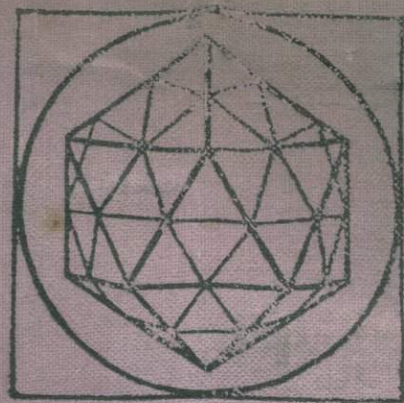


ЩЕЛЮЧНЫЕ ПОРОДЫ



НАУКИ
О ЗЕМЛЕ

Фундаментальные
труды
зарубежных ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии



ИЗДАТЕЛЬСТВО
•МИР•
МОСКВА

THE ALKALINE ROCKS

Edited by

H. Sørensen

Institut for Petrologi
Universitetets Mineralogisk-Geologiske Instituter,
Copenhagen

JOHN WILEY & SONS

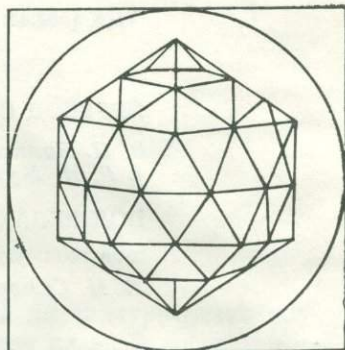
LONDON — NEW YORK — SYDNEY — TORONTO

1974

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Под редакцией

Х. Сёренсена



НАУКИ
О ЗЕМЛЕ

041/

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«МИР»
МОСКВА 1976

УДК [552.33:552.11.001.5] (047)

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

*В. П. Волкова, А. В. Лапина
и Г. Н. Мухитдинова*

ПОД РЕДАКЦИЕЙ

д-ра геол.-мин. наук

Е. И. Семенова

Фундаментальный труд, обобщающий материалы много-летнего изучения (геологии, петрографии, геохимии, генезиса) щелочных пород видными геологами мира. В отдельных разделах освещены петрология и геолого-тектоническое положение комплексов щелочных пород, дано описание некоторых провинций, условия образования и полезные ископаемые, связанные со щелочными породами. Большую ценность представляет генетический раздел, где впервые приведена сводка новейших материалов по экспериментальной петрологии щелочных пород. Происхождение щелочных магм рассматривается с учетом их гетерогенности, а описание различных процессов, способствующих формированию щелочных серий, — на современной физико-химической основе. Книга окажет большую пользу как справочное пособие широкому кругу геологов — научным работникам, практикам и студентам геологических вузов.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Copyright © 1974 John Wiley & Sons Ltd. All Rights Reserved. Authorized translation from English language edition published by John Wiley & Sons, Inc.

© Перевод на русский язык, «Мир», 1976

Щ $\frac{20805-000}{041(01)-76}$ подписное

За последние годы в мировой геологической литературе резко возрос интерес к щелочным породам, что обусловлено их экзотическим минеральным составом, многообразием петрографических ассоциаций, в состав которых они входят, и сложностью петрологических проблем, возникающих при их изучении. Повышенное внимание к щелочным породам объясняется и тем, что в генетической связи с ними находятся крупнейшие, часто уникальные месторождения полезных ископаемых — руд фосфора, алюминия и ряда дефицитных редких элементов (ниобия, тантала, редких земель, бериллия, урана и др.).

Хеннинг Сёренсен, редактор предлагаемой вниманию советского читателя коллективной монографии, профессор Копенгагенского университета, известный знаток щелочных пород, получивший широкое признание как исследователь одного из интереснейших щелочных массивов мира — Илимауссак (юго-западная Гренландия), в пределах которого открыты крупные месторождения урана и редких элементов.

Достоинство монографии состоит в удачном сочетании фактографических описаний щелочных пород и массивов с детальным анализом сложнейших теоретических проблем условий их образования, связи с тектоникой и т. д.

