

**ОБ АЛЬБИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ ПЕГМАТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ
В СВЯЗИ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ**

А. Д. НОЖКИН, А. Г. МИРОНОВ

(Представлена научным семинаром кафедры месторождений полезных ископаемых)

В Северо-Восточной Туве в области сопряжения двух крупных геолого-тектонических структур Восточно-Саянского антиклинория и Тувинского синклинория развит целый ряд массивов (выходов) щелочных пород, которые некоторыми исследователями [5, 8] относятся к среднепалеозойскому комплексу гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. Л. В. Дмитриев [3] на основе геолого-структурного изучения рассматривает их в качестве единой самостоятельной интрузии.

Вмещающими породами интрузии являются главным образом карбонатные метаморфические толщи докембрия и нижнепалеозойские габброиды и диориты Тоннуольского интрузивного комплекса. Разнообразные по составу магматические породы повышенной щелочности представлены нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и гранитами, а также известково-щелочными сиенитами и гранитами. Устанавливается [3] определенная зависимость петрографического состава магматических пород от состава вмещающей среды и глубины эрозионного среза: нефелиновые сиениты приурочены к наиболее приподнятым тектоническим блокам, сложенным доломитами, щелочные сиениты и граниты распространены среди вмещающих габброидов и диоритов, причем граниты встречаются, как правило, в наиболее опущенных блоках.

В настоящее время довольно полно исследован состав, петрографические и геохимические особенности щелочных магматических пород [3, 5, 6, 8 и др.]. Однако развитые в связи с ними пегматиты, жильные и метасоматические образования, нередко с редкометальной минерализацией, изучены недостаточно. Ниже приводятся некоторые особенности состава и условий формирования сравнительно редко встречающихся альбит-нефелиновых жил пегматоидного облика залегающих не в нефелиновых сиенитах, как это обычно бывает, а в роговообманковых сиенитах.

Строение и состав жил

Альбит-нефелиновые жилы обнаружены на водоразделе рр. Кижихем и Соруг среди выходов роговообманковых сиенитов, вскрытых на современном уровне эрозионного среза на незначительную глубину, о чем свидетельствует обилие среди них ксенолитов вмещающих пород.

Сиениты средне- и крупнозернистые, массивные с гипидио-морфно-зернистой структурой. Состоят они из микроклин-пертита (65—75%), плагиоклаза № 1—15 (10—15%), роговой обманки, реже биотита (10—

15%), аксессуарных — сфена и магнетита. В петрохимическом отношении это лейкократовые насыщенные кремнеземом ($Q \sim 4$) породы нормального ряда, богатые щелочами ($a : c = 9-18$), в составе которых заметно преобладает натрий ($n = 60-65$).

Для жил устанавливается отчетливый контроль разрывными нарушениями преимущественно северо-западного простирания, которые являются оперяющими структурами по отношению к региональному субширотному разлому. Размеры жил по простиранию составляют 10—15, реже 50 м, при мощности 0,5—1,5, иногда до 10 м. Падение их крутое — 60—90°. Форма линзовидная или четковидная.

Жилы сложены преимущественно нефелином и полевым шпатом. Подчиненное значение имеют амфибол, биотит, а также аксессуарные и вторичные минералы.

Для большинства жил характерна зональность, обусловленная, как будет ниже показано, стадийностью их образования.

Центральные части жил выполнены грубозернистым агрегатом, состоящим преимущественно из нефелина (50—60%) и сахаровидного альбита (25—30%), а также амфибола (5—10%), биотита (до 5%), незначительного количества калишпата, эвдиалита и циркона. Довольно часто в этой зоне наблюдаются линзовидные и гнездообразные выделения, не содержащие нефелина и состоящие из агрегата мелкокристаллического сахаровидного альбита с биотитом, цирконом, флюоритом.

По направлению к контакту жил содержание нефелина снижается (до 30—40%), наряду с сахаровидным присутствует лейстовый альбит (10—15%), а также калишпат (15—25%). Несколько увеличивается содержание темноцветных минералов, особенно биотита. Из аксессуарных, кроме эвдиалита и циркона, отмечается ильменит. Заметно уменьшается здесь размер зерен, слагающих зонд минералов, и степень их идиоморфизма.

Краевые части жил представлены мелкозернистым агрегатом микроклина (30—35%), лейстового альбита (25—35%), нефелина (10—15%), биотита (15—20%), амфибола (5—10%), аксессуарных — ильменита, циркона, эвдиалита.

