Это еще раз подтверждает данные о существовании тесной генетической связи между редкими землями и фтором (Г. А. Бандуркин, 1961).

Поведение редких земель в минералах из пород различного возраста указывает на закономерное изменение характера среды в процессе магматической и постмагматической деятельности. Это, в частности, наблюдается по возрастающей активности и соответственно концентрации редких земель цериевой группы в минералах поздней генерации.

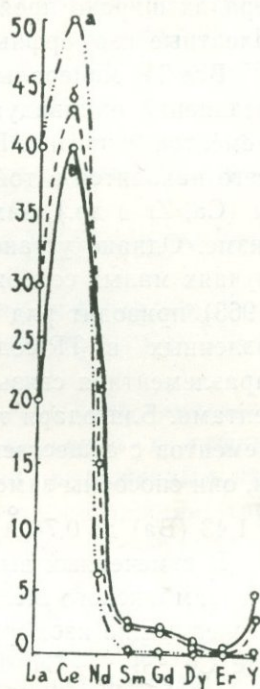
Большая активность элементов цериевой группы устанавливается при анализе состава редких земель в минералах—характерен резкий цериево-лантановый максимум (Л. С. Бородин, 1960).

В связи с особенностями эволюции среды наблюдается интересная особенность поведения редких земель в апатитах различного генезиса. Обычно наиболее высокое содержание редких земель характерно для магматических апатитов, в меньшем количестве редкие земли отмечаются в пневматолитовых и пегматитовых апатитах (Ферсман, 1924). Эта закономерность подтверждена многочисленными исследованиями,

в частности, по Ловозерскому массиву щелочных пород (Герасимовский, Туранская, 1957). Отличительной чертой Памбакского щелочного комплекса является явное возрастание содержания редких земель в апатитах более позднего происхождения. Так, например, в контактово-метасоматических породах и полиметаллической жиле Омарского проявления апатиты, по сравнению с апатитами из щелочных сиенитов и их пегматитов, обогащены редкими землями.



Фиг. 37. Тип состава TR в роговой обманке из богатых нефелином сиенитов.



Фиг. 38. Изменение состава TR в проявлениях гидротермального типа: а) Омарский участок; б) Тежатетский участок; в) Лагерный участок.

Другой особенностью эволюции характера среды является максимальная концентрация редких земель иттриевой группы на пегматитовом этапе и в процессе контактового метасоматоза. Это проявляется в комплексном составе ланта-

ноидов (с преобладающей ролью иттриевых редких земель), содержащихся в меланите. При дальнейшем развитии процесса, в связи с понижением температуры послемагматических растворов, имело место резкое изменение химизма среды, что вызвало соответствующее повышение активности цериевых элементов. Это хорошо наблюдается как в породах, так и в минералах проявления Лагерного участка.

В собственно редкоземельных и в TR-содержащих минералах широко проявлены как изовалентные, так и гетеровалентные изоморфные замещения.

Все TR минералы представляют собой изоморфные смеси соединений индивидуальных трехвалентных редкоземельных элементов и иттрия. В минералах, содержащих TR, они чаще всего находятся в той же координации, что и другие элементы (Ca, Zr и др.), замещая их при гетеровалентном изоморфизме. Однако установить схему подобного изоморфизма в случаях малых содержаний TR очень трудно. Е. И. Семенов (1963) приводит ряд схем гетеровалентных замещений, установленных в TR-содержащих минералах. Устанавливается параэлементная связь редких земель с определенными элементами. Благодаря тому, что TR представляют собой группу элементов с существенно различающимися ионными радиусами, они способны замещать ионы с радиусами, колеблющимися от 1,43 (Ba) до 0,74 Å (Sn).