Проблема генезиса щелочных пород — одна из труднейших в современной петрологии. Хотя авторы отдельных глав монографии в этом вопросе стоят на разных позициях, они единодушны в отрицании существования особой щелочной магмы, в результате кристаллизации которой могли бы образоваться щелочные массивы, принадлежащие к самым различным петрографическим ассоциациям.

Большинство авторов монографии, основываясь в значительной степени на экспериментальных данных, связывают образование щелочных пород с кристаллизацией остаточных жидкостей, возникших при дифференциации обычных магм.

В публикуемой монографии большое внимание уделяется анализу той роли, которую играют в образовании щелочных пород летучие компоненты, явления несмесимости, метасоматического замещения, анатектического выплавления и пр. Приведены убедительные возражения против ранее популярной гипотезы возникновения щелочных магм в результате ассимиляции известняков. Впервые обобщены данные о развитии щелочных гнейсов, о связи щелочного магматизма с тектоникой, прежде всего с рифтообразованием.

В целях сокращения объема перевода по согласованию с издательством «John Wiley & Sons» не публикуется ряд глав. Это прежде всего главы, написанные советскими учеными, исследования которых достаточно хорошо известны у нас в стране: «Роль метасоматических процессов в образовании щелочных пород» (Л. С. Бородин, А. С. Павленко), «Региональное распространение и тектонические взаимоотношения щелочных пород Сибири» (Е. Л. Бутакова), «Кольский полуостров» (В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко, А. И. Поляков), «Редкие элементы в некоторых группах щелочных пород» (В. И. Гера-

симовский), «Роль летучих» (Л. Н. Когарко), «Жидкое фракционирование» (Л. Н. Когарко, И. Д. Рябчиков, Х. Сёренсен), «Монголо-Тувинская провинция щелочных пород» (А. С. Павленко), «Экономическая минералогия щелочных пород» (Е. И. Семенов), «Включения в минералах некоторых типов щелочных пород» (В. С. Соболев, Т. Ю. Базарова, В. П. Костюк). Исключены также некоторые главы, материалы которых знакомы советскому читателю по другим публикациям: «Щелочные породы Северной Америки» (Д. Баркер), «Океанические острова» (Г. Борли), «Щелочные кольцевые комплексы Нигерийско-Нигерской провинции в Западной Африке» (П. Боуден, Д. Тернер) и «Щелочная провинция Центральной Европы и Франции» (В. Вимменауэр).

В связи с публикацией настоящей монографии следует отметить появление в последнее время ряда работ советских ученых, обобщающих материалы по щелочным породам и массивам мира: «Главнейшие провинции и формации щелочных пород» (Л. С. Бородин, ред., изд-во «Наука», 1974), «Минералогия щелочных массивов и их месторождений» (Е. И. Семенов и др., изд-во «Наука», 1974) и др. Однако это ни в коей мере не умаляет ценности публикуемой книги, которая несомненно окажет существенную помощь советским геологам, работающим над проблемой щелочного магматизма.

Щелочные породы по своей распространенности составляют лишь незначительную часть от всех остальных изверженных пород. Дели (1933) рассчитал, что на территории Северной Америки бескварцевые или обедненные кварцем щелочные породы слагают менее 0,05% площади, занятой изверженными породами. Баркер (1969) указывает, что эта величина, возможно, занижена на несколько порядков, но даже и в этом случае их доля в общем объеме доступных для изучения изверженных пород ничтожна. Тем не менее в петрографической номенклатуре на долю щелочных пород приходится непомерно большое в сравнении с другими типами пород количество названий. Это обусловлено «экзотическим» минеральным составом многих разновидностей щелочных пород.

Кроме этих чисто петрографических и минералогических причин, несомненный интерес представляет весьма сложная петрология щелочных пород, проливающая свет на целый ряд петрологических проблем. Именно поэтому эти породы привлекали самое пристальное внимание исследователей на протяжении всей истории современной петрологии. И наконец, последнее (но отнюдь не маловажное) обстоятельство повышенного внимания к изучению щелочных пород — их все возрастающая роль в качестве источника полезных ископаемых. Этими причинами вполне оправданно составление коллективного труда, затрагивающего различные аспекты петрологии щелочных пород.