Нетрудно заметить, что по направлению от внутренних к внешним зонам уменьшается роль нефелина, сахаровидного альбита, эвдиалита и соответственно увеличивается содержание калишпата, биотита, лейстового альбита, ильменита.

В контактовом ореоле полевошпат-нефелиновых жил сиениты альбитизированы и биотитизированы. Причем развит здесь исключительно лейстовый альбит. Переход от неизменных сиенитов к породам контактового ореола полевошпат-нефелиновых тел и далее грубозернистому агрегату существенно нефелинового состава совершенно постепенный. Относительно резкие границы отмечаются лишь у линзовидных выделений сахаровидного альбита с повышенным содержанием циркона. В связи с этим альбит-нефелиновые образования можно относить по существу не столько к жилам, сколько к жиллообразным телам.

Указанные зоны заметно отличаются также количественным содержанием элементов-примесей.

Как следует из табл. 1, по направлению к внутренним зонам тела заметно увеличивается содержание редких и радиоактивных элементов U, Th, La, Y, Yb, Zr, Li, Sn, повышенная концентрация которых преимущественно связана с поздней альбитизацией, и напротив, уменьшается содержание свинца, входящего в структуру калишпата, а также Ba и Sr, геохимически связанных, очевидно, с темноцветными минералами.

Рассмотрим главные особенности и взаимоотношения основных и аксессуарных минералов жил,

Одним из наиболее характерных минералов описываемых тел является нефелин, представленный во внутренней зоне крупными (до 4 см) кристаллами светло-зеленой окраски, а внешний — более мелкими зернами розовато-красного цвета. Последние почти нацело оказываются замещенными мелкочешуйчатым агрегатом либнерита, реже канкринитом. Крупные кристаллы вторичными продуктами замещены только по периферии. Наряду с обычным оптически отрицательным знаком некоторые крупные кристаллы обнаруживают положительную слабоаномальнодвуосную коноскопическую фигуру, что, очевидно, вызвано некоторым обогащением нефелина анортиновой молекулой [1].

Альбит представлен двумя отчетливо выделяющимися разновидностями. Первая из них распространена в призальбандовых частях тел, а также в их околосредовом ореоле. Представлена она полисинтетически сдвойникованными лейстами размером 1—5 мм, отвечающими по составу альбиту № 8—10 ($N_p=1,532$, $N_m=1,535$, $N_g=1,541$). Развивается преимущественно по калишпату, который вначале замещается шахматным альбитом, а последний — лейстовым. Такая последовательность особенно хорошо заметна в измененных породах контактового ореола. В свою очередь лейстовый альбит замещается нефелином, отмечаясь в нем в виде реликтов. Вторая разновидность альбита отличается прежде всего своим сахаровидным обликом, изометричностью мелких (0,1—1 мм), несдвойникованных зерен. Распространена по всей мощности тел, но преобладает во внутренних их зонах, где отмечается не только в ассоциации с нефелином, а и в отдельных линзовидных скоплениях совместно с биотитом, цирконом, флюоритом. Мелкие ксеноморфные зерна данной разновидности альбита охотно замещают калишпат, нефелин и даже амфибол. По составу отвечает альбиту № 4—6 ($N_g=1,539$, $N_m=1,533$, $N_p=1,530$). В краевых частях жил достаточно широко развит микроклин, где образован мелкими (1—5 мм) зернами с неясно выраженной двойниковой решеткой и многочисленными пертитовыми вростками. Во внутренних зонах он представлен исключительно реликтами от замещения альбитом и нефелином.

Темноцветные минералы имеют резко подчиненное значение. Среди них отмечаются биотит и амфибол. В центральных частях жилообразных тел, в ассоциации с нефелином и альбитом, биотит представлен редкими крупными (до 1,5 см) листоватыми выделениями. Приконтактные зоны обогащены мелкочешуйчатым биотитом. Амфиболы более или менее равномерно распространены по всей жиле. Но если для ее периферических частей характерны коротко призматические выделения обыкновенной роговой обманки ($N_g=1,670$, $N_p=1,650$, $cN_g=15-17^\circ$, $2V=78^\circ$), то в центральных частях описываемых тел в тесной ассоциации с нефелином в виде тонких включений (0,05—0,1 мм) в нем и более крупных ксеноморфных выделениях развит щелочной амфибол, соответствующий промежуточному члену ряда магнезио-гастингсита-баркевикита ($N_g=1,699$, $N_p=1,672$, $cN_g=28$, $N_g > N_m > N_p$). В проходящем свете достаточно четко наблюдается развитие биотита по роговой обманке, в то время как щелочной амфибол замещает и тот, и другой минералы.

