Записки Ленинградского Горного Института, том XII, вып. 2, 1939
Annales de l'Institut des Mines à Léningrad, vol. XII, liv. 2, 1939

Явления ассимиляции и гибридизма в щелочных породах Тагобы-Собак

Ассистент *И. К. Никитин*

Phenomena of assimilation and hybridism in alkaline rocks of Tagoba-Sobak

Assistent *I. K. Nikitin*

1. Общие данные

Первые сведения о нахождении щелочных пород по ущелью р. Тагобы-Собак, являющейся правым притоком Зеравшана, относятся к восьмидесятым годам прошлого столетия (1). Исходят они от Г. Д. Романовского, которым при поездке в Туркестан были доставлены образцы, содержащие минерал «густосинего цвета весьма похожий на лазуревый камень» (т. е. на лазурит или ляпис-лазурь). По свидетельству Романовского эти образцы не были найдены им на месте, а получены от других лиц (от местных жителей). Изучались образцы П. В. Еремеевым, которым в минерале, принимаемом за ляпис-лазурь, был установлен содалит.

Позднее, в 1894 г., И. В. Мушкетов (2) в докладе Минералогическому обществу сообщил о небольшой коллекции щелочных пород из ущелья Тагобы-Собак, собранной и доставленной в 1893 г. В. Л. Комаровым (ныне президент Академии Наук СССР). Последний по специальности ботаник, поэтому обработка доставленной им коллекции производилась И. В. Мушкетовым. В своем сообщении И. В. Мушкетов указывает точное местонахождение щелочных пород, отмечает постепенный переход элеолитовых сиенитов в содалитовые, приводит список содержащихся в сиенитах минералов и высказывается о возможности непрерывного продолжения на запад щелочных пород, обнаруженных им в 1880 г. по речке Зардале (3) до Тагобы-Собак, находящихся друг от друга на расстоянии около 100 *км*. Позднейшими геологическими исследованиями, производившимися на Туркестанском хр. (4, 6), это предположение не подтвердилось.

В 1910 г. месторождение посещается И. А. Преображенским (7). Если до этого времени сведения о рассматриваемых породах были случайными и отрывочными, то в результате поездки на месторождение Преображенского они приобрели значительную полноту. В опубликованной им статье (7) содержатся краткие исторические сведения о месторождении, отмечаются географические и геологические особенности выхода щелочных пород и достаточно подробно описывается каменный материал, лично собранный автором. Кроме того отдельно рассматриваются выделения натролита и биотита и контактные явления. В заключение автором сопоставляются сиениты Тагобы-Собак с сиенитами некоторых русских и заграничных месторождений, описанных ранее. При описании пород Преображенский их разбивает, как он выражается, на три ряда, связанные между собою переходами. К первому ряду относятся, роговообманковые сиениты, состоящие из полевых шпатов, нефелина, роговой обманки,

биотита и граната. При этом в породах данного ряда с увеличением количества роговой обманки происходит уменьшение биотита и нефелина до полного исчезновения последних. Второй ряд составляют содалитовые сиениты, в состав которых входят: биотит, полевые шпаты, нефелин, содалит и канкринит. В крайнем члене этого ряда биотит и нефелин полностью отсутствуют. В третьем ряду объединяются типичные биотитово-нефелиновые сиениты.

Из приведенного Преображенским разделения щелочных пород Тагобы-Собак и из их минералогического состава мы можем сделать вывод, что биотит и нефелин находятся в тесных парагенетических отношениях. Присутствие одного минерала в породе вызывает появление другого и наоборот, уменьшение одного сопряжено с исчезновением другого. Это очень важное обстоятельство в вопросе генезиса различных щелочных пород рассматриваемого месторождения и в дальнейшем мы его будем иметь в виду.

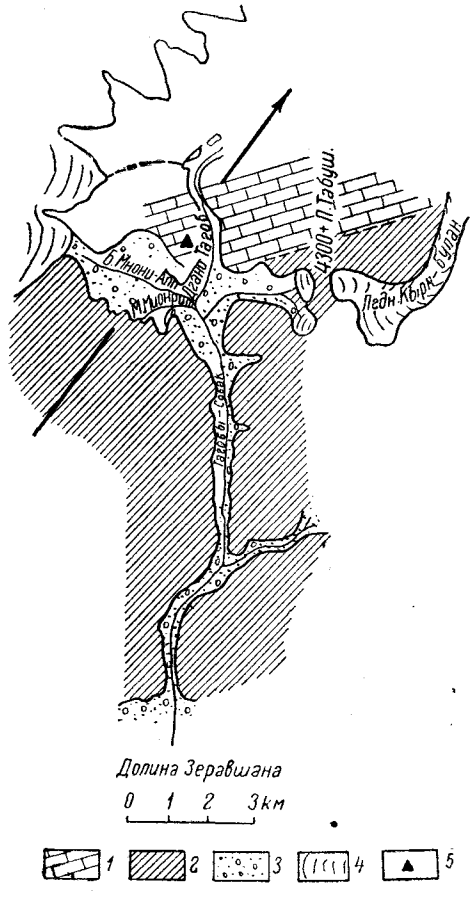


Рис. 1. Географическая карточка выходов щелочных сиенитов р. Тагобы-Собак.
1—Мраморизов. известняки (S_2^a). *2*—Сланцы (S_2^1). *3*—Алювий и пролювий. *4*—Ледники. *5*—Выходы щелочных сиенитов.

Следующим исследователем, посетившим месторождение в 1932 г., был В. П. Соболевский. В опубликованной им статье (9), хотя и говорится, что «главной целью работ отряда было минерало-петрографическое изучение выхода нефелинового сиенита в верховьях р. Тагобы-Собак», однако нового в ней помимо того, что о сиенитах было известно ранее, не содержится.

Автору настоящей статьи представилась возможность осмотреть выходы щелочных пород Тагобы-Собак в 1935 году во время геолого-поисковых работ на территории верховьев Зеравшана и Западного Каратегина (7).

В результате нами была собрана не большая коллекция по внешнему виду довольно разнообразных щелочных пород. Полевые наблюдения над выходами, правда крайне недостаточные, так как на это нами был потрачен всего лишь один день, и микроскопический просмотр шлифов горных пород, собранных при составлении геологического отчета за 1935 г. (7), приводят к несколько иному представлению о генезисе щелочных пород рассматриваемого месторождения по сравнению с литературными данными. Было установлено, что некоторые факторы, приведшие к образованию различных представителей щелочных пород, в существующей литературе вовсе не упоминаются или о них говорится только вскользь. Это обстоятельство побудило меня остановиться на более детальном изучении имеющегося в моем распоряжении материала, результатом чего является предлагаемая статья. Однако необходимо здесь же оговориться, что вследствие недостаточности полевых наблюдений из-за кратковременности нашего пребывания на выходах, труднодоступности последних и недостаточного аналитического исследования имеющегося материала настоящая статья не претендует на полноту освещения этого уголка, интереснейшего как с петрографической, так и с петрологической точек зрения.

Река Тагобы-Собак является правым притоком верхнего течения р. Зеравшан и на своем пути, имеющем длину около 20 *км*, прорезает южный склон Туркестан-

ского хребта (рис. 1). Выходы щелочных пород по ней находятся от долины Зеравшана на расстоянии около 15 *км* и приурочены к месту слияния вершин, составляющих р. Тагобы-Собак.

От выхода р. Тагобы-Собак в долину Зеравшана и до самого места слияния вершин первой по обоим склонам ущелья обнажается довольно однообразная, слабо метаморфизованная песчано-сланцевая толща верхнего силура, собранная в мелкие складки. Простирание толщи довольно постоянное и следует направлению СВВ—ЮЗЗ. Выше слияния вершин среди сланцев, уже достаточно сильно метаморфизованных, появляются светлосерые мраморизованные известняки, относящиеся также к верхнему силуру, но занимающие более высокие горизонты по сравнению с песчаниками и сланцами. Мраморизованные известняки и метаморфические сланцы связаны между собою постепенными переходами через темносерые, также метаморфизованные, известковистые сланцы. Мощность переходной зоны невелика и измеряется несколькими десятками метров.

По центральной вершине, носящей название р. Дгани-Тагоб, мраморизованные известняки обнажаются в виде громадных скал на протяжении около 1 *км*, где они вновь сменяются сланцами.

Выходы нефелиновых и других щелочных пород находятся по правому склону р. Дгани-Тагоб. Вмещающими породами их являются выше отмеченные мраморизованные известняки и частью сланцы, примыкающие к известнякам с южной стороны (рис. 2). Абсолютная высота наиболее низко находящихся по склону выходов щелочных пород около 3000 *м*.