В отмеченных выше TR-содержащих минералах из пород Памбакского щелочного комплекса, вероятно, имеют место следующие изоморфные замещения. Так, например, в апатите $\text{Ce}^{+3}\text{Si}^{-2} \rightarrow \text{Ca}^{+2}\text{Fe}^{-1}$, в цирконе $\text{Y}^{+3}\text{P}^{+5} \rightarrow \text{Zr}^{+4}\text{Si}^{+4}$. Наиболее развитое изоморфное замещение происходило по схеме $\text{Ce}^{+3}\text{Na}^{+1} \rightarrow 2 (\text{Ca}, \text{Sr})^{+2}$.

6. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ TR ЭЛЕМЕНТОВ

Изложенный в предыдущих разделах материал позволяет проследить эволюцию спектра TR в образованиях интрузивного, пегматитового, контактово-метасоматического и гидротермального этапов. В целом все эти образования характеризуются явным преобладанием цериевых редких земель,

однако степень селективности, избирательности составов TR в них различна.

В пегматитах и контактово-метасоматических образованиях роль иттриевой группы TR повышается. Гидротермальные образования характеризуются в целом резким преобладанием цериевой группы.

Изменения в спектрах TR Лагерного, Тежагетского и Омарского проявлений хорошо заметны на фиг. 38. На Лагерном участке в составе TR элементы иттриевой группы играют заметную роль ($\text{Ce:Y}=9,6$). Она значительно уменьшается на Тежагетском участке ($\text{Ce:Y}=16,9$) и сводится к минимуму на Омарском участке ($\text{Ce:Y}=99$).

Собственно редкоземельный минерал монацит имеет резко выраженный селективный цериевый состав. В меланите имеет место иттриевый максимум.

В цирконе установлен селективно иттриевый состав редких земель.

Интересно поведение редких земель в флюорите. На фиг. 31 показаны типы составов TR во флюоритах различных генераций.

Следует отметить также соответствие хода изменения состава редких земель и соотношения циркония к гафнию. В цирконах, отличающихся более резко выраженным иттриевым максимумом, заметно увеличивается содержание гафния.

Особенности составов TR в породах и минералах отражают особенности и эволюцию химизма среды минералообразования. Следует однако отметить, что спектр TR определяется не только химизмом среды, но и некоторыми другими факторами. Если для всех разностей пород отмечается повышенное содержание лантана и церия, что свидетельствует о повышенной щелочности среды, то в минералах устанавливаются как резко цериевые и комплексные, так и резко иттриевые составы редких земель. При этом некоторые из минералов, обладающих существенно отличным спектром TR (сфен и меланит, циркон, апатит и др.), тесно ассоциируют друг с другом.

Е. И. Семенов (1957, 1963) указывает, что состав редких земель в минералах лишь отражает, а не повторяет концентрации и активности TR минералообразующей среды. Во

многим он определяется изоморфной емкостью минералов в отношении TR. Последняя зависит от внутренних факторов.

Несмотря на большую изменчивость состава TR в минералах, их внутренняя структура и химизм накладывают серьезные ограничения на пределы изменения состава редких земель в минералах. Этим обусловлен постоянно цериевый состав монацита и иттриевый состав циркона не только в породах изученного комплекса, но и на других месторождениях СССР и за рубежом (Е. И. Семенов, 1963; Murata 1957; Larsen 1953). Тем не менее, индивидуальные особенности среды накладывают свой отпечаток на состав TR и в минералах (особенно в комплексных, таких как флюорит, апатит и др.) и определяют ряд изменений соотношения Ce:Y.

Для изученного щелочного массива в целом можно привести такой ряд минералов, от наиболее цериевых к наиболее иттриевым: монацит-ортит-паризит-рабдофанит-биотит-сфен-apatит-флюорит-роговая обманка-меланит-циркон.

Сравнивая распределение TR между ассоциирующими минералами Памбакского щелочного комплекса с их распределением в минералах Ловозерского щелочного массива (по данным Семенова, 1963), можно отметить, что изменение церий-иттриевого соотношения в приведенном ряду несколько отличается от такового для минералов Ловозера. Например, состав TR в сфенах из пород Памбакского комплекса является более цериевым, чем в апатите, в то время, как эти же минералы в породах Ловозерского массива отличаются обратным соотношением составов редких земель.