Среди аксессуарных минералов, которые представлены цирконом, эвдиалитом, ринколитом (?), ильменитом, флюоритом, некоторые интерес представляют первые три. Циркон как наиболее распространенный минерал, эвдиалит и ринколит (?) как первые находки в жилообразных телах сиенитового массива.

Циркон распределен сравнительно равномерно в жилах, однако основная часть его тяготеет все-таки к участкам позднего сахаровидного альбита, ассоциирующего с биотитом. Преобладают мелкие (0,1—2 мм) кристаллы циркона бипирамидального облика с развитием граней пи-

Содержание элементов

Необ- да \ Эле- мент	U	Th	La	Y	Yb	Zr	Li
8055	0,0007	0,0011	—	—	—	0,01—0,03	—
8065	0,0010	0,0014	0,003—0,01	0,001—0,003	0,001—0,003	0,003—0,01	—
8065б	0,0023	0,0014	0,003—0,001	0,003—0,01	0,003—0,01	0,01—0,03	—
8065в	0,002	0,0018	0,03	0,02	0,06	0,03	0,01
8065г	0,004	0,0025	0,04	0,03	0,003	0,2	0,03

Примечание:

8055 — роговообманковый сиенит,

8065 — биотитизированный и альбитизированный сиенит,

8065 б — приконтактовая калишпат-альбит-нефелиновая порода,

рамыды 111 и реже призмы 110,010 желтого, бурого, реже водяно-прозрачного цвета. Характерной особенностью их является скелетное строение и зональность, подчеркнутая густотой окраски. Причем внутренние зоны обычно более густо окрашены. Яркое выраженное скелетное строение чаще имеют периферические зоны монокристаллов, хотя изредка реликты несдвойникового альбита отмечаются и во внутренних зонах.

Придерживаясь взглядов С. А. Руденко [9], специально занимавшегося изучением метакристаллов циркона, очевидно, можно допустить объяснение подобного строения исследуемого минерала образованием его путем метасоматического замещения альбита.

Спектральный анализ показал повышенное содержание в цирконе (в %) урана 0,3—1, тория, Yb — до 0,3, Y — 0,1, а также присутствие Be — 0,01 и Mn — 0,003.

Эвдиалит в противоположность циркону не образует заметных скоплений, встречаясь преимущественно в виде редких длиннопризматических (3—15 мм) кристаллов розовой и бурой окраски в парагенезисе с нефелином. В проходящем свете — бесцветный, слабо-буроватый. Плеохроизм и спайность отсутствуют. Удлинение отрицательное. Оптически одноосный, положительный $N_e = 1,608$, $N_o = 1,604$.

В некоторых зернах устанавливается неоднородное строение. При этом внутренние зоны по свойствам отвечают обычному составу эвдиалита, а внешние сложены продуктами его гипергенного изменения, от кремового до бурого цвета, часто изотропными с характерной ветвящейся поперечной трещиноватостью. Они скорее всего соответствуют промежуточным разностям между эвдиалитом и цирфеситом ($N = 1,615$) [4].

Что касается взаимоотношений эвдиалита с другими минералами, то необходимо отметить присутствие в отдельных его кристаллах реликтов полисинтетически сдвойникового альбита, оптически ориентированного аналогично окружающему эвдиалит выделению альбита. В то же время эвдиалит в ряде случаев отчетливо корродируется более поздним несдвойниковым мелкозернистым альбитом второй разновидности нередко с образованием на контакте мелких кристалликов циркона.