Говоря о геологической обстановке выходов щелочных пород, необходимо отметить существующие на этот счет взгляды предшествующих исследователей. Так, например, В. И. Соболевский (9, стр. 206) говорит: «При наблюдении внизу у месторождения видно, что сланцы налегают на мраморы под углом 70—75° (падение на юг)...». Хотя в этом месте автором и не говорится о стратиграфическом налегании сланцев на из-

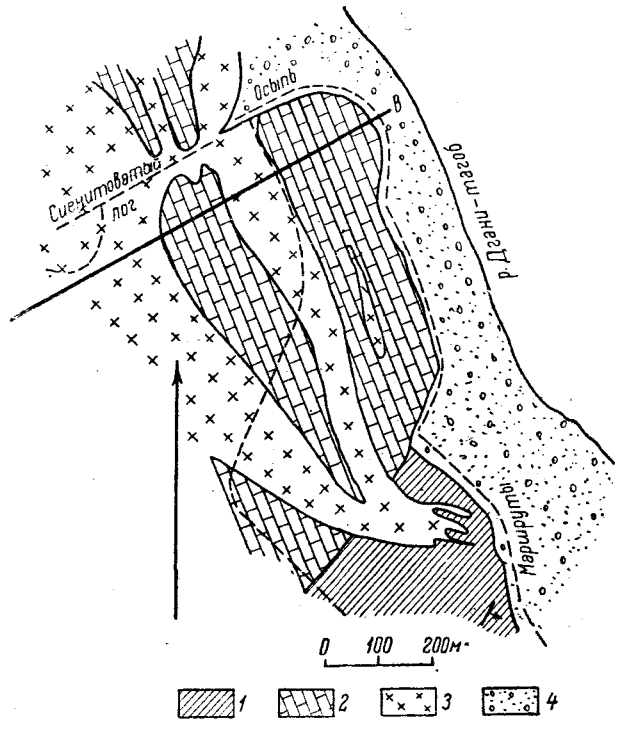


Рис. 2. Схематический план выходов щелочных сиенитов в верховьях р. Тагобы-Собак.

1—Кристаллические сланцы и темносерые мраморизованные известняки (S_2^1). *2*—Мраморы светлосерые (S_2^2). *3*—Щелочные сиениты. *4*—Алювий и делювий.

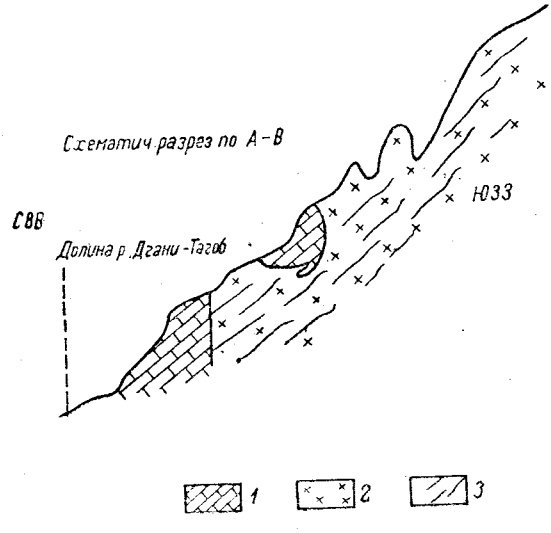


Рис. 2а. Разрез к рис. 2.

1—Мрамор. *2*—Щелочные сиениты. *3*—Отдельность.

вестняки, но из текста следующей страницы 207 явствует, что известняки принимаются за более древние образования, так как высказывается предположение о денудации мраморного массива, интрудированного сиенитовыми породами, до отложения на его поверхности песчано-глинистых толщ. Что с южной стороны, т. е. у места выходов щелочных пород, сланцы налегают на известняки, это верно, но отнесение мраморов к более низким стратиграфическим горизонтам по сравнению с песчано-сланцевой толщей и предположение о перерыве между этими отложениями не обоснованы и ошибочны.

Последнему положению противоречит наблюдающийся и уже отмеченный выше постепенный переход между мраморизованными известняками и сланцами, и ни о каком перерыве здесь речи быть не может. Что песчано-сланцевая толща, слагающая южный склон Туркестанского хребта, занимает более низкие стратиграфические горизонты по сравнению с известняково-сланцевой, доказано фаунистически (4, 6). Кроме того на странице 207 В. И. Соболевский говорит: «Сиенитовые породы различных типов связаны именно с этим мраморным массивом: по крайней мере, ни Преображенскому, ни нам нигде не удалось найти их в районе кристаллических, точнее слюдистых и кремнистых сланцев...». В действительности положение вещей таково, что правда — для подавляющего большинства отдельных выходов щелочных пород вмещающими породами являются известняки, но единичные жилы и апофизы от более крупных сиенитовых тел встречаются и среди сланцев. В этом мы находим второе положение, противоречащее денудации мраморного массива, интрудированного сиенитовыми породами, до отложения на него песчано-глинистых толщ. Более того, согласно устному сообщению А. Ф. Соседко, занимавшегося в свое время поисками в данном районе полезных ископаемых, в западном от р. Дгани-Тагоб продолжении выходов щелочных пород последние среди сланцев являются довольно распространенными. Наконец, на территории Туркестано-Зеравшанской горной системы известно довольно значительное количество выходов щелочных пород, залегающих в самых разнообразных условиях.

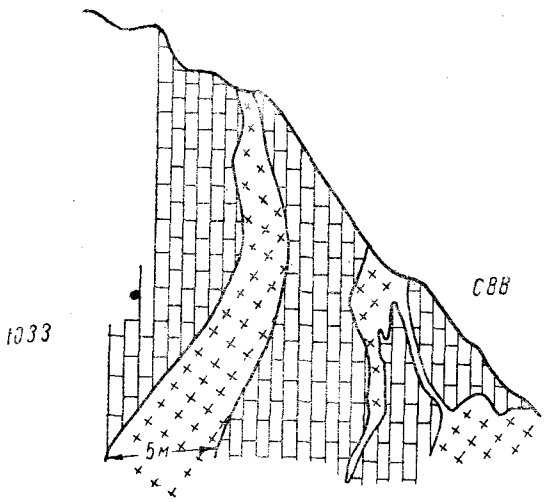


Рис. 3. Схематический геологический разрез левого склона сиенитового лога. (Обозначения те же, что и на рис. 2.)

На современной эрозионной поверхности правого склона р. Дгани-Тагоб щелочные породы обнажаются в виде серии жил, идущих по различным направлениям. Эти жилы характеризуются чрезвычайно изменчивой мощностью, часто разветвляются, сходятся вместе и т. д. В результате получается довольно сложная сеть жил, наблюдающаяся на отвесно стоящих и горизонтальных поверхностях обнажений (рис. 2, 3), приводящая в первый момент исследователя в состояние растерянности. Однако при более внимательном и детальном осмотре выходов в расположении последних подчеркивается некоторая закономерность, выражающаяся в том, что большинство крупных жил ориентированы с ЮЮВ на ССЗ; с этим же направлением совпадают местами наблюдающаяся полосчатость и гнейсовидное сложение в сиенитах. Затем отчетливо намечается связь жил с более крупным (центральным) телом, находящимся, очевидно в глубине правого склона р. Дгани-Тагоб и в настоящее время только что вскрывающимся. Последнее положение иллюстрируется рис. 2, представляющим проекцию выходов в плане. На этом рисунке видно, что дно сиенитового лога, гипсометрически наиболее низкая часть выходов, занято сплошным сиенитовым выходом, от которого ответвляются апофизы, пронизывающие известняки по различным направлениям (рис. 3). Помимо того, близость более крупного сиенитового тела, только что начи

нающего вскрываться, подтверждается, как увидим ниже, и петрографически. Таковы в общих чертах геологические условия нахождения щелочных пород верховьев р. Тагобы-Собак и их форма залегания.

2. Петрографическое описание пород

По минералогическому составу и по структурным особенностям щелочные породы Тагобы-Собак характеризуются чрезвычайно большим разнообразием. Это разнообразие объясняется нижеследующими причинами: 1) неоднократным поступанием щелочной магмы с глубины в более высокие горизонты, 2) фациальным изменением, происходившим при кристаллизации магмы, 3) автоморфным превращением сформировавшейся породы, выражающимся в метасоматическом замещении первичных минералов, 4) синтектикой щелочной магмы с вмещающими осадочными образованиями и 5) присутствием ксенолитов, глубоко переработанных щелочной магмой.

По времени образования устанавливаются породы трех генераций, существование которых доказывается наличием интрузивных контактов между ними. К наиболее раннему образованию относятся типичные нефелиновые сиениты, к более позднему — их дериваты, представляющие лейкократовые разности с мелкозернистой структурой (нефелиново-сиенитовые аплиты) и пегматиты.

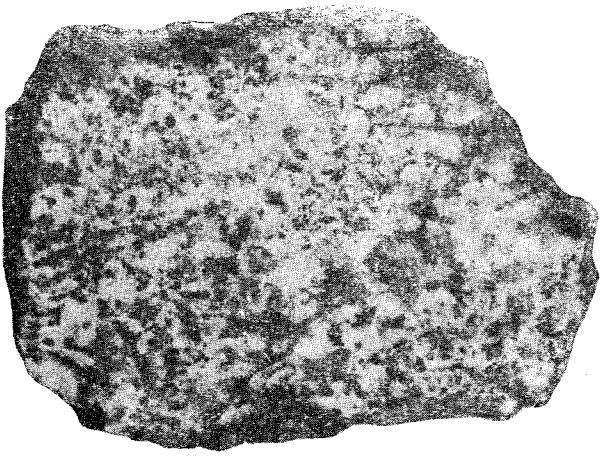


Рис. 4. Типичный биотитово-нефелиновый сиенит (обр. 185).