Показательно также поведение редких земель в флюорите. Этот минерал, пользующийся очень широким распространением и являющийся одним из важных концентраторов TR, обычно отличается иттриевой специализацией (Козлова, 1957). В отличие от флюоритов из многих месторождений СССР, в том числе Хибин и Ловозера, флюориты редкоземельных проявлений Памбака характеризуются четко выраженным цериевым максимумом. Только одна разновидность флюорита, распространенного на этих проявлениях, содержит значительное количество иттриевых земель (фиг. 31).

Существенно цериевый состав апатита (фиг. 34) и резко селективный цериевый состав ортита (фиг. 28) очень харак-

терны для месторождений щелочного ряда. В других породах составы TR в этих минералах варьируют в широких пределах, вплоть до существенно иттриевых (Sverdrup 1959; Omori, Kojima 1962; Семенов и др., 1962).

Интересно поведение TR в биотите, где наблюдается большая степень селективности и резкий лантановый максимум ($La=63\%$ от ΣTR) (фиг. 32).

При выяснении условий среды минералообразования следует иметь в виду, что селективные в отношении TR минералы могут исказить картину первичных соотношений редкоземельных элементов (Семенов, 1963). Отмеченное выше резкое обогащение цериевыми землями состава сфена (фиг. 33), вероятно, вызвано его тесной ассоциацией с селективно иттриевым минералом—меланитом. Значительное обогащение всей массы пегматитов нефелиновых сиенитов (по сравнению с пегматитами щелочных сиенитов) иттрием, видимо, объясняется не только увеличением концентрации последнего, но и селективным «подбором» иттрия меланитом.

В изученных TR-содержащих минералах хорошо проявляется полярность изоморфизма, приводящая к тому, что цериевые минералы являются более селективными, чем иттриевые. Так, например, ряд TR в монаците и ортите обрывается на европий-гадолинии (фиг. 27, 28), в то время как иттриевые минералы—роговая обманка (фиг. 37), меланит (фиг. 35) и даже циркон (фиг. 36) содержат весь спектр редких земель.

Отметим еще одну особенность распределения редких земель в изученных породах Памбакского щелочного комплекса. Из приведенных в предыдущих разделах настоящей работы данных видно, что содержание редких земель неуклонно возрастает от ранних магматических образований к гидротермальным. Значительной была их концентрация и на контактово-метасоматическом этапе. Однако в образованиях этого этапа, в отличие от всех других, собственно редкоземельные минералы не обнаружены. Видимо, это объясняется наличием здесь значительного количества TR-содержащих минералов (сфен, меланит, роговая обманка и др.), обладающих большой изоморфной емкостью. Самостоятельные TR-минералы могли бы образоваться только после определенного насыщения последней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение минералого-геохимических особенностей пород Памбакского щелочного комплекса позволило установить некоторые закономерности распределения в них редких и редкоземельных элементов. Несмотря на то, что объектами детального изучения явились постмагматические образования, попутные исследования и анализ имеющихся данных позволяют сделать ряд выводов более общего характера.

Обобщая изложенный в настоящей работе материал, можно указать следующее:

1. Принятая ныне схема формирования Памбакского щелочного комплекса нуждается в уточнении. Некоторые петрохимические особенности пород, особенности распределения в них редких элементов и полевые наблюдения свидетельствуют о многоэтапности формирования щелочных интрузивов.

2. В пределах Памбакского щелочного комплекса выявлен ряд проявлений редких земель и элементов. Установлены следующие их генетические типы: собственно магматический, пегматитовый, контактово-метасоматический и гидротермальный.

Магматический тип представлен проявлениями, приуроченными к нефелиновым сиенитам. Основными носителями TR здесь являются акцессорные минералы.

Проявления пегматитового типа развиты в пределах как нефелиновых, так и щелочных сиенитов. В отличие от проявлений предыдущего типа в их составе принимают значительное участие иттриевые земли.