В шлифах в единичных мельчайших (0,02—0,1 мм) зернах встречен минерал желтой окраски. Рельеф его высокий, двупреломление 0,002—0,004. Плеохроизм и спайность не выражены. Оптически двуосный, положительный. В окружающих зернах несдвойникового альбита наблюдается радиальнолучистая трещиноватость, вызванная, очевидно,

примесей в породах (в %)

Be	Pb	Zn	Mn	Sn	Ba	Sr
—	0,01—0,03	—	0,1—0,3	—	0,1—0,3	—
0,001—0,003	0,01—0,003	0,01—0,03	0,01—0,3	—	0,03—0,1	0,03—0,1
0,001—0,003	0,003—0,01	0,01—0,03	0,1—0,3	0,001—0,003	0,07—0,03	0,02—0,1
0,001—0,003	0,003—0,001	—	0,03—0,1	—	0,01—0,03	0,001—0,003
—	0,001—0,003	0,01—0,3	0,3—1,0	0,001—0,003	0,01—0,3	—

8065 в — существенно нефелиновая порода,

8065 г — существенно альбитовая с цирконом и биотитом порода.

U и Th определены химическим анализом, содержания остальных элементов приведены по результатам полуколичественного спектрального анализа.

явлением метамиктного распада минерала. По этим свойствам (а только их оказалось возможным определить) минерал ближе всего напоминает урансодержащий ринколит.

Из прочих акцессорных минералов присутствуют ильменит и флюорит. Толстотаблитчатые кристаллы ильменита находятся в тесной ассоциации с нефелином. Редкие мелкие (0,2—0,8 мм) зерна светло-фиолетового флюорита встречаются исключительно с поздним альбитом.

Генетические особенности жил

Наиболее вероятны два способа формирования вышеописанных жил: либо путем кристаллизации инъецированного материала в трещинных полостях, либо путем замещения и перекристаллизации вмещающих сиенитов. Фактический материал по строению и минералогическим особенностям пегматоидных образований в значительной мере свидетельствует о метасоматическом их происхождении. Действительно, жиллообразные тела залегают только в сиенитах и неизвестны во вмещающих породах. Все тела имеют совершенно постепенные переходы от сиенитов через мелкозернистые альбитизированные породы к крупнокристаллическим полевошпат-нефелиновым образованиям. Далее, наиболее характерными структурами являются структуры замещения. Так, микроклин встречается только в виде реликтов, замещаясь альбитом и нефелином, биотит координирует роговую обманку и в свою очередь замещается щелочным амфиболом, нефелин замещается сахаровидным альбитом. Весьма широко также развиты метакристаллы нефелина, циркона, эвдиалита, содержащие включения окружающих минералов. Наконец, присутствуют недоразвитые скелетные формы совместно с хорошо образованными кристаллами того же минерала, в частности, циркона и др.

Появление метасоматических альбит-нефелиновых пегматоидных образований среди роговообманковых сиенитов не является явлением случайным. Как уже отмечалось, в строении щелочного комплекса Северо-Восточной Тувы значительная роль принадлежит нефелиновым сиенитам, формирование которых связывают [3, 5, 6, 10] с процессом взаимодействия щелочной гранитоидной магмы с карбонатными породами. Такое взаимодействие обуславливало десиликацию и повышение щелочности магматического расплава, вследствие чего вслед за становлением тел известково-щелочных гранитов и сиенитов первой фазы происходит внедрение нефелиновых и щелочных сиенитов второй фазы.

Образование полевошпат-нефелиновых тел обусловлено деятельно-

стью натровых десилицированных флюидов, выделяющихся уже в ходе кристаллизации щелочной нефелин-сиенитовой интрузии.

Естественно, что воздействие этих флюидов на сиениты вызывает в первую очередь их альбитизацию. Калиевый полевой шпат замещается шахматным, затем лейстовым альбитом. В связи с дальнейшим падением потенциала кислотности начинается рост кристаллов нефелина. Щелочно-земельная роговая обманка замещается более щелочным амфиболом. Идет образование крайнего натрового члена ряда эвдиалит-мезодиалит-эвколит-эвдиалита.

После некоторого перерыва, когда кислотность растворов вновь заметно возросла, формируется сахаровидный альбит и флюорит. Причем образование альбита идет главным образом путем замещения нефелина. С этой же стадией связано появление основной массы циркона, а также ринколита (?). Однако, как выше было показано, выделялись они из раствора не одновременно с альбитом, а несколько позже.

Отмеченная последовательность метасоматических процессов связана с изменением во времени состава растворов, их кислотно-щелочных свойств. В данном случае вначале идет нарастание щелочности растворов, затем падение, что в общем не противоречит теоретическим выводам Д. С. Коржинского по этому вопросу.