Типичный биотитово-нефелиновый сиенит. Макроскопически представляет среднезернистую породу массивного сложения. Невооруженным глазом в нем определяются: светлосерые полевые шпаты, серый с жирным блеском нефелин и редкие скопления желтого канкринита, являющегося продуктом замещения нефелина; на этом в общем светлом фоне штуфа отчетливо выделяются листочки совершенно черной слюды, равномерно распределяющейся по всей породе (рис. 4).

Под микроскопом полевошпатовая часть состоит из микроклина и альбита, составляющих по объему около 70%, при резком преобладании первого минерала над вторым; не менее 20% занимает нефелин с канкринитом и остальная часть, около 10%, падает на биотит. Других минералов, хотя бы в качестве ничтожной примеси, в породе не обнаружено.

Микроклин — в виде крупных и мелких кристаллов с обычным резко выраженным решетчатым строением. В местах скопления нескольких зерен микроклина его кристаллы обладают геометрическими очертаниями, свойственными данному минералу. В контактах зерен микроклина с другими минералами (с нефелином и биотитом) в нем правильные геометрические очертания утрачиваются и линия разграничения принимает плавное, причудливо извилистое очертание, совершенно аналогичное наблюдаемому на контурах фенокристаллов кварца или плагиоклаза, подверженных коррозии. В особенности это сходство велико, когда микроклин полностью заключен в нефелине. Позднейшие изменения микроклина выражаются в его замещении альбитом. Последний развивается в периферических частях кристалла микроклина и проникает вглубь зерна по трещинкам спайности. Степень замещения отдельных зерен микроклина альбитом различна и варьирует в широких пределах. Ясно, что в этом вопросе имеет значение глубина среза кристалла микроклина плоскостью шлифа. Очевидно, срезы, проходящие через кристалл ближе к наружной части последнего, будут казаться более альбитизированными по сравнению со срезами, проходящими через внутренние части его.

Альбитов в описываемом типе сиенита два: магматический и замещающий микроклин, относящийся к более позднему образованию. Первичный альбит имеет ясные геометрические очертания, также содержится в качестве пойкилитовых вростков в нефелине и проявляет резкий идиоморфизм по отношению к микроклину. Вторичный альбит обычно имеет шахматную структуру; в нем отсутствуют геометрические формы ограничения и в некоторых случаях внутри его наблюдаются остатки микроклина.

Нефелин большей частью образует крупные кристаллы с неправильными ограничениями. Его кристаллы переполнены вростками микроклина, альбита и биотита. Если расположение вростков первых двух минералов беспорядочное, то вростки биотита ориентированы и на некоторых разрезах видно, что они идут по трем направлениям, составляющим между собою угол 60°. Кроме того нефелин подвержен частичному замещению канкринитом. Последний развивается на нефелине пятнами или же выполняет трещинки. В последнем случае он выходит за пределы зерен нефелина и наблюдается среди других минералов или же развивается по стыкам между ними.

Биотит с резким плеохроизмом, изменяющимся от оранжево-желтой окраски по N_p до темнобурой, почти черной по N_g. Его листочки, лишенные правильных ограничений, равномерно распределяются в породе.

Ангедральные формы главных компонентов, слагающих породу, приводят к аллотриоморфнозернистой структуре, которой характеризуется данный тип сиенита.

	I		II	
	Весов. %	Молекул. колич.	Весов. %	Молекул. колич.
SiO_2	57,93	955	58,31	9654
TiO_2	следы	—	—	—
Al_2O_3	22,28	219	24,81	2429
Fe_2O_3	0,98	006	—	—
FeO	0,11	015	—	—
CaO	0,81	014	0,64	0115
MgO	0,04	001	0,16	0039
K_2O	5,92	063	3,25	0345
Na_2O	8,22	132	11,52	1855
п. п. п.	0,99	—	0,87	—
$H_2O_{гигр.}$	0,02	—	—	—
	99,95		100,29	

I — биотитово-нефелиновый сиенит, анализированный нами.
II — биотитово-нефелиновый сиенит, анализированный Преображенским.

Вследствие этого сказать что-либо определенное о последовательности выделения компонентов из расплава представляется затруднительным.

Выше охарактеризованный сиенит (обр. № 185), по условиям нахождения относящийся к более глубоким горизонтам интрузивного тела (штуф выбит со дна сиенитового лога), был подвергнут валовому химическому анализу,[1] результаты которого приводятся рядом.

Из сопоставления данных анализа с таковыми же для щелочных пород Тагобы-Собак, опубликованными Преображенским, следует, что расхождений в определении биотитово-нефелиновых сиенитов не имеется, так как анализы означенной породы близки друг к другу.

Пересчет данных анализированного нами сиенита по методу А. Н. Заварицкого (пересчет химанализов и т. д.) и сравнение полученных числовых характеристик с таковыми же для «средних типов», приводимых в цитированном выше руководстве Заварицкого, показывают, что биотитово-нефелиновый сиенит с Тагобы-Собак относится к нормальному нефелиновому сиениту. Имеющееся расхождение в числовых характеристиках сравниваемых пород иллюстрируется приводимой ниже табличкой, из которой следует, что это расхождение весьма незначительное.

	a	*c*	*b*	*s*	*Q*
Биотитово-нефелиновый сиенит с Тагобы-Собак	26,79	0,96	5,84	66,36	— 22
Нефелиновый сиенит нормальный „среднего типа"	28,0	0,0	6,0	66,0	— 24

[1] Анализ производился в лаборатории геохимсектора ЦНИГРИ М. Т. Селютиной.

Продукты фациального изменения. Выше описанный, так сказать, типичный биотитово-нефелиновый сиенит с приближением к контакту претерпевает изменение, идущее одновременно в двух направлениях: 1) в изменении состава, макроскопически выражающемся в уменьшении цветного компонента (слюды), который в крайнем члене исчезает полностью, и 2) в переходе среднезернистой структуры в мелкозернистую. В результате получается лейкократовая мелкозернистая порода, напоминающая аплит.

Микроскопическое исследование подобного рода образований показало (обр. 168, 169, 179, 181), что они относятся также к биотитово-нефелиновым сиенитам, отличающимся от типичных сиенитов: 1) пониженным содержанием нефелина за счет увеличения полевошпатовой составной части, 2) более интенсивной канкринитизацией

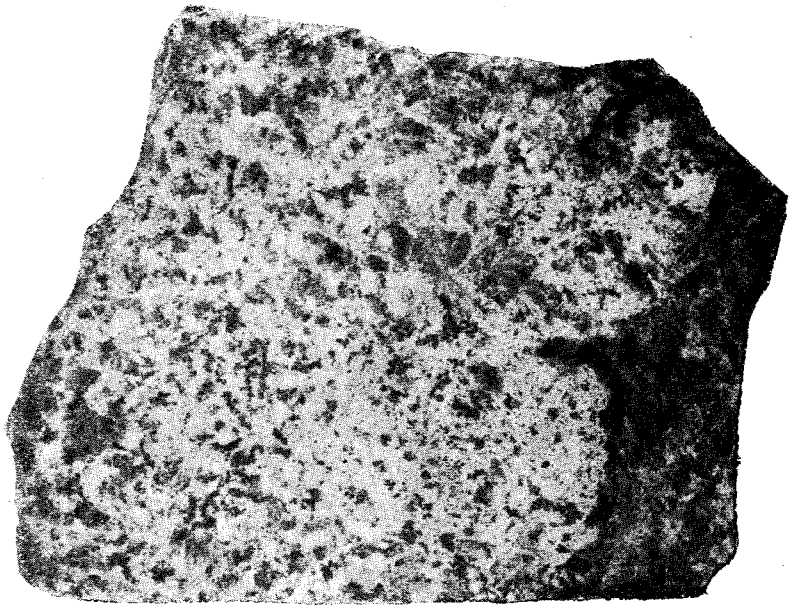


Рис. 5. Разновидность типичного нефелинового сиенита (обр. 183, нат. величина).

нефелина и альбитизацией микроклина, 3) появлением зеленого биотита вместо темно-коричневого и уменьшением его содержания, 4) содержанием других минералов. Из последних определяются: кальцит, содалит, циркон, флюорит и рудный минерал (из сульфидов). Если последние три минерала присутствуют в качестве примеси, то содержание двух первых иногда (шл. 180, 181) довольно значительно.

Структура попрежнему аллотриоморфная и равномернозернистая, только в редких случаях среди приконтактных образований наблюдается порфировидное строение. В этом случае в качестве порфировидных выделений выступают нефелин и микроклин, относящиеся, следовательно, к более ранним образованиям.

Между типичными нефелиновыми сиенитами и только что описанными приконтактными разновидностями существуют постепенные переходы. Так, например, штуф 183, взятый из центральной части мощной (до 15 *м*) жилы (рис. 5), очень близок к типичному сиениту (рис. 4) и отличается от последнего только более мелкозернистой структурой. Штуф 175, взятый ближе к контакту, по структурным особенностям и по минералогическому составу занимает промежуточное положение между типичным сиенитом и аплитовидным.

Автометаморфизм. Биотитово-нефелиновые сиениты верховьев р. Тагобы-Собак подвергались интенсивному автоморфному изменению под влиянием процессов пневматолиза. Это изменение выражается в метасоматическом замещении первичных минералов, наблюдаемом в различных стадиях. Замещению больше всего подверглись нефелин и микроклин.