В последние несколько лет был опубликован целый ряд монографий, посвященных главнейшим группам пород: гранитам (Раген, 1965), карбонатитам (Таттл и Гиттинс, 1966; Хейнрих, 1966), ультраосновным и родственным им породам (Уилли, 1967), базальтам (Хесс и Полдверт, 1967, 1969), мигматитам (Менерт, 1969). Ряд работ и коллективных сводок, посвященных различным типам пород, в том числе и щелочным, был издан в СССР. При подготовке данной книги особое внимание было обращено на то, чтобы избежать ненужных повторений. По этой причине карбонатиты, мелилитсодержащие и щелочные ультраосновные породы как таковые здесь не описываются, а лишь упоминаются при рассмотрении других щелочных пород. Не описываются также спилиты и лампрофиры.

Книга состоит из семи¹ разделов: I. Введение; II. Петрография и петрология; III. Региональное размещение и тектоническое положение; IV. Щелочные провинции; V. Условия образования; VI. Петрогенезис; VII. Экономическая минералогия.

В процессе работы над книгой редактору стало ясно, что из-за ограниченного объема будет невозможно осветить все аспекты петрологии щелочных пород. Поэтому было решено не включать специальный раздел по минералогии щелочных пород, а также отказаться от составления списка щелочных комплексов мира, подобного весьма ценным

¹ Раздел VII. „Экономическая минералогия“ исключен из русского перевода. — Прим. ред.

каталогам карбонатитовых массивов, опубликованным Таттлом и Гиттинсом (1966) и Хейнрихом (1966). Взамен этого были подобраны такие примеры, которые, по мнению редактора, позволили проиллюстрировать особенности главных типов пород, их размещения и ассоциации. Приведенная в книге библиография, хотя и не является исчерпывающей, но может послужить основой для подбора литературы тем, кому потребуется более полная информация.

Я хочу выразить благодарность и глубокую признательность всем авторам этой книги за их любезное согласие и участие в этой коллективной работе. Я также хочу поблагодарить за ценные советы в процессе подготовки этой книги моих коллег из разных стран земного шара, имена которых я не имею возможности перечислить. Однако мне хотелось бы особо упомянуть покойного профессора Барта, принимавшего самое горячее участие в составлении плана этой книги.

Большое участие в работе над книгой, начиная с переписки и кончая подготовкой указателей, принимала Г. Шёрринг. Фигуры к гл. II.1 и II.2 подготовила Кнудсен.

Я крайне признателен А. Стенфелт, Л. Ларсен, моей жене и моей дочери за помощь в составлении указателей.

Фигуры 9—13 в гл. II.2 были помещены с разрешения Геологической службы Гренландии.

Профессор А. Штрекейзен (Швейцария), председатель Комиссии по систематике в петрологии при Международном Союзе геологических наук, взял на себя труд прочитать часть словаря, относящуюся к интрузивным щелочным породам, и дал целый ряд полезных советов. В. П. Волков (СССР) в процессе подготовки этой книги информировал меня о работах советских геологов, посвященных щелочным породам, и о новых названиях пород. Я крайне им благодарен за дружескую помощь, но хочу подчеркнуть, что за все приведенные в этой книге данные несу ответственность лишь один я. Я также благодарен д-ру Бруксу (Нидерланды) за полезные советы.

Х. Сёренсен

I. ВВЕДЕНИЕ

Х. Сёренсен

I.1. Определение термина «щелочные породы»

Термин «щелочные породы» применяется по меньшей мере к следующим группам пород:

1. К изверженным породам атлантической, или щелочной, серии (ветви, группы, фации).

2. К изверженным породам с повышенным содержанием щелочей по сравнению со средним типом пород этого семейства, характеризующимся преобладанием щелочного полевого шпата над другими полевыми шпатами.

3. К изверженным породам с фельдшпатоидами.

4. К изверженным породам со щелочно-известковым индексом менее 51.

5. К изверженным породам с фельдшпатоидами и натровыми пироксенами и амфиболами.