Однако изменение состава и кислотности-щелочности растворов происходило не только во времени, но и в пространстве. Изучая характер распределения минералов в жилах, их взаимоотношения, используя диаграммы, построенные по результатам пересчетов химических составов минеральных агрегатов из разных жильных зон, нетрудно прийти к выводу о том, что одновременно с натровым метасоматозом развивается и калиевый, несколько отделенный от первого в пространстве.

Высвобождающийся при замещении калишпата альбитом, а затем и нефелином калий вызывает в окружающих породах биотитизацию обыкновенной роговой обманки и перекристаллизацию калишпата в приконтактных частях формирующихся тел. Причем биотитизация и нарастание кристаллов микроклина в околоконтактных зонах пегматоидных жил проявляется вполне отчетливо, однако в самих телах микроклин наблюдается только в виде реликтов, а в центральных их частях его практически нет совсем.

Следовательно, о самостоятельной стадии калиевого метасоматоза с привнесом калия метасоматическими растворами говорить нет оснований, так как при широком фронте такой калишпатизации, даже и при интенсивно проявленном последующем натровом метасоматозе, в отдельных жилах можно было бы наблюдать реликтовые участки, выполненные существенно микроклином. Однако такие участки не установлены.

Подтверждение этим выводам можно найти и при анализе диаграмм, отражающих поведение элементов при метасоматозе. В частности, первая диаграмма (рис. 1) дает общее представление о подвижности элементов по конечным продуктам метасоматоза путем сравнения химических их составов из различных частей жилы с неизменной вмещающей породой. На основании этой диаграммы можно лишь сделать вывод, что в ходе развития метасоматического замещения натрия и глинозема привносились, а калий, магний, железо и кальций выносились.

Более наглядное представление о ходе метасоматического процесса в отдельные стадии метасоматоза дает вторая диаграмма (рис. 2), когда за исходную принимается порода, возникающая в результате предыдущей стадии. Понятно, что в метасоматических телах вообще и в альбит-нефелиновых образованиях, в частности, не существует участков, в которых были бы пространственно обособлены минеральные ассоциации, соответствующие отдельным стадиям метасоматоза. Обычно на-

Таблица 2

Изменение химического состава сениитов в процессе их метасоматического преобразования
(метод с «учетом перистости»)

Оксидов	Роговообман- ковый сениит, проба 8055, вес. %	Кол-во (в г) в 100 см ³ свежего сене- нита, объемн. вес 2,52	Полношпат- нефелин-аль- битовая порода, проба 80656, вес. %	Кол-во (в г) в 100 см ³ поле- вошпат-нефел- альбит. породы. Объемн. вес 2,45	Привнос—вынос		Существенно нефелиновая порода, проба 80656, вес %	Кол-во (в г) в 100 см ³ не- фелин. породы. Объемный вес 2,46	Привнос—вынос по сравнению						Существенно альбит. порода, проба 80656, вес. %	Кол-во (в г) в 100 см ³ су- ществен. аль- битов. породы. Об. вес 2,44	Привнос—вынос по сравнению							
					абсолют- ная разница в г	в % к массе окислов в 100 г			с сениитом			с 80656					абсолют- ная разница в г	в % к массе окислов в 100 г	абсолют- ная разница в г	в % к массе окислов в 100 г	с сениитом		с 80656	
									в г	в %	к массе окислов в 100 г	в г	в %	к массе окислов в 100 г							в г	в %	к массе окислов в 100 г	в г
SiO ₂	63,18	1159,2	59,20	145,8	-13,4	8,3	58,20	143,6	-15,7	-	9,8	-2,3	-15	59,49	145,1	-14,1	-8,8	+1,6	+1,1					
TiO ₂	0,83	2,04	0,50	1,23	- 0,81	- 40,0	0,30	0,77	- 1,28	-	60	-0,47	-38	0,34	0,82	-1,22	-58	+0,06	+7,8					
Al ₂ O ₃	16,45	40,64	20,52	50,47	+ 9,83	+ 26	23,1	56,88	+16,24	+ 40	+6,41	+15	20,55	50,14	+9,5	+21	-6,74	-12						
Fe ₂ O ₃	2,27	5,71	1,65	4,13	- 1,58	- 27	1,21	3,63	- 2,7	- 42	-1,12	-26	1,13	2,75	-2,9	-50	-0,26	- 8						
FeO	2,68	6,75	1,70	4,28	- 2,47	- 35	0,90	2,26	- 4,51	- 67	-2,04	-48	2,27	5,53	-1,22	-18	+3,29	+145						
CaO	2,23	5,61	1,39	3,41	- 2,2	- 39	0,96	2,28	- 3,33	- 58	-1,13	-33	0,56	1,36	4,25	-75	-0,92	-40						
MgO	0,62	1,66	0,21	0,56	- 1,1	- 66	0,13	0,34	- 1,32	- 85	-0,22	-33	0,19	0,48	-1,18	-71	+0,14	+40						
MnO	0,25	0,58	0,20	0,54	- 0,04	- 7	0,12	0,32	- 0,26	- 35	-0,22	-35	0,14	0,34	-0,24	-41	+0,02	+6,5						
K ₂ O	4,70	11,66	4,30	10,54	- 1,7	- 14	4,30	10,33	- 1,0	- 9	+0,21	- 2	4,16	10,15	-1,51	-13	-0,49	-4,5						
Na ₂ O	5,75	14,48	7,94	19,43	+ 5,0	+ 34	8,12	20,05	+ 5,6	+ 38	+0,62	+ 3,2	8,24	20,10	+5,62	+40	+0,05	+0,25						
P ₂ O ₅	0,20	5,61	-	-	-	-100	0,03	0,12	- 5,49	- 97	+0,12	-	-	-	-	-	-	-						
п.п.п.	1,00	2,52	2,47	6,02	+ 3,5	+135	2,63	6,69	+ 3,93	-160	+0,47	-	2,94	7,17	+4,65	+185	-0,58	+90						
						вынос 5 г					вынос 20 г		вынос 0,1 г		вынос 16,8 г		вынос 3,8 г							