Нефелин замещен преимущественно канкринитом; значительно реже наблюдается замещение его содалитом. Однако из этого не следует делать такого вывода, что подобное замещение не имело места или же совершалось в меньших масштабах. Исходя из полевых наблюдений и из взаимоотношений минералов, слагающих содалитовые сиениты, надо полагать, что такое замещение протекало в широком масштабе. Сравнительно редко наблюдаемые явления непосредственного замещения нефелина содалитом очевидно объясняются тем, что этот процесс прошел полностью и выступает перед нами в законченном виде. Разумеется, содалит встречается, как мы увидим ниже, и в качестве самостоятельного минерала, возникающего пневматолитическим путем независимо от нефелина.

Иную картину мы наблюдаем при замещении нефелина канкринитом. В этом случае без особого труда прослеживается постепенный переход от нефелиновых сиенитов, почти или вовсе не содержащих канкринита, к таким, в которых нефелин полностью канкринитизирован.

В единичных случаях (обр. 169) отмечается замещение нефелина каким-то волокнистым или чешуйчатым минералом, обладающим высоким преломлением и большим двупреломлением.

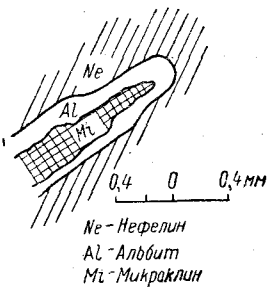


Рис. 7. Частичная альбитизация микроклина.

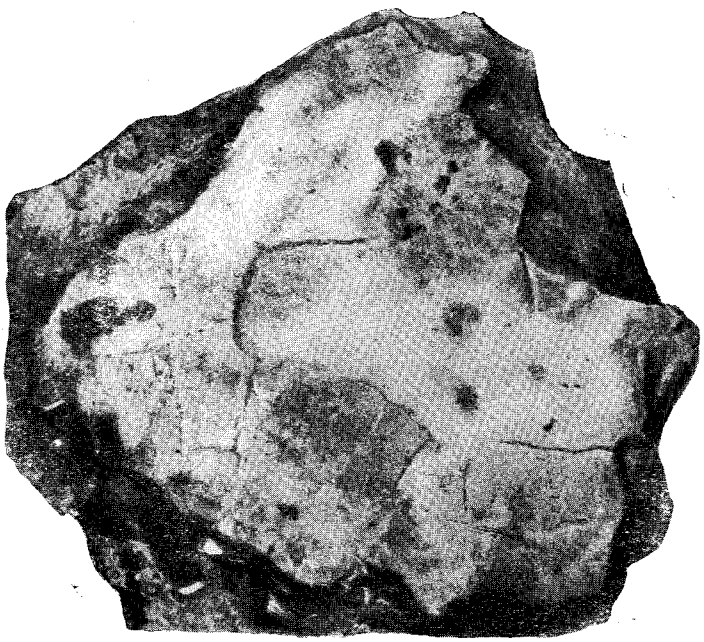


Рис. 6. Содалитовый сиенит (обр. 182, нат. величина).

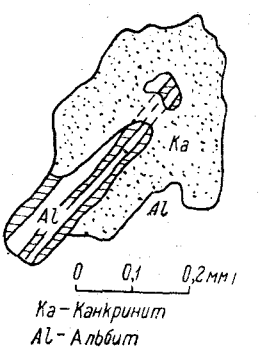


Рис. 8. Корродированные кристаллы полностью альбитизированного микроклина, окруженные нацело канкринитизированным нефелином.

Микроклин нефелиновых сиенитов замещается альбитом. Это направление замещения подобно замещению нефелина канкринитом выражено с поразительной отчетливостью и наблюдается в различных стадиях.

Метасоматические замещения нефелина и микроклина обычно идут параллельно друг другу; в результате чего из нефелиновых сиенитов, полевошпатовая составная часть которых представлена преимущественно микроклином, образуются: канкринитовые, содалитовые (рис. 6) и канкринитово-содалитовые сиениты, в которых микроклин в значительной мере или полностью замещен альбитом.

Частичную альбитизацию микроклина можно видеть на рис. 7 (шл. 175); явление полного замещения нефелина канкринитом и микроклина альбитом изображено на рис. 8 (шл. 164). На этом рисунке наблюдающиеся взаимоотношения между альбитом и канкринитом по существу соответствуют взаимоотношениям между микроклином и нефелином, имеющим место в неизмененных сиенитах.

Пространственно метасоматоз носит региональный характер, но максимальное проявление его чаще всего связано с приконтактными зонами. С удалением от контакта метасоматические изменения локализуются и идут в теле сиенита по различным направлениям. В этом случае они ограничиваются контурами самых разнообразных очертаний как на горизонтальных, так и вертикальных поверхностях обнажений.

Жильные дериваты щелочной магмы. К жильным дериватам щелочной магмы относятся нефелиново-сиенитовые аплиты, альбититы и пегматы. Аплиты и альбититы макроскопически совершенно белые плотные породы, особо неотличающиеся друг от друга и напоминающие собою мраморы. Встречаются они как в сиенитах, так и во вмещающих сиениты мраморизованных известняках и сланцах. Залегают в виде жил различной мощности, колеблющейся от нескольких сантиметров до нескольких метров; при этом мощность одной и той же жилы чрезвычайно непостоянна и изменяется в широких пределах. Элементы залегания жил также чрезвычайно непостоянны и характеризуются большим разнообразием.

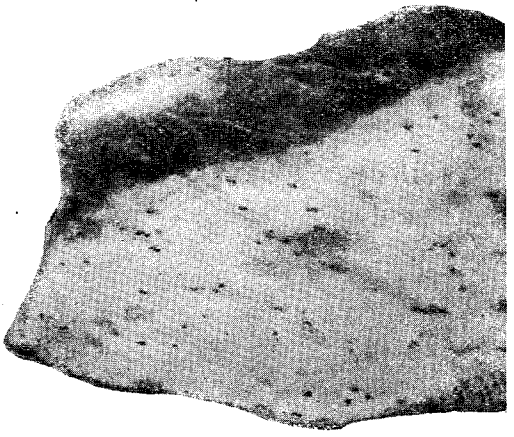


Рис. 9. Нефелин-сиенитовый аплит с жилкою (на рисунке более темной) содалита (обр. 186, нат. величина).

Микроскопическое изучение этих пород показывает, что жилы нефелин-сиенитовых аплитов встречаются преимущественно среди нефелиновых сиенитов; жилы альбитов распространены среди мраморизованных известняков и сланцев.

Под микроскопом нефелин-сиенитовый аплит (обр. 186, рис. 9) состоит из микроклина и альбита, входящих примерно в равных количествах и составляющих по объему около 98% породы. В качестве примеси содержатся: канкринит, содалит, биотит, аналогичный биотиту сиенитов, и циркон. Последний в редких, но иногда в довольно крупных (до 1 *см* в поперечнике) кристаллах, обладающих правильными геометрическими формами. Структура породы аллотриоморфная.

В противоположность сиенитам и продуктам их автоморфного изменения альбитизация микроклина в нефелин-сиенитовых аплитах не обнаруживается и наблюдающийся в породе альбит весь относится к первичному образованию.

Местами в нефелин-сиенитовых аплитах наблюдаются жилки мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, выполненные содалитом, представляющим более позднее образование (рис. 9). Кроме содалита в жилках содержатся редкие листочки темной слюды (биотита).

Альбититы макроскопически очень похожи на аплиты и отличаются от последних: 1) полным отсутствием биотита, который на поверхности аплитов, хотя и в незначительном количестве, все же отмечается, 2) незначительным содержанием белой слюды, развивающейся по трещинкам отдельности, и 3) наличием мелких миаролитовых пустот.

Под микроскопом порода состоит (обр. 156) из альбита и в незначительном количестве белой слюды (мусковита), которая развивается по трещинкам. Кроме того присутствует циркон, который подобно аплитам в редких, но иногда довольно крупных кристаллах. В одном случае (обр. 156а) в альбитите отмечен в небольшом количестве кварц, зерна которого группируются около миаролитовых пустот. Здесь же в качестве примесей содержатся микроклин и, очевидно, флюорит. Альбит описываемых пород обладает резко выраженными пластинчатыми формами, свойственными клевеландиту.

В аналогичных альбититах, сопровождающих щелочные сиениты ущелья Рокшиф, находящегося примерно в 20 *км* западнее ущелья Тагобы-Собак, установлены минералы, содержащие мышьяк, уран и висмут.[1]

[1] Устное сообщение Кравченко.

Нефелин-сиенитовые аплиты и альбититы по времени образования синхроничны друг другу. Имеющееся различие в вещественном составе объясняется, очевидно, тем, что альбититы представляют наиболее диференцированные продукты кристаллизации аплитовой магмы. Данное положение подтверждается до некоторой степени и отмеченным выше территориальным распределением этих пород, выражающимся в том, что аплиты залегают преимущественно в материнской породе, а альбититы в некотором удалении от нее.

Кратко охарактеризованными представителями исчерпываются продукты кристаллизации «чистой» магмы, встреченные нами на месторождении щелочных пород ущелья Тагобы-Собак.