I.1.1. Иддингс [39] ввел в употребление термины «щелочные» и «субщелочные» породы для двух широко распространенных серий: базальт-трахит-фонолитовой и базальт-андезит-риолитовой. Харкер в 1896 г. [32] указывал, что предложенное Иддингсом подразделение пород может иметь очень широкое применение и что наблюдается весьма хорошее совпадение областей распространения пород щелочной и субщелочной групп соответственно с атлантическим и тихоокеанским типами береговых линий в понимании Зюсса. Породы одной из этих групп встречаются в пределах Атлантического океана, части Индийского океана и в Арктическом бассейне, а другой — в основном в прибрежных участках Тихого океана [33]. На основании этого Харкер полагает, что можно различать атлантические и тихоокеанские фации эффузивных пород, соответствующие определенным фазам движений земной коры крупного порядка. Породы атлантической ветви богаче щелочами, но содержат меньше Са и Mg, чем породы тихоокеанской ветви.

Бекке [6] на основании сравнительного изучения эффузивных пород Чешского Среднегорья и Анд независимо пришел к подразделению магматических пород на атлантическую (тефритовую) и тихоокеанскую (андезитовую) группы. Он предостерегал против использования понятий «атлантическая» и «щелочная» группы в качестве синонимов, так как в пределах Атлантической провинции существуют и другие типы пород.

Характерными признаками пород атлантической ветви являются: 1) обилие щелочного полевого шпата в кислых и промежуточных типах пород и во многих породах низкой кислотности; 2) широкое распространение микро- и криноптеритов, редкая встречаемость зональных по-

левых шпатов; 3) обычное присутствие фельдшпатоидов; 4) присутствие кварца только в кислых разностях пород и его отсутствие в промежуточных; 5) присутствие натровых пироксенов и амфиболов и отсутствие ромбических пироксенов; 6) широкая распространенность слюд и граната; 7) наличие плагиоклаза только в основных породах [33].

Ниггли [57] ввел в употребление термин «средиземноморский тип пород» и выделил следующие провинции:

- I. Тихоокеанская с породами известково-щелочного ряда габбро-диоритового состава.
- II. Атлантическая с породами натрового ряда фойяит-тералитового состава.
- III. Средиземноморская с породами калиевого ряда сиенит-(монцонит)-шонкинитового состава.

Как было отмечено Заварицким [97] и Бартом [5], географические наименования главных петрографических провинций постепенно вышли из употребления. Тихоокеанскую провинцию стали называть субщелочной, Атлантическую — щелочной [5]. Заварицкий [96, 97] различает щелочные и известково-щелочные ассоциации пород на основе их петрохимических особенностей, выявляемых с помощью вариационных диаграмм. Особое внимание он обращает на «пантеллеритовую тенденцию» ассоциаций щелочных пород.

Представления об Атлантической и Тихоокеанской провинциях в современной литературе частично вытеснены представлениями о главных ассоциациях (базальтовых) пород (см. гл. II.4):

- 1 — щелочная оливин-базальтовая серия: щелочной оливиновый базальт — гавайит — муджиерит — трахит ↗ фонолит
↘ пантеллерит
- 2 — толеитовая серия: толеитовый базальт — толеитовый андезит — дацит — риолит
- 3 — известково-щелочная серия: толент — адензит — дацит — риолит

I.1.2. Розенбуш [69] на основании минералогических и химических критериев выделил два ряда изверженных пород:

- I. Породы щелочного ряда: щелочные граниты, щелочные и нефелиновые сиениты, входящие в фойяитовую серию; эссекситы, тералиты, шонкиниты, миссуриты, ийолиты, входящие в тералитовую серию, к которой принадлежат также и щелочные пироксениты.
- II. Породы известково-щелочного ряда: граниты, диориты, габбро, перидотиты.

В породах щелочного ряда «молекулярные количества щелочей часто превышают содержание глинозема, поэтому последний не в состоянии связать щелочи в составе алюмосиликатов и часть их связывается с железом в эгириновую молекулу» [70]. Характерными признаками щелочных пород являются: наличие щелочного полевого шпата (единственный полевой шпат кислых пород, ассоциирующийся часто с плагиоклазом в обедненных кремнеземом породах); обычное присутствие фельдшпатоидов и натровых пироксенов и амфиболов и отсутствие ромбических пироксенов. Аксессуары минералы — эвдиалит, меланит, лавенит, астрофиллит и др. [70].