Примечание. Силикатные анализы выполнены в Центральной лаборатории Уральского геологического управления (г. Свердловск).

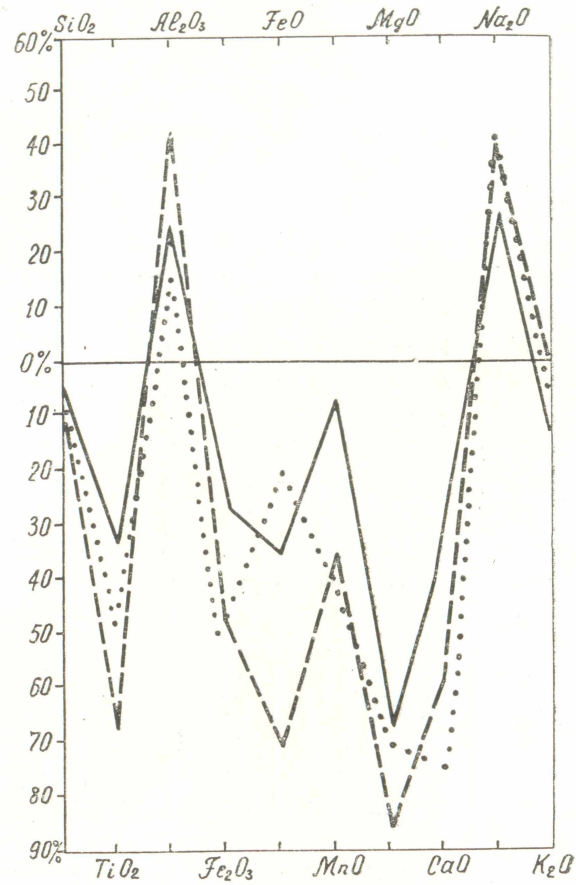


Рис. 1. Схема изменения химического состава сиенитов в процессе их метасоматического преобразования. Графики приведены для приконтактной калишпат-альбит-нефелиновой (1) зоны и внутренних, существенной нефелиновой (2) и альбитовой (3) зон.