Гибридные образования. Геологические особенности нахождения рассматриваемых образований следующие. Распространение их приурочивается только к наиболее мощным жилам или залежам щелочных пород. Встречаются они как



Рис. 10. Контакт везувианового гибрида с нефелиновым сиенитом (обр. 171, нат. величина).

вблизи контактов этих жил с вмещающими породами, так и в более глубоких центральных частях тел. Гибридные образования имеют на плане выходов удлиненную форму с вытянутостью, ориентированной согласно простиранию жил. С этим же направлением в них совпадают местами отчетливо выраженная сланцеватость и полосчатость. На поперечных разрезах круто падающих жил сланцеватость и полосчатость в гибридных образованиях подчиняются элементам залегания жил. Наконец, контакты между сиенитами и гибридами в одних случаях резкие, в других — расплывчатые и тогда один тип породы постепенно переходит в другой.

Минералогический состав, структура и текстура того или другого гибрида определяются степенью взаимодействия, которое имело место между щелочной магмой и захваченным ею ксенолитом. Мы опишем три типа гибридов: 1) наиболее удаленный от нефелиновых сиенитов, 2) промежуточный тип и 3) гибрид, мало отличающийся от нефелиновых сиенитов.

К наиболее удаленному гибридному образованию относятся ксенолиты, представляющие среднезернистую темную породу массивного сложения, включенную в светлосерый биотитово-роговообманковый нефелиновый сиенит (рис. 10). На этом рисунке видно, что контакт между названными породами, хотя и сопровождается

переходной зоной, но в целом все же довольно резкий. В других случаях эта резкость утрачивается, и одна порода постепенно переходит в другую.

Под микроскопом порода ксенолита состоит из мелкозернистой биотитово-полевошпатовой основной массы, содержащей крупные (до 1 *мм* в поперечнике) правильно образованные кристаллы везувиана. Кроме того в основную массу в значительном количестве входит гранат в виде мелких зернышек изометрических и неправильных очертаний, которые местами группируются в кучки. В качестве примеси присутствуют: кальцит, рудные частицы, графит и циркон. Полевошпатовая часть, представленная альбитом, биотит и везувиан, входящие примерно в равных количествах, составляют по объему около 90% породы. Остальные 10% падают в убывающем количестве на гранат, кальцит, графит, рудное вещество и циркон. Структура породы в целом порфиробластическая, основная масса роговиковая.

Биотит ксенолита по окраске резко отличается от биотита типичных нефелиновых сиенитов. В положении максимальной абсорбции он имеет здесь зеленый цвет и в этом отношении совершенно аналогичен биотиту, появляющемуся в сиенитах приконтактных зон (см. стр. 39), в то время как в типичных нефелиновых сиенитах в указанном положении он имеет темнобурую, почти черную окраску. Однако исследование биотита в сходящемся свете и в том, и в другом случае дает фигуру одноосного отрицательного минерала.

Везувиан в правильно образованных коротко призматических кристаллах, внутри которых содержатся редкие вростки биотита и альбита.

В виду того, что в работах предшествующих исследователей щелочных пород Тагобы-Собак об этом минерале не упоминается, он был подвергнут исследованию на Федоровском столике и в иммерсии. На Федоровском столике для него получены такие данные: 1) минерал одноосный отрицательный, 2) тетрагональный, 3) удлинение отрицательное, 4) $N_m - N_p = 0{,}0054$. В иммерсии получено: преломление по $N_m = 1{,}739$, по $N_p = 1{,}734$, откуда $N_m - N_p = 0{,}0055$.

Эти данные в общем согласуются с приводимыми для везувиана в существующих справочниках. Так, например, по справочнику Winchell для везувиана N_m колеблется от 1,705 до 1,736; $N_p = 1{,}701 - 1{,}732$ и $N_m - N_p = 0{,}001 - 0{,}006$.

Гранат, как уже отмечалось выше, большей частью в мелких кристалликах. В проходящем свете он окрашен в желтый цвет, в скрещенных николях местами обнаруживает оптическую аномалию, выражающуюся в слабом действии на поляризованный свет.

Наконец, в шлифе обращают на себя внимание расположение и форма кристаллов кальцита. Располагается он в породе не равномерно; что касается формы кристаллов, то она на срезе плоскости шлифа выражается очертаниями, получающимися при явлениях интенсивной коррозии.

Кратко описанный гибрид (обр. 171) был подвергнут валовому химическому анализу, произведенному в лаборатории ЦНИГРИ Е. Н. Егоровой. Результаты анализа следующие:

Окислы	Весов. %	Молек. колич.
SiO_2	45,66	760
TiO_2	1,27	016
Al_2O_3	15,53	152
Fe_2O_3	3,49	022
FeO	6,08	084
MnO	0,18	002
CaO	10,24	182
MgO	7,72	193
K_2O	3,94	041
Na_2O	3,18	051
п.п.п.	2,31	—
$H_2O_{гигр}$	0,14	—
	99,74	

Из рассмотрения этих данных следует, что химический состав породы обнаруживает резкое отклонение от составов, приводимых для магматических пород, форми-

ровавшихся при нормальных условиях. Весовые количества главных окислов рассматриваемой породы в одних случаях сближаются с таковыми же для щелочных габброидных пород (SiO_2), в других—с кислыми породами нормального ряда (Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O) и в третьих—с основными (MgO).

Контакт между описанным гибридом с биотитово-роговообманковым сиенитом (см. рис. 10) сопровождается переходными зонами. При переходе от везувианового гибрида к сиениту прежде всего выделяется зона гранатизации последнего. Ширина гранатовой зоны в сиените с концентрацией этого минерала, примерно равной концентрации его в ксенолите, непостоянна и изменяется от нескольких миллиметров до 2 *см*. Далее его в сиените становится меньше и наконец он исчезает совсем. Разницы между гранатом в сиените и в гибриде под микроскопом не замечается и они совершенно аналогичны друг другу.

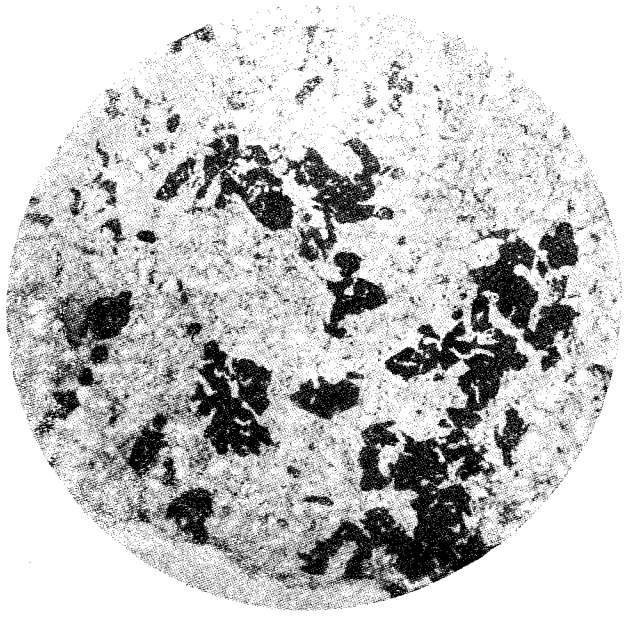


Рис. 11. Ангедральные формы роговой обманки в нефелиновом сиените приконтактной зоны с везувиановым гибридом (шл. 171 × 24).

Биотитов в этой зоне два: один сильно плеохроирующий, свойственный типичным нефелиновым сиенитам, другой—зеленый, менее плеохроичный и аналогичный биотиту ксенолита.

В этой же зоне появляется роговая обманка, количество которой по мере движения вглубь сиенита возрастает. Таким образом выделяется следующая зона амфиболизации сиенита. Роговых обманок две: темнозеленая и бурая. Преобладает первый тип роговой обманки, которая в положении максимальной абсорбции, почти совпадающей с удлинением кристалла и вместе с тем с направлением спайности по призме, становится совершенно непрозрачной.

Такой же непрозрачной она становится на поперечных разрезах призмы в положении, когда колебания нижнего николя делят острый угол между спайностями по призме пополам. Отсюда можно сделать косвенным путем вывод о незначительной величине 2V данного минерала. Угол погасания относительно трещин призматической спайности около 10° и образован очевидно с осью N_p.

Бурая роговая обманка обладает менее резким плеохроизмом, изменяющимся от светлобурого по N_p до темнобурого по N_g. Погасание относительно трещинок спайности с N_g около 15°.

Место появления амфибола в породе, обусловленное близостью ксенолита, и резкие ангедральные формы кристаллов (рис. 11) не возбуждают сомнения в том, что они наряду с гранатом являются продуктом синтектики щелочной магмы с описанным ксенолитом.

Отметим, что в описываемом штуфе в месте перехода гранатизированной зоны в амфиболизированную отмечается совместное нахождение граната и амфибола. При этом интересно отметить, что отношение граната к различным амфиболам различное. Является возможность наблюдать такие случаи, когда бурая роговая обманка обрастает гранатом; с другой стороны — гранат нередко окружается темнозеленым амфиболом. Отсюда следует, что из названных минералов, очевидно, первым формировался бурый амфибол, затем—гранат и, наконец, темнозеленая роговая обманка (рис. 12 и 13).