На основании наличия или отсутствия плагиоклаза (не считая альбита, так как он принадлежит к щелочным полевым шпатам) среди щелочных пород выделяются две главные серии. Щелочные граниты (риолиты) и щелочные сиениты (трахиты) характеризуются присутствием щелочного полевого шпата и отсутствием плагиоклаза.

Это различие было положено в основу многих последующих петрографических систем, базировавшихся главным образом на качест-

венной или количественной оценке модальных составов [20, 85, 59, 60, 40, 66, 41, 68, 83 и т. д.].

Дели [20] объединил пять из десяти выделенных Розенбушем семейств эффузивных пород в группу щелочных: нефелиновые и лейцитовые сиениты; эссекситы; шонкиниты и тералиты; миссуриты и фергуситы; ийолиты и бекинкиниты. Термин «щелочной» используется не в химическом значении этого слова. «Понятие *семейство щелочных пород* не следует рассматривать излишним, если помнить, что оно используется в основном как наиболее приемлемое и короткое название обширной сингенетической группы семейств пород» [20]. Дели подчеркивал, что щелочные и субщелочные разности пород часто ассоциируются друг с другом и взаимосвязаны как в пространстве, так и во времени.

Ниггли [59] принял предложенное Розенбушем разделение пород на главные типы, но щелочные граниты, содержащие натровый пироксен и амфибол, были им названы арфведсонитовыми гранитами и т. д., а сиениты, содержащие рибекит и т. д., — натровыми сиенитами. Однако, говоря о сиенодиоритах, Ниггли утверждал, что щелочные диориты и щелочные сиенодиориты содержат натровый пироксен и амфибол. Следовательно, он пользуется определением «щелочной» и для того, чтобы показать присутствие натровых темноцветных минералов.

Лакруа [48] выделил семейства щелочных и субщелочных гранитов и сиенитов. Породы, содержащие натровый пироксен и амфибол, он назвал ультращелочными (ультращелочные граниты, щелочные сиениты и фельдшпатоидные сиениты). Щелочные породы определяются следующим образом: «Щелочные породы в принципе — это те породы, которые обогащены щелочами, т. е. ... щелочные и ультращелочные сиениты и граниты. Сюда же необходимо включить все фельдшпатоидные породы» [48].

Щелочные граниты и сиениты (в понимании Розенбуша), содержащие натровый пироксен и амфибол, по терминологии Ф. Хэтча, А. Уэллса, М. Уэллса [35] и Нокколдса [61] считаются ультращелочными, по представлениям Роннера [68] — натровыми щелочными гранитами и т. д. и по классификации Ритмана [66] и Штрекейзена [83] — натровыми гранитами и т. д.

Во всех вышеупомянутых петрографических классификациях щелочные магматические породы в первую очередь выделяются по преобладанию в них щелочного полевого шпата (в большинстве классификаций сюда включается и альбит) и отсутствию или очень небольшому содержанию плагиоклаза. Фельдшпатоидные породы также попадают в щелочные магматические серии.

1.1.3. В понимании Дели [20], группа «щелочных пород» охватывает только фельдшпатоидные породы.

Заварицкий [98] при выделении щелочных пород основывается не только на минералогических и химических данных, но и на характере природных ассоциаций пород. Он различает семь групп магматических пород, из которых только две считаются «типично щелочными». К ним относятся породы группы фельдшпатоидных сиенитов и фонолитов, включая уртит-монмутитовую подгруппу, и породы группы щелочно-габброидных и щелочно-базальтоидных пород, включая подгруппу бесполовошпатовых фельдшпатоидных пород. Представители последней группы образуют самостоятельную ассоциацию пород. В гранит-риолитовой и сиенит-трахитовой группах различаются известково-щелочные и щелочные типы пород. Щелочные пироксениты, включая и якупирангиты, считаются членами известково-щелочной группы ультраосновных пород.

Елисеев [25] с помощью тройной диаграммы нефелин — сумма темноцветных минералов — щелочной полевой шпат расчленяет нефелинсодержащие породы на четыре группы: 1) уртит, ийолит, мельтейгит; 2) ювит, малиньит; 3) нефелиновый сиенит; 4) щелочные габброиды. Этой классификацией охватывается лишь ограниченное число разновидностей щелочных пород.