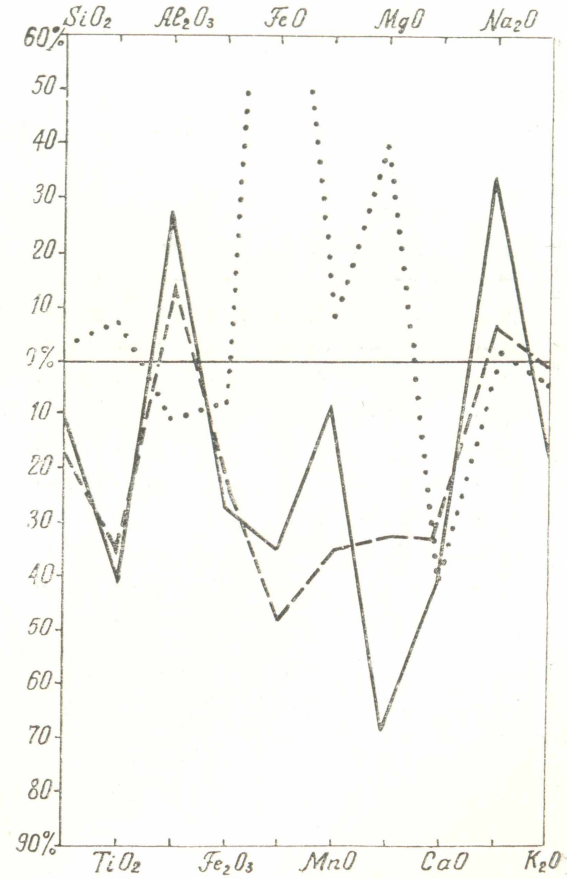


Рис. 2. Схема изменения химического состава внешних зон альбит-нефелинового тела в процессе их замещения внутренними. Графики приведены для приконтактной калишпат-альбит-нефелиновой (1) зоны и внутренних, существенно нефелиновой (2) и альбитовой (3) зон.

блюдается наложение этих ассоциаций. Однако наличие элементов зональности тел, обособленность исходных пород и конечных продуктов метасоматоза делают вполне представительными такие сравнения.

Анализ второй диаграммы показывает, что в ходе развития метасоматического процесса происходит интенсивное перераспределение кремниевой кислоты, глинозема, калия, натрия и кальция. Причем, если на протяжении всего процесса формирования альбит-нефелиновых тел К, Са, Fe⁺³ выносились от внутренних зон по направлению к внешним и вмещающим сиенитам, а Na привносился, то в поведении Si, Al, Fe⁺², Mg, а также М и Ti наблюдаются значительные изменения. В начальную стадию минералообразования отмечается вынос Si, Fe⁺², Mg, Ti и привнос Al. В последующую стадию процесса, в связи с падением потенциала щелочности, напротив, устанавливается некоторый вынос Al и привнос прочих элементов, в том числе и кремнезема. Однако содержание кремнезема было недостаточно в растворе для того, чтобы он смог выпасть в свободном состоянии.

Таким образом, метасоматические альбит-нефелиновые пегматоидные образования являются продуктами единого существенно натриевого метасоматического этапа, представленного наиболее отчетливо двумя стадиями: стадией повышающейся щелочности (формирование лейстового альбита, нефелина, эвдиалита) и стадией понижающейся щелочности — увеличивающейся кислотности (выпадение сахаровидного альбита, флюорита, циркона).

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Н. Винчелл. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, М., 1949.
2. К. А. Власов, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова. Ловозерский щелочной массив. Изд. АН СССР, М., 1959.
3. Л. В. Дмитриев, Р. П. Котина. Форма и структурное положение Катунской щелочной интрузии в Восточном Саяне. «Советская геология», 1966, № 9.
4. М. Д. Дорфман, М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания Хибинского массива. Изд. «Недра», М., 1962.
5. В. И. Коваленко, Л. В. Окладников, А. С. Павленко, Э. И. Поколитов, Л. В. Филиппов. Петрология Среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. В кн.: «Геология и петрология магматических и метасоматических образований». Изд-во «Наука», М., 1965.
6. В. И. Коваленко, Л. В. Окладников, Э. И. Поколитов. Особенности взаимодействия нефелин-сиенитовой магмы с доломитовыми мраморами (на примере щелочных массивов Северо-Восточной Тувы). В сб.: «Метасоматизм и др. вопросы физико-химической петрологии». Изд-во «Наука», М., 1968.
7. Д. С. Коржинский. Режим кислотности постмагматических растворов. Известия АН СССР, сер. геолог, № 12, М., 1957.
8. В. С. Кудрин. Щелочные интрузии Северо-Восточной Тувы. «Советская геология», 1962, № 4.
9. С. А. Руденко. О способах и механизме образования кристаллов циркона в мариуполитах. Зап. Всес. мин. общ-ва, ч. 86, вып. 4, М., 1957.
10. Р. М. Яшина. Магматическое замещение доломитосодержащих мраморов и его роль в щелочном петрогенезисе Юго-Восточной Тувы. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, М., 1963.