Из салических минералов, входящих в состав сиенита приконтактной зоны, первым кристаллизовался нефелин, так как кристаллы его по отношению к полевошпатовым минералам (микроклину и альбиту) обладают эвгедральными формами. Выделение минералов для породы в целом выражается в такой последовательности: нефелин, темнобурый биотит, полевые шпаты, бурая роговая обманка, гранат и темнозеленый амфибол.

С удалением от контакта количество роговой обманки в сиените уменьшается за счет увеличения темнобурого биотита и вместе с тем она приобретает эвгедральные формы.

В приконтактной зоне ксенолита также отмечается зональное расположение минералов. Здесь оно выражается в том, что вокруг кристалла везувиана вначале образуется зона, состоящая из зеленого биотита, затем зона из полевых шпатов и зеленого биотита, наконец следует зона, обогащенная гранатом, который в двух первых зонах отсутствует. Суммарная мощность зон невелика и колеблется в пределах нескольких миллиметров. К наиболее мощным здесь относится биотитово-полевошпатовая зона. Подобная закономерность подмечается и в более глубоких частях ксенолита, только выражена она там менее отчетливо.

Другим (промежуточный тип) гибридным образованием является средне и мелкозернистая серая порода, обычно обладающая гнейсовидным сложением (обр. 165).

Под микроскопом она состоит из полевых шпатов (альбита и микроклина), содалита, биотита и кальцита, входящих примерно в равных количествах. В качестве примеси присутствуют циркон, апатит, гранат, нефелин и канкринит. Структура породы аллотриоморфнозернистая с участками кристаллобластической.

Распределение главных породообразующих минералов равномерное за исключением биотита, который местами собирается в кучки. Кроме того в этом случае около биотитовых

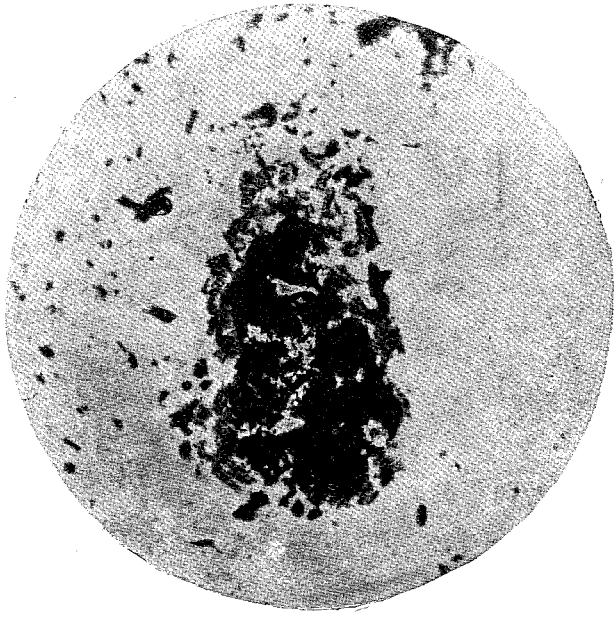


Рис. 12. Обрастание бурой роговой обманки гранатом. × 50.

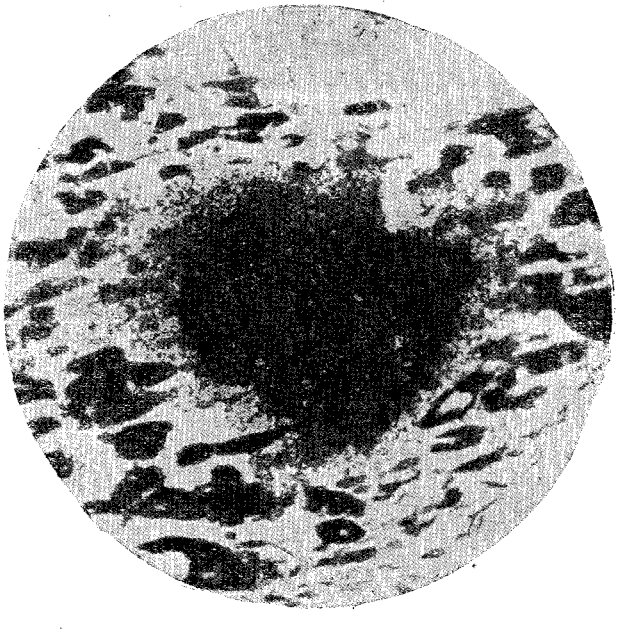


Рис. 13. Обрастание граната темнозеленой роговой обманкой (шл. 184, × 24).

скоплений замечается концентрация кальцита в кристаллах более крупных размеров по сравнению с размерами кристаллов в основной массе породы. Другой особенностью является характер биотита, который по своему цвету и силе плеохроизма занимает промежуточное положение между биотитом в типичных нефелиновых сиенитах и в выше описанном везувиановом гибриде.

Только что описанный гибрид взят из приконтактной зоны ксенолита с канкринитово-содалитовым сиенитом. В некотором удалении (около 1 *м*) от контакта порода ксенолита по наружному виду почти не отличается от выше описанной (обр. 165). Она также имеет серый цвет и гнейсовидное сложение (обр. 166, рис. 14). Однако под микроскопом обнаруживается, что ее минералогический состав довольно сложный, и она резко отличается от обр. 165. По характеру компонентов, слагающих данный тип гибрида, он занимает как бы промежуточное положение между везувиановым гибридом (обр. 171) и содалитовым (обр. 165). В его состав входят: канкринит, микроклин, альбит, везувиан, кальцит, биотит и темнозеленая роговая обманка. В качестве примеси присутствуют гранат, циркон и апатит. Структура породы кристаллобластическая. Кристаллобластез особенно резко проявляется на везувиане, который здесь, в противоположность штуфу 171, выступает в качестве крупных ксенобластов. Помимо того везувиан в рассматриваемой породе по направлению оси N_p окрашен в желтый цвет, который по направлению N_m исчезает и минерал становится бесцветным. Отмеченный плеохроизм наблюдается только на срезах кристаллов по призме; при этом окраска распределяется не по всей поверхности среза, а пятнами, несколько напоминающими плеохроичные ореолы вокруг включений в кордиерите.

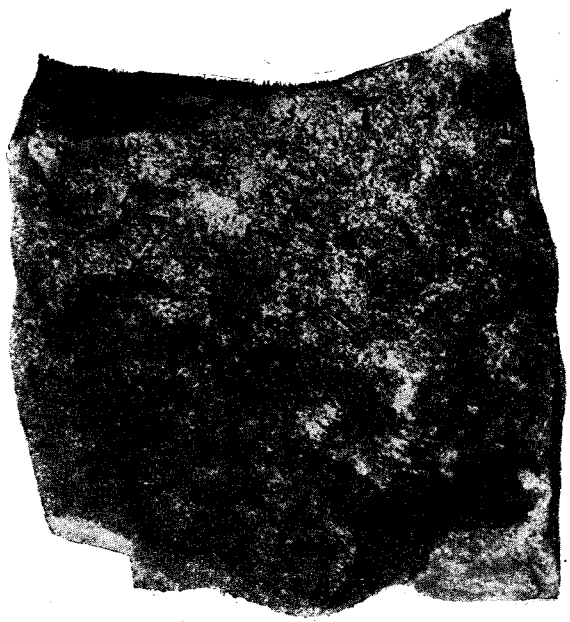


Рис. 14. Канкринитовый гибрид, серый гнеисовидный (обр. 166, нат. величина).

Из приведенного перечня минералов, входящих в состав данного гибрида, следует, что он сближается с везувиановым гибридом (обр. 171) по присутствию везувиана и граната; с содалитовым (обр. 165) по содержанию канкринита, занимающего место содалита в штуфе 165.

Наконец, к третьему типу гибридов мы относим также серую средне и мелкозернистую породу массивного сложения. По наружному виду она во многом напоминает мелкозернистые разновидности типичных нефелиновых сиенитов, развитых в приконтактных зонах, отличаясь от последних более высоким содержанием слюды. Этот гибрид (обр. 176, 177) в контакте с нефелин-сиенитовым пегматитом можно видеть на рис. 15.

Главными породообразующими минералами рассматриваемого гибрида (обр. 177) являются: полевые шпаты (альбит и микроклин при явном преобладании первого над вторым), нефелин, биотит и кальцит. В качестве примеси содержится канкринит. Структура породы пойкилитовая, вызванная частым прорастанием нефелина альбитом. Характерно, что кристаллы последнего довольно мелкие и сильно корродированы. Такими же оплавленными формами характеризуются кристаллы кальцита. Наблюдаемый факт одновременного погасания группы корродированных зерен кальцита, разобщенных друг от друга другими минералами, наводит на мысль о принадлежности таких зерен когда-то к одному кристаллу. Биотит по окраске и по силе плео-

хроизма аналогичен биотиту содалитового гибрида, который занимает как бы среднее положение между биотитом в типичных нефелиновых сиенитах и в везувиановом гибриде.

С приближением к контакту (обр. 176) резко выраженная в предыдущем штуфе пойкилитовая структура утрачивается и приобретает вид роговиковой. Кроме того здесь появляется сильно плеохроирующий бурый биотит, свойственный нефелиновым сиенитам. В остальном порода совершенно аналогична только что описанной. Непосредственный контакт между рассматриваемой породой и нефелин-сиенитовым пегматитом (рис. 15) никакими особыми свойствами не проявляется и лишь макроскопически видно, что в биотит-нефелиновом пегматите к контакту с ксенолитом происходит обогащение биотитом. Ширина полосы, обогащенной биотитом, колеблется в пределах 1—2 *см*.