1.1.4. Во многих петрографических классификациях щелочные породы выделяются на основании химических критериев (см. [68] и др.).

Ланг [49] строит свою петрографическую классификацию на содержании (в вес. %) щелочей и кальция: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq \text{CaO}$ (щелочная или известковая группа).

Левинсон-Лессинг [51] различает четыре главных типа магматических пород (кислые, средние, основные и ультраосновные) на основании соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Среди щелочных пород он выделил следующие подгруппы: уртиты (ультраосновные); нефелиновые сиениты, фонолиты и тингуаиты (основные); тефриты, ортофиры и трахиты (средние); нордмаркиты, пантеллериты, граниты и липариты (кислые).

Мишель-Леви [53] говорит о двух типах первичных магм — щелочном и железисто-магнезиальном. Дальнейшее подразделение пород основывается на содержании кальция, калия и натрия в полевых шпатах и фельдшпатоидах.

Кросс, Иддингс, Пирсон и Вашингтон [16] за основу своей классификации приняли отношение между щелочами и кальцием. Ультращелочные породы имеют в салической части значительно более высокое суммарное содержание щелочей, чем кальция. Содержание натрия в фемической части при расчленении щелочных пород не учитывается. Субщелочные породы характеризуются преобладанием натрия над кальцием в салической части. По величине отношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ (сал.) осуществляется разделение пород на определенные «ранги».

Ниггли [58] различает три серии «типов магм»: натровую, $alk > al$ или разность $al - alk$ невелика, значения k и mg низкие; калиевую, разность $al - alk$ невелика, значение k высокое (то же характерно и для обедненных кремнием типов пород); известково-щелочную, $al > alk$.

Ритман [67] предложил сходную классификацию на основе «серийного индекса»

$$\frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43} \text{ (вес. \%)}$$

и соотношения щелочей ($\text{Na}_2\text{O} \approx \text{K}_2\text{O}$; $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$; $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$).

Пикок [62] выделяет четыре серии магматических пород в соответствии с их щелочно-известковым индексом, за который принимается процентное содержание SiO_2 в точке пересечения кривых CaO и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ на обычной вариационной диаграмме. Породы щелочной серии имеют индекс менее 51, щелочно-известковой — между 51 и 56, известково-щелочной — между 56 и 61 и известковой — более 61.

Райт [95] ввел понятие «щелочного отношения»

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{сумма щелочей}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - \text{сумма щелочей}} \text{ (вес. \%)}$$

с целью выделения щелочных и известково-щелочных серий пород при всех значениях содержаний кремнезема.

Большинство этих классификаций основывается на соотношениях между щелочами и кальцием и поэтому в первую очередь отражает состав слагающих их полевых шпатов.

1.1.5. Шенд [75, 78] отмечал, что в наиболее распространенных типах магматических пород щелочи связаны с алюминием и кремнеземом в составе полевых шпатов и слюд. В щелочных полевых шпатах молекулярное отношение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 1 : 6$. В мусковите это отношение равно $1 : 3 : 6$.

«Следовательно, в щелочных породах, если в название вкладывается определенный смысл, должны присутствовать минералы, в которых щелочи содержатся в избытке по сравнению с отношением $1 : 1 : 6$, или же алюминий или кремнезем (или оба вместе) находятся в недостатке» [75]. Это значит, что присутствие щелочных полевых шпатов и (или) слюд не дает права называть породу щелочной.

В соответствии с этим определением щелочные породы могут быть подразделены на три подгруппы:

1. Кремнезем содержится в достаточном количестве или в избытке, алюминия не хватает; породы сложены щелочным полевым шпатом, натровым пироксеном и (или) амфиболом; может присутствовать кварц (щелочные граниты, пантеллериты, нордмаркиты).
2. Алюминий содержится в достаточном количестве или в избытке, кремнезем — в дефиците; породы сложены полевыми шпатами, фельдшпатоидами, слюдой, роговой обманкой, авгитом, корундом и т. д. (слюдистые фойяиты и т. д.).
3. Кремнезем и алюминий содержатся в дефиците; породы сложены фельдшпатоидами, натровым пироксеном и (или) амфиболом, эвдиалитом, щелочным полевым шпатом и т. д. (агпайтовые нефелиновые сиениты).