Контактово-метасоматический тип проявлений приуро-

чен к эндоконтактной полосе массива нефелиновых сиенитов. Породы на участках проявлений резко обогащены меланитом, сфеном и другими минералами, некоторые из которых являются концентраторами редких земель. Самостоятельные TR-минералы не установлены.

Проявления гидротермального генезиса приурочены к зонам измененных пород, контролируемым тектоническими нарушениями. Вмещающими породами здесь являются как интрузивные, так и эффузивные образования. На участках этих проявлений отмечается наибольшая концентрация редких земель, которые образуют ряд самостоятельных минералов.

3. Наибольший интерес с практической точки зрения представляют проявления контактово-метасоматического типа. Богатые нефелином породы, к которым приурочены эти проявления, должны перерабатываться на строящемся Разданском горно-химическом комбинате в качестве глиноземного сырья. Основными концентраторами редких земель в указанных породах являются меланит и сфен. Проведенные технологические исследования показали возможность попутного извлечения этих ценных компонентов, что значительно повысит рентабельность предприятия.

4. В породах Памбакского щелочного комплекса установлено десять ранее не отмеченных минералов: ортит, монацит, рабдофанит, паризит, баритоцелестин, родохрозит, брукит, бадделит, самарскит и пирохлор.

5. Основными концентраторами редких земель, помимо их собственных минералов (монацита, паризита, ортита, рабдофанита), являются: сфен, апатит, меланит, флюорит, циркон, роговая обманка и биотит.

Максимальное содержание TR (до 3,8%) отмечено в сфене и апатите. Каждому из указанных минералов свойственен определенный состав TR. Устанавливается следующий ряд минералов от наиболее цериевых к наиболее иттриевым: монацит-ортит-паризит-рабдофанит-биотит-сфен-apatит-флюорит-роговая обманка-меланит-циркон.

Вместе с тем наблюдается изменение составов TR в одноименных минералах из различных пород и различных гене-

раций. Эти колебания спектра редких земель особенно ярко проявляются в минералах с комплексным составом TR, таких как апатит и флюорит.

6. Устанавливается закономерный ход изменения состава и содержания TR в образованиях различных этапов эндогенных процессов.

Концентрация редких земель неуклонно возрастает от магматического к гидротермальному этапу.

В составе TR в целом повсеместно преобладают элементы цериевой группы, однако соотношение Ce:Y не остается постоянным. Вначале оно уменьшается от магматического к пегматитовому и контактово-метасоматическому этапу, затем снова резко возрастает, достигая своего максимума на гидротермальном этапе.

7. Поведение TR в минералах определяется прежде всего их кристаллохимическими свойствами. Однако особенности среды минералообразования накладывают свой отпечаток на спектр TR. Лучше всего это проявляется при анализе составов редких земель в минералах, характеризующихся комплексным составом.

8. В породах щелочного комплекса развито значительное количество минералов с высокой изоморфной ёмкостью (сфен, циркон, меланит и др.), поэтому наблюдается большое рассеивание TR. Этим, видимо, объясняется отсутствие самостоятельных TR-минералов в контактово-метасоматических образованиях, несмотря на то, что концентрация редких земель достаточно высока.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамян А. И. 1949. О зональном строении нефелино-сиенитовых пегматитов Армянской ССР. ДАН СССР, т. XIII, № 5.
- Адамян А. И. 1949а. Об аноктоклазах Мегринского плутона. ДАН СССР, т. XIV, № 2.
- Адамян А. И. 1955. Петрография щелочных пород Мегринского района Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР.
- Аслабян А. Т. 1959. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван.
- Багдасарян Г. П. 1950. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8.
- Багдасарян Г. П. 1950а. К истории тектонического развития Памбакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2.
- Багдасарян Г. П. 1954. Щелочные пегматиты центральной Армении. ДАН Арм. ССР, т. XIX, № 4.
- Багдасарян Г. П. 1955. Петрографические особенности порфировидных сиенито-гранитов Амзачиманской интрузии в Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 2.
- Баласанян С. И. 1955. К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов. Изв. АН Арм. ССР, т. 8, № 3.
- Балашов Ю. А. 1962. Эволюция состава и содержание редкоземельных элементов в интрузивных фазах Ловозерского щелочного массива. «Геохимия», № 3.
- Балашов Ю. А. 1962а. Закономерности распределения редкоземельных элементов щелочных горных пород. Автореферат канд. дисс. ГЕОХИ АН СССР.
- Балашов Ю. А., Туранская Н. В. 1960. Закономерности распределения редкоземельных элементов в породах дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива в связи с некоторыми вопросами генезиса этого комплекса. «Геохимия», № 7.
- Бандуркин Г. А. 1961. О поведении редкоземельных элементов во фтор-содержащих средах. «Геохимия», № 2.
- Беус А. А. 1958. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах. «Геохимия», № 4.