Рис. 15. Контакт нефелинового гибрида (серого, массивного) с нефелин-сиенитовым пегматитом (обр. 176).

Интересный штуф (обр. 184) был взят из осыпи. Макроскопически он представляет среднезернистую и даже крупнозернистую породу массивного сложения (рис. 16). Особенностью этой породы является то, что на поверхности штуфа в светлосерой нефелиново-полевошпатовой массе содержатся светлокоричневые образования, окруженные каемкой черного минерала (рис. 16).

Изучение этой породы под микроскопом показывает, что она состоит из микроклина, нефелина, альбита, канкринита, граната, темнозеленой роговой обманки и сильно плеохроирующего биотита. Примесями служат: апатит, бесцветный пироксен и белая слюда.

Преобладающим минералом является микроклин; следующим — нефелин. Эти минералы содержатся в крупных кристаллах. Промежуточное пространство между ними в общем выполнено мелкозернистым агрегатом остальных минералов, входящих в состав породы. Вследствие этого создается впечатление цементной структуры. Это впечатление еще больше усиливается и тем, что крупные кристаллы микроклина и нефелина нередко оказываются разломанными и сцементированными минералами, выполняющими промежуточное пространство.

Устанавливается, что светлокоричневые образования, видимые макроскопически, принадлежат гранату, а окружающий его темный минерал — темнозеленой роговой обманке. Несмотря на то, что местами они представляют довольно крупные скопления, все же подчеркивается их приуроченность в породе, наряду с мелкозернистым агрегатом, к пространству между кристаллами микроклина и нефелина.

Кристаллы граната неоднородны и содержат мелкие вростки полевых шпатов. К наружным частям кристалла количество вростков увеличивается; здесь же появляется роговая обманка. В результате контуры граната получаются не резкими и характеризуются переходной зоной, состоящей из мельчайших частичек граната и полевых шпатов. Другой особенностью, связанной с гранатом, является одинаковая ориентировка роговообманковых зерен, окружающих гранат. Очевидно, здесь мы имеем дело с одним кристаллом амфибола, проросшим полевыми шпатами (см. рис. 13).

Хотя о геологических условиях нахождения описываемой породы мы ничего не знаем, так как штуф взят из осыпи, но, исходя из ее структуры, минералогического состава и из взаимных отношений компонентов, естественнее всего сделать предположение о гибридном происхождении данного образования. В самом деле, при описании штуфа 171 (стр. 42) мы видели, что в нефелиновом сиените около контакта с везувиановым ксенолитом возникли по оптическим свойствам точно такие же гранат и роговая обманка и в точно таких же взаимных отношениях друг к другу, как и в штуфе 184. Но здесь (штуф 171) возникновение указанных минералов за

счет синтектики щелочной магмы с ксенолитом не возбуждает сомнений. Поэтому описанную породу мы можем определить, как биотитово-роговообманково-гранатовый гибридизированный нефелиновый сиенит.

Контактные явления. Наблюдающиеся контакты прежде всего могут быть разбиты на две категории: 1) контакты нефелиновых сиенитов с вмещающими

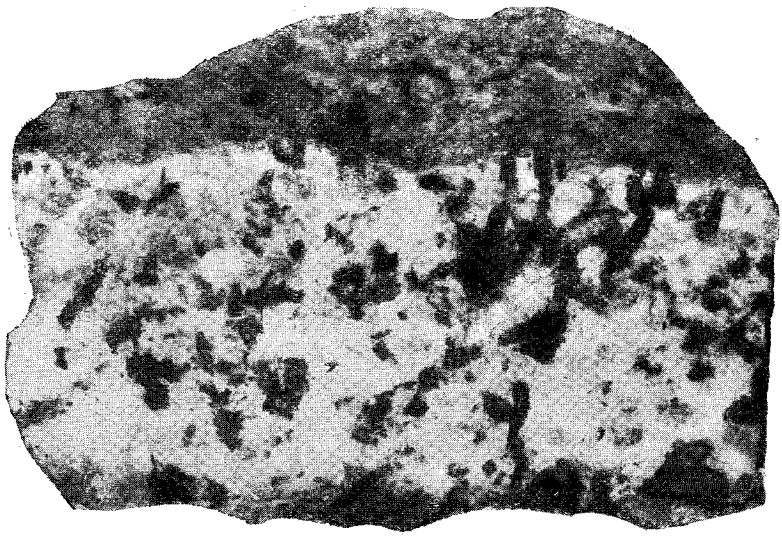


Рис. 16. Роговообманково-гранатовый гибридизированный нефелиновый сиенит. Из осыпи (обр. 184, нат. величина).

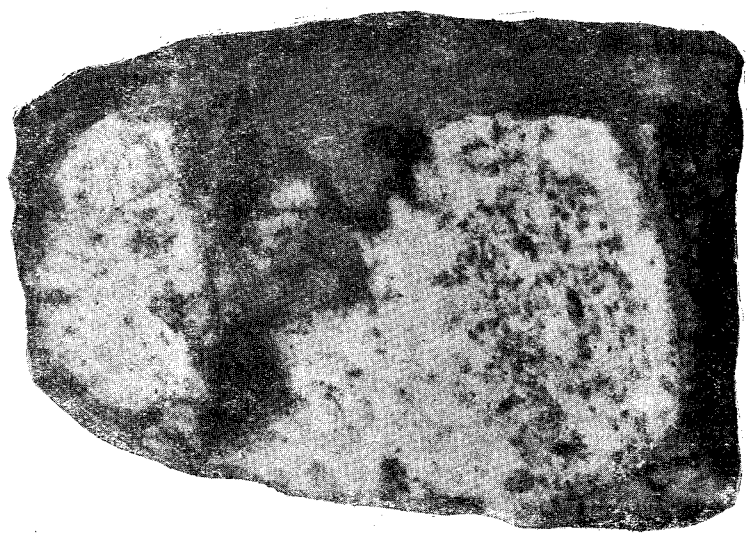


Рис. 17. Контакт аплитовидного нефелинового сиенита с мрамором.

их известняками и сланцами, которые мы условно назовем наружными контактами, и 2) контакты нефелиновых сиенитов с ксенолитами (внутренние контакты).

Непосредственные контакты между нефелиновыми сиенитами и вмещающими их известняками характеризуются резкой линией, отграничивающей один тип породы от другого. Известняки, в общем мраморизованные, в контакте перекристаллизованы еще больше и представляют крупнозернистый агрегат кальцита. Зона перекристаллизации известняков не широка и измеряется несколькими сантиметрами.

Как уже отмечалось выше (см. фациальные изменения), сиениты к контакту становятся мелкозернистее и обедняются биотитом. Кроме того около самого контакта в сиените нередко возникает полосчатая текстура, обусловленная чередованием полос, различно обогащенных биотитом. Направление полос следует поверхности контакта соприкасающихся пород (обр. 181, рис. 17).

Микроскопическое изучение контакта в только что отмеченном штуфе показывает, что в состав сиенита входят: полевые шпаты (альбит и микроклин), канкринит, нефелин, кальцит и биотит. Последний — слабо плеохроирующий и по оптическим свойствам совершенно аналогичен биотиту в ксенолитах. В непосредственном контакте пород (сиенита и мрамора) наблюдается обогащение канкринитом и отмеченной выше слюдой. В мраморе помимо крупнозернистого агрегата кальцита в небольшом количестве содержатся: альбит, микроклин и биотит. Эти минералы содержатся в виде пойкилитовых вростков в кальците и группируются на стыках между кристаллами последнего. Соприкасается кальцит с указанными минералами по плавной причудливо извилистой линии, придающей впечатление оплавленности кристаллов полевых шпатов.

В контактах сиенитов и сиенитовых аплитов с известковистыми и другими сланцами последние превращены в роговики, содержащие тремолит и другие контактные минералы.

О контактных явлениях между нефелиновыми сиенитами и ксенолитами упоминалось при описании последних, поэтому останавливаться на них мы здесь не будем.

3. Обобщения и выводы

Из полевых наблюдений и изучения каменного материала, имеющегося в нашем распоряжении, следует, что в магматическом процессе образования щелочных пород Тагобы-Собак устанавливаются три фазы, сменяющие друг друга в обычной последовательности: 1) интрузивная фаза, представленная сиенитами, 2) жильная — аплитовая и альбититовая, 3) фаза интенсивного проявления процесса пневматолиза, завершающего магматическую деятельность. С последней фазой связано образование содалитовых, канкринитовых и др. пегматитов и автоморфное изменение пород ранних фаз, выражающееся в интенсивном метасоматическом замещении первичных минералов и приводящее к образованию содалитово- и канкринитово-нефелиновых сиенитов.

Изменение химического состава магмы от ранних фаз к поздним выразилось: 1) в обеднении железисто-магнезиальными составными частями; 2) в обогащении магматического расплава натрием и кремнекислотой и 3) в концентрации минерализаторов — F, CL и пр.