Определение щелочных пород, данное Шендом, было использовано Полянски [64], дополнившим его терминологией Уссинга [91], Ферсмана [28] (1929) и Гольдшмидта [31]. Он выделяет:

- | | |
|---|---------------------------|
| 1) плюмазитовые породы — $\text{K} + \text{Na} < \text{Al}$; $\text{K} + \text{Na} < \frac{1}{6}\text{Si}$, | } субщелочные
щелочные |
| 2) миаскитовые породы — $\text{K} + \text{Na} < \text{Al}$; $\text{K} + \text{Na} > \frac{1}{6}\text{Si}$ | |
| 3) агпайтовые породы — $\text{K} + \text{Na} > \text{Al}$; $\text{K} + \text{Na} \cong \frac{1}{6}\text{Si}$ | |

Барт [5] также придерживается шендовского определения щелочных пород и различает экеритовые, миаскитовые и агпайтовые типы (гл. II.2).

Харкер [34] и Мурхауз [55] подчеркивают, что наличие щелочного пироксена и амфибола является отличительным признаком щелочных гранитов и сиенитов.

Тернер и Ферхуген [86] утверждают, что «в настоящее время породы обычно относятся к щелочным, когда содержание $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ в них является достаточно высоким по отношению к SiO_2 или Al_2O_3 , благодаря чему появляются такие специфические щелочные (обычно натровые) минералы, как фельдшпатоиды и эгирин».

В официальном документе Петрографического комитета ОГГГ АН СССР, представляющим собой итоги обсуждения предложенной Штрекгейзенем [83] номенклатуры изверженных пород, указывается, что щелочные и известково-щелочные породы не должны смешиваться на классификационных диаграммах. По мнению советских петрографов, щелочными породами должны считаться только те, в которых содержатся фельдшпатоиды, а при отсутствии их — щелочные амфиболы и (или) щелочные пироксены. Граниты и сиениты, обогащенные щелочным полевым шпатом, не относятся к числу щелочных. Они называются сиенитами, аляскитами, мондосиенитами и гранитами.

Обсуждение детальной классификации щелочных пород в СССР все еще продолжается.

1.1.6. Обзор литературы по петрологии щелочных пород оставляет впечатление, что в термин «щелочные породы» разными авторами вкладывается различный и иногда настолько неопределенный смысл, что в ряде случаев трудно бывает понять, какие породы обозначаются этим термином. По мнению редактора этой книги, данное Шендом определение, исходя из ограниченного объема книги и ее заголовка «Щелочные породы», является наиболее приемлемым. Критерии, применявшиеся при отборе материала для этой книги, могут быть вкратце определены следующим образом: щелочные магматические породы характеризуются присутствием фельдшпатоидов и (или) щелочных пироксенов и амфиболов.

В нижеследующих главах будет показано, что для щелочных пород характерна также определенная геологическая обстановка и что они являются членами ряда характерных ассоциаций пород.

1.2. История изучения щелочных пород

Историю изучения щелочных пород практически невозможно изложить без повторений и перекрытий в последующих разделах. Поэтому в данной главе будет приведен лишь перечень наиболее важных «вех» в изучении щелочных пород. Более подробные сведения могут быть найдены в работах Дели [20, 23], Шенда [75, 80], Смита [82], Фишера [29] и в обычных петрологических руководствах. История изучения карбонатитов здесь не рассматривается, так как она достаточно подробно описана в специальных сводках, изданных Таттлом и Гиттингом [87] и Хейнрихом [36].

«Домикроскопический» период истории петрологии в настоящей работе не рассматривается. Следует лишь отметить, что в этот период были даны названия некоторым наиболее распространенным типам пород, например ромбен-порфирам (Buch, 1810), сиенитам (Plinius, Werner, 1788), трахитам (Найу, Roth, 1861), фойяитам (Blum, 1861), дитроитам (Zirkel, 1866), фонолитам (Найу), лейцитифирам (Humboldt, 1837), миаскитам (Rose, 1839), базанитам (Plinius), тешенитам (Hohenegger, 1861), нефелинитам (Naumann, 1849) и тефритам (Plinius, Brogniart, 1813).