- Билибин Ю. А. 1947. Петрология Иллымахского интрузива. Изд. геол. литер. Мин. геологии СССР.
- Бокис Г. Б. 1960. Кристаллохимия. Изд. МГУ.
- Бонштедт-Куплетская Э. М. 1951. Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. Изд. АН СССР.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. 1951. Изоморфные и неизоморфные замещения в минералах. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Бородин Л. С., Баринский Р. Л. 1961. О составе редких земель в пироклорах из массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатов. «Геохимия», № 6.
- Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. 1955. Распределение редких земель в монацитах. Докл. АН СССР, 104, № 2.
- Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. 1956. 1. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. «Геохимия», № 2.
- Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. 1956а. 2. Распределение редких земель в монацитах гранитоидов. Докл. АН СССР, 106, № 4.
- Васильева З. В., Кудряшова В. И. 1958. Апатит из Сибирской трапповой формации. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Вернадский В. И. 1954. Избранные сочинения, т. I, Изд. АН СССР.
- Виноградов А. П. 1956. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 1.
- Виноградов А. П. 1961. О происхождении вещества земной коры. «Геохимия», № 1.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. 1959. Ловозерский щелочной массив (породы, пегматиты, минералогия, геохимия и генезис). Изд. АН СССР.
- Волков В. П., Поляков А. И., Караханова М. И., Воронина Л. П. 1961. Петрохимические особенности и ассоциации акцессорных минералов нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива. «Геохимия», № 8.
- Волков В. П., Савинова Е. Н. 1959. О распределении рубидия и K/Rb отношения в породах Ловозерского щелочного массива. «Геохимия», № 6.
- Гаврилова А. К., Туранская Н. В. 1958. Распределение редких земель в породообразующих и акцессорных минералах некоторых гранитов. «Геохимия», № 2.
- Гаврусевич Б. А., Мятелкин П. В. 1936. О распространении редкоземельных и радиоактивных элементов в Прибайкалье. В кн.: «Акад. В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагог. деятельности», т. I, Изд. АН СССР.
- Герасимовский В. И. 1959. Геохимия редкоземельных элементов. В кн.: «Редкоземельные элементы (получение, анализ, применение)», Изд. АН СССР.
- Герасимовский В. И., Туранская Н. В. 1957. Высокое содержание лантана