Описание ксенолитов, естественно, приводит прежде всего к вопросу о первоначальном генезисе этих ксенолитов. Принадлежали ли они также к породам магматического происхождения того или другого состава, или же представляли осадочные образования. По нашему представлению они относились к известнякам, частью поглощенным щелочной магмой и интенсивно ей переработанным. В пользу такого вывода говорит ряд фактов, наблюдающихся как на месте выходов, так и при микроскопическом изучении каменного материала.

Действительно, для основной массы выходов нефелиновых сиенитов р. Тагобы-Собак, как мы видели выше, вмещающими породами являются известняки. При этом современной эрозионной поверхностью вскрыты только самые верхние части щелочного интрузива и идущих от него апофиз. При такой геологической обстановке предположение о принадлежности ксенолитов к имеющимся поблизости сланцам, налегающим на известняки, становится менее правдоподобным. Если отмеченные геологические условия мы дополним пластообразной формой, которую имеют ксенолиты, и примем во внимание, что другие, более древние по сравнению с нефелиновыми сиенитами магматические породы поблизости не известны, то второе возможное предположение, именно предположение о магматическом происхождении ксенолитов, с этой точки зрения становится также мало вероятным.

С другой стороны, при описании ксенолитов мы видели, что в их состав входит везувиан, представляющий типичный минерал, возникающий в контактах интрузий

с известняками. То же самое можно сказать и относительно граната. Не менее ин
тересным обстоятельством является содержание в ксенолитах исключительно зелен
слюды, резко отличающейся от слюды, входящей в состав типичных нефелинов
сиенитов. В то же время точно такая же слюда развивается в непосредственн
контакте нефелинового сиенита с явным известняком и в сиенитах приконтактн
зоны с известняками (см. описание контактных явлений и продуктов фациальнс
изменения). Наконец не относится ли кальцит, входящий в состав ксенолитов, к ост
точному продукту известняков? К такому предположению имеются следующие осн
вания: 1) высокое содержание этого минерала в ксенолитах, 2) оплавленная фор
кристаллов и 3) одинаковая ориентировка изолированных друг от друга и в то
время корродированных зерен кальцита, что наводит на мысль о принадлежнос
этих зерен когда-то к одному кристаллу.

Вот та совокупность фактов, на основании которых мы пришли к предполож
тельному выводу о том, что первоначальным материалом ксенолитов послужили изве
няки.

Если это так, то из рассмотрения контактных явлений возникает второй вопр
почему так велика разница, наблюдающаяся между воздействием щелочной маг
на известняки ксенолитов и воздействием той же магмы на известняки наружн
контактов? Последние, как мы видели выше (см. стр. 48), в контакте с сиенита
подвергались со стороны магмы практически только одному термальному действи
вызвавшему перекристаллизацию известняка, в то время как известняки ксенолит
настолько видоизменены, что на первый взгляд ничего общего с таковыми не имею
Объяснение этому, очевидно, находится в том, что, во первых, известняки ксенол
тов подвергались воздействию щелочной магмы со всех сторон в отличие от одн
стороннего воздействия на известняки наружных контактов; во вторых, известня
ксенолитов, будучи оторваны от материнской породы, имели возможность погр
жаться в магме на значительную глубину и тем самым оказывались в совершен
иных условиях, отличающихся высокой температурой и активно протекающими реа
циями с обменом вещества; и, в третьих, при описании пород мы видели, ч
щелочная магма была весьма богата минерализаторами, действие которых на ксен
литы, по понятным причинам, отличалось большой активностью. (В результате вт
ричного посещения автором в 1938 г. района выходов описываемых пород устан
влено, что ксенолиты принадлежат к породам типа габбро-диоритов. Собранный мат
риал по этому вопросу обрабатывается для опубликования.)

Сопоставляя минералогический состав различных ксенолитов, с одной сторон
и минералогический состав ксенолитов с таковым же типичных биотитово-нефелин
вых сиенитов, с другой, можно убедиться, что между крайним членом ксенолит
(везувиановый гибрид) и биотитово-нефелиновым сиенитом намечается связь и сущ
ствуют постепенные переходы одного типа породы в другой. По имеющемуся мат
риалу эта связь намечается в следующем виде. К свободному от примесей образов
нию щелочной магмы относятся типичные биотитово-нефелиновые сиениты с силь
плеохроирующим темнобурым биотитом, полевошпатовая часть которых существен
представлена микроклином (обр. 185). К гибридизированным, но еще близким к пр
дыдущим сиенитам относятся нефелиновые сиениты, в составе которых появляют
роговая обманка и гранат (обр. 171, 184). К этой же категории образований отн
сятся нефелиновые сиениты с зеленым биотитом (обр. 176 и 177). Затем следу
содалитовый и везувианово-канкринитовый гибриды, обладающие гнейсовидным сл
жением. Наконец, крайним членом гибридных образований, по минералогическо
составу и по структуре наиболее удаленным от сиенитов, является биотитово-вез
виановая порода ксенолитов (обр. 171).

Таковы в общих чертах основные особенности щелочной магмы верховь
р. Тагобы-Собак и связанные с нею явления ассимиляции и гибридизма. Заканчив
на этом, повторяем, что надлежащее геологическое, петрографическое и петрологич
ское изучение этого интереснейшего уголка, в результате чего будет написана бол
шая монография, еще ждет новых исследователей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Записки Спб. Мин. Общ., т. XIX, 193, 1883.
2. Записки Спб. Мин. Общ., сер. 2, ч. 31, 1894.

3. Мушкетов И. В. — Геологическая экспедиция на Зеравшанский ледник в 1880 г. т. II, Туркестан, 1906.
4. Марковский А. П. — Основные черты геологического строения средней части центрального Таджикистана. Тр. ТКЭ. 1934.
5. Никитин И. К. — Петрографический очерк маршрутной съемки на северном склоне Туркестанского хребта, Гос. Н.-техн. Геол. Разв. Изд., 1933.
6. Никитин И. К. — К геологии северного склона Туркестанского хребта. Таджикско-Памирская экспедиция 1934 г., вып. L. Труды экспедиции.
7. Никитин И. К. — Геологическое строение верховьев Зеравшана и Западного Каратегина. (Фонды ЦНИГРИ, рукопись.)
8. Преображенский И. А. — Нефелиновые сиениты верховьев р. Тагобы-Собак в бассейне верхнего Зеравшана. Изв. СПБ. Политехнич. инст., т. XV, 1911.
9. Соболевский В. И. — Нефелиновые сиениты верховьев Зеравшана. Сборник — Таджикская Комплексная Экспедиция 1932 г. Госхимтехиздат, 1933.

Summary

In 1935 the author was making geological explorations in the upper course of the Zeravshan River which flows through the territory of the Tadjik SSR. During these works he was able to visit the outcrops of alkaline rocks in the region of the upper waters of the river Tagoba-Sobak (fig. 1).

The coordinates of the outcrop of the alkaline rocks are as follows:

Longitude 69° 40′ E (from Greenwich), latitude, 39° 45′ N.

The alkaline rocks of the outcrop in question had been visited previously by several explorers, and they are described with sufficient details in a paper by M. A. Preobrajensky, published in 1911 (8). Yet the field observations of the author of the present paper and the microscopic examination of thin sections of the rocks collected suggest somewhat different ideas concerning the genesis of the alkaline rocks of Tagoba-Sobak in contradiction to the data published in special literature.

This circumstance induced the author to put the materials in his possession to a more detailed study the conclusions whereof are briefly set forth below.

I. The country rocks of nephelinic and other syenites of the river Tagoba-Sobak are marmorized limestones and shists pertaining to the Upper Silurian (S_2).

On the actual erosional surface the alkaline rocks appear under the form of a series of veins which go in different directions. These veins are characterized by extremely varying widths, often branch off, unite together, etc (fig. 2, 2a and 3). Then is distinctly seen the connection of the veins with a large intrusive body which is now being opened. The latter situation is illustrated by fig. 2, which represents the projections of the outcrops in plan. The exact age of the intrusion of alkaline magma remains undetermined, and from available data we can only conclude that the formation on the alkaline rocks under consideration took place in the post-Silurian time.

II. With regard to mineralogical composition and structural peculiarity, the alkaline rocks of the Tagoba-Sobak are characterized by great diversity, which may be explained by the following causes:

1. Repeated rise of alkaline magma from the depth to higher levels.
2. Change of facies taking place on crystallization of the magma.
3. Automorphic transformation of the rock formed, which process consists in metasomatic replacement of primary minerals.
4. Syntectical process between alkaline magma and sedimentary formations containing it.
5. Presence of xenoliths profoundly modified by alkaline magma.

III. From field observations and examination of rock material the author comes to the conclusion that in the magmatic process of the formation of the alkaline rocks of the Tagoba-Sobak took place three successive phases in the usual order:

1. Intrusive phase, represented by syenites.
2. Vein phase, haplitic and albitic.
3. Phase of an intense manifestation of pneumatolysis.

The change of the chemical composition of the magma from the earlier phases to the later ones consisted in:

1. Impoverichment in ferro-magnesic consistuent parts.
2. Enrichment of the magmatic melt in sodium and silicic acld.
3. Concentration of mineralizers, etc.

According to the authors opinion the original material of Vesuvian and other xenoliths consisted of limestones partly absorbed by the alkaline magma and intensely modified by it. This conclusion is corroborated by a series of facts which are to be observed at the outcrops and in the microscopic examination of the rock material collected.