- и церия в минералах апатитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива (Кольский полуостров). «Геохимия», № 4.
- Гинзбург А. А., Журавлева Л. Н., Иванов И. Б., Щербина В. В. 1959. Редкоземельные элементы и их месторождения, Госгеолтехиздат, М.
- Гольдшмидт В. М. 1938. Принципы распределения химических элементов в минералах и горных породах. В кн.: «В. М. Гольдшмидт. Сб. статей по геохимии редких элементов». ГОНТИ.
- Гольдшмидт В. М. 1952. Геохимические принципы распределения редких элементов. В кн.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». ИЛ, М.
- Гольдшмидт В. М., Петерс К. 1938. К геохимии бериллия. Сб. статей по геохимии редких элементов.
- Гольдшмидт В. М., Томассен Л. 1933. Рентгено-спектрографические исследования распределения редких земель в минералах. В кн.: «Основные идеи геохимии», вып. 1 (Работы по геохимии и кристаллохимии В. М. Гольдшмидта 1911—1930 гг). Госхимтехиздат, Л.
- Гусельников В. Н. 1962. Некоторые генетические особенности флюоритовой минерализации западного Забайкалья. Изв. ВУЗов, № 2.
- Денисов А. П., Дудкин О. Б., Елина Н. А., Кравченко-Бережной Р. А., Полежаева Л. И. 1961. О зависимости физических свойств апатита от примесей редких земель и стронция. «Геохимия», № 8.
- Дубыкина А. С., Семенов Е. И. 1957. Ловозерский и Хибинский массивы. Редкометальная биогеохимическая провинция. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 1.
- Ермилова Л. П., Молева В. А., Клевцова Р. Ф. 1960. Чухровит — новый минерал из центрального Казахстана, Записки Всес. мин. общ. ч. 89, вып. 1.
- Еськова Е. М. 1959. Редкоземельный апатит щелочных пород Ловозерского массива. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 3.
- Еськова Е. М., Назаренко И. И. 1960. Пироксид Вишневых гор, его парагенетические ассоциации и особенности химического состава. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 4.
- Жиров К. К., Бандуркин Г. А., Лаврентьев Ю. Г. 1961. К геохимии редкоземельных элементов в пегматитах Северной Карелии. «Геохимия», № 11.
- Забавникова Н. И. 1957. Об изоморфных замещениях в сфенах. «Геохимия», № 3.
- Злобин Б. И., Балашов Ю. А. 1961. О распределении и соотношении редкоземельных элементов в щелочной плюмазитовой серии эссексита—нефелинового сиенита. «Геохимия», № 9.
- Злобин Б. И., Горшкова М. С. 1961. Свинец и цинк в щелочных породах и некоторые петрологические проблемы. «Геохимия», № 4.
- Зуев Б. Н., Костерин А. В. 1960. Иттрофлюорит из месторождения Средней Азии. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 4.
- Калига А. П. 1959. Распределение редких земель в минералах пегматитов северо-западной и юго-западной Карелии. «Геохимия», № 2.

- Калита А. П. 1961. Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приаждожья. Изд. АН СССР.
- Когарко Л. Н. 1959. Распределение щелочных элементов и таллия в гранитоидах Тургорского массива (Средний Урал). «Геохимия», № 5.
- Козлова О. Г. 1957. Редкие земли в плавиковых шпатах различных месторождений СССР. «Геохимия», № 1.
- Кострин А. В. 1959. О возможных формах переноса редкоземельных элементов гидротермальными растворами. «Геохимия», № 4.
- Котляр В. Н. 1958. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения. Изд. АН Арм. ССР, Ереван.
- Котляр В. Н. 1961. Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. Госгеолтехиздат, М.
- Кочинян Г. Е. 1961. К вопросу о редкометальности щелочных пород Памбакского хребта. Труды НИГМИ Арм. ССР, вып. 2.
- Кочинян Г. Е. 1962. К вопросу о генезисе проявлений редких земель в щелочных породах Памбакского хребта. Труды НИГМИ Арм. ССР, вып. 3.
- Кочинян Г. Е. 1964. О флюоритовом месторождении центральной Армении. Труды НИГМИ Арм. ССР, вып. 4.
- Любоффев В. И., Балицкий В. С. 1961. Об ортите из Гилутского гранитоидного массива. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, 14 ч., № 5.
- Ляхович В. В. 1962. Элементы редких земель в акцессорных минералах гранитоидов. «Геохимия», № 1.
- Ляхович В. В., Баринский Р. Л. 1961. Особенности состава редких земель в акцессорных минералах гранитоидов. «Геохимия», № 6.
- Ляхович В. В., Шевалевский И. Д. 1962. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе гранитоидов. «Геохимия», № 5.
- Магакян И. Г. 1943. Металлогения северной части Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, № 3.
- Магакян И. Г. 1952. Магматизм и металлогения Армении. Тр. конф. по бопр. регион. геологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР.
- Магакян И. Г. 1952а. О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. ВМО, вып. 3.
- Магакян И. Г. 1954. Редкие и благородные металлы Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, № 1.
- Магакян И. Г., Пиджян Г. О., Фармазян А. С. и др. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1972.
- Меликсетян Б. М. 1960. Акцессорный ортит из Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр., т. 13, № 1.
- Меликсетян Б. М. 1960а. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, т. 13, № 2.
- Меликсетян Б. М. 1971. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса. В кн. «Петрология

- интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР». Изд. АН Арм. ССР.
- Мингев Д. А. 1960. О некоторых геохимических особенностях радиоактивных редкоземельных минералов. «Геохимия», № 2.
- Мингев Д. А., Макарович Б. А., Жабин А. Г. 1962. К изучению поведения лантаноидов в процессе изменения редкоземельных минералов. «Геохимия», № 7.
- Мкртчян С. С. 1958. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР.
- Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В. 1959. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах. «Геохимия», № 4.
- Павленко А. С., Сю Чжун-Ян, Морозов Л. Н. 1960. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными танталониобатами. «Геохимия», № 2.
- Пишиграм К. 1959. Окраска и люминесценция минералов. ИЛ, М.
- Семенов Е. И. 1957. Изоморфизм и эндокрипция редких земель. «Геохимия», № 7.
- Семенов Е. И. 1958. Связь состава редких земель с составом и структурой минералов. «Геохимия», № 5.
- Семенов Е. И. 1958а. Минералы группы апатита в пегматитах Ловозерского щелочного массива. «Геохимия», № 4.
- Семенов Е. И. 1963. Минералогия редких земель. Изд. АН СССР, М.
- Семенов Е. И., Холодов В. Н., Баринский Р. Л. 1962. Редкие земли в фосфоритах. «Геохимия», № 5.
- Соболева М. В., Пудовкина И. А. 1957. Минералы урана. Справочник, Госгеолтехиздат, М.
- Соколова К. Т., Королев В. В. 1959. Околорудные изменения кварцевых порфиров, связанные с редкоземельным оруденением. «Геохимия», № 8.
- Таусон Л. В. 1961. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР.
- Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. 1959. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных горных породах. В кн.: «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Труды геохим. симпозиума 1957 г. Изд. АН СССР.
- Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. 1960. Контактные породы Ловозерского массива, их генезис и особенности распределения в них редкоземельной минерализации. Труды ИМГРЭ АН СССР, № 4.
- Тихоненкова Р. П., Тихоненков И. П. 1962. Закономерности распределения редких элементов в контактовых породах Ловозерского массива. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 9.
- Унковская В. А. 1927. Редкие земли и торий. В кн.: «Нерудные ископаемые», т. 2, Л., Изд. АН СССР.
- Ферсман А. Е. 1933—1939. Геохимия, т. 1—4, Госхимтехиздат.

- Хвостова В. А. 1961. Об изоморфизме эпидота и ортита. ДАН СССР, 141, № 6.
- Чернышов Н. М. 1962. Флюорит из Ахтальского барито-полиметаллического месторождения. Изв. АН Арм. ССР, т. XV, № 3.
- Щеглов А. Д. 1961. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений западного Забайкалья. «Геология рудных месторождений», № 3.
- Щербина В. В. 1956. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В кн.: «Вопросы геохимии и минералогии». Изд. АН СССР.
- Щербина В. В. 1959. Факторы, определяющие геохимическое распределение скандия. «Геохимия», № 8.
- Эдельштейн И. И. 1960. К геохимии никеля. «Геохимия», № 7.
- Barnes H. L., Kullerud G. Relations between composition of ore minerals and ore solutions. Econ. Geol., 52, № 7, 1957.
- Fronzel C., Marvin U. B. Cerianite CeO_2 from pocos de Caldas, Brazil. Amer. Mineralogist, 44, № 7/8, 1959.
- Glass J., Rose H. J., Over E. Notes on the mineralogy of an yttrium-bearing pegmatite body near Lake George, park County, Colorado. Amer. mineralogist, 43, № 9—10, 1958.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, Clarendon Press, London, 1954.
- Heinrich E. W., Levinson A. A. Carbonatic niobium-rare earth deposits, Ravalli County Montana. Amer. Mineralogist, 46, № 11/12, 1961.
- Hugo J. The allanite deposits on Vrede, Gordonia district, Cape province.—Geol. Surv. S. Africa, B. 37, 1961.
- Larsen E. S., Waring J. C. L., Berman J. Zoned zircon from Oklahoma.—Amer. Mineralogist, 38, № 11/12, 1953.
- Marel H. Volcanic glass, allanite and zircon as characteristic minerals of the Tobarhiolite at Sumatras East Coast. J. Sediment. Petrol., 18, № 1, 1948.
- Murata K. J., Rose H. J., Carron M. K., Glass J. T. Systematic variation of rare-earth elements in cerium-earth minerals.—Geochim. et Cosmochim. acta, 11, № 3, 1957.
- Olsons J. C., Shaw D. R., Pray L. C., Sharp W. N. Rare-earth mineral deposits of the Mountain Pass district, San Bernardino county, California. Geol. Surv. Profess. Paper, 261, VIII, 1954.
- Omori K., Konno H. A new yttrian apatite enclosed in quartz from Naegi, qifu prefecture, Japan. Amer. Mineralogist, 17, № 9/10, 1962.
- Sverdrup T. L., Bryn K., Saebo P. C. Bastnäsit, a new mineral from Norway. Norsk Geol. tidskr. 39, H 2—3, 1959.
- Trace R. D. Stgnificance of unusual mineral occurrence at Hicks Dome. Haudin County, Illinois. Geol. Surv. Profess. Paper, 400—B, 1960.
- Young R. J., Powers H. A. Chevkinite in Volcanic ash.—Amer. Mineralogist, 1960, 44, № 7/8, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
Введение	5
Глава I. Памбакский щелочной комплекс	
1. Краткая геологическая характеристика района	7
2. Петрографическая характеристика щелочных пород	11
3. Петрохимия пород, составляющих Памбакский щелочной комплекс	22
Глава II. Минералогия	
1. Породообразующие минералы	27
Силикаты	27
2. Акцессорные минералы	41
а) Силикаты	41
б) Фториды	60
в) Фосфаты	67
г) Карбонаты	76
д) Сульфаты	77
е) Окислы	80
ж) Сульфиды	95
Глава III. Проявления редких элементов, связанные с нефелиновыми и щелочными сиенитами	
1. Магматический тип проявлений редких земель	99
2. Пегматитовый тип проявлений редких земель	104
3. Контактново-метасоматический тип проявлений редких земель	106
4. Гидротермальный тип проявлений редких земель	111
Глава IV. Геохимия	
1. Группа петрогенных элементов	121
2. Элементы группы железа	125
3. Группа халькофильных элементов	133
4. Группа редких элементов	143
5. Группа редких земель	147
6. Некоторые особенности геохимии TR элементов	162
Заключение	166
Литература	169

КОЧИНЯН ГРАЧЬЯ ЕРВАНДОВИЧ
МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ПАМБАКА

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

Отв. редактор *И. Г. Магакьян*
Редактор издательства *Р. А. Багдасарян*
Художник *Г. Н. Горцакалян*
Технич. редактор *М. А. Капданян*
Корректор *А. Г. Аракелян*

ФФ 03516.

Изд. 4102.

Заказ 618.

Тираж 1500

Сдано в набор 1/VIII 1974 г., подписано к печати 20/I 1975 г., печ. л. 11,0+2 вкл.,
изд. 8,87 л., бумага № 1, 60×90 1/16. Цена 90 коп.

Издательство АН Армянской ССР, Ереван—19, Барекамутян, 24.

Типография Издательства АН Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24.

ЦЕНА 90 К.

1247