За последние два десятилетия прошлого века и три десятилетия текущего были описаны и даны названия большинству рассматриваемых в этой книге разновидностей щелочных пород; главная заслуга в этом принадлежит Розенбушу, Брэггеру, Лакруа и Вашингтону. После 1930 г. к списку имевшихся названий пород было добавлено очень ограниченное число новых; наоборот, было установлено, что многие названия совершенно излишни.

В период приблизительно с 1880 по 1930 г. детально был описан целый ряд массивов щелочных пород и высказанные в этих классических монографиях соображения о происхождении и геологических соотношениях щелочных пород явились ценным вкладом в еще молодую тогда петрологическую науку.

В этот период были изучены массивы щелочных пород провинций Осло ([13] и ряд последующих монографий, опубликованных в период с 1894 по 1933 г.), Арканзаса [94], Хибин и Ловозерских Тундр [65], северной Чехии [37], а также массивы Серра-ди-Моншики [42], Лейцит-Хилс [15], Хайвуд-Маунтинс [93], Пюи-де-Дом и Мон-Дор [52]. Особого упоминания заслуживают монографии Лакруа, посвященные щелочным провинциям Пузак [44], Монреальской (1890), Северо-Мадагаскарской (1903, 1922, 1923), Пюи-де-Дом [45] и островов Лос [46]. К этому же времени относятся работы, посвященные щелочным

массивам районов Монтериджиан-Хилс [1], Халибертон—Банкрофт [2], Лаахер-Зее [12], Магнет-Коув, Илимауссак и Игалико [90, 91], Маунт-Аскатни [18], островов Вознесения [21] и Святой Елены [22], а также Хибин и Ловозерских Тундр [Ферсман, Куплетский и другие исследователи начиная с 1922 г.], Трансваала [14] и Римской провинции [Вашингтон, 1900 и 1896—1906]. Изучались также дифференцированные силлы Шотландии [88, 89], окрестностей Мариуполя [56] и Ильменских гор [7, 8], силл Данидин [Маршалл, 1906], нефелиновые гнейсы Португалии [Озанн, 1907], массивы Западной Рифтовой долины Восточной Африки [32] и др. Серия статей Шенда посвящена массивам Лох-Боролан [72, 79], Пилансберг [77], Шпицкоп или Секукуниленд [75], Франспурт [76], Леувфонтейн [75].

Харкер [32] и Бекке [6] показали, что щелочные породы ассоциируются с зонами проседания раздробленных блоков в неорогенных областях (прибрежная линия Атлантики). Дели [19] для объяснения происхождения щелочных пород предложил гипотезу ассимиляции известняков, а Смит [81, 82] и Джилсон [30] выдвинули идею об особой роли летучих (минерализаторов). Боуэн [11] рассмотрел происхождение щелочных пород в свете экспериментальных данных.

Первые исследователи щелочных пород были вынуждены начинать практически все с самого начала и не только давать названия минералам и породам, но и описывать и объяснять геологические взаимоотношения и генезис пород. Поскольку было известно слишком мало, исследователи могли дать волю своему воображению, и некоторые из этих старых работ все еще читаются с интересом.

После 1930 г. многие классические районы развития щелочных пород были подвергнуты дополнительному изучению в свете новых знаний, полученных при полевых и экспериментальных исследованиях. К ним относятся следующие территории: провинция грабена Осло (серия новых работ начиная с 1943 г. под названием «Породы изверженного комплекса района Осло»); Хибин и Ловозерские Тундры; Лейцит-Хилс, Римская провинция и Западная Рифтовая долина (II.5 и III.2); Хайвуд-Маунтинс [50]; Пюи-де-Дом, Пузак, Мон-Дор и северная Чехия; Серра-ди-Моншики [17]; Монтериджиан-Хилс (IV.2); океанические острова; Халибертон — Банкрофт (II.7) [84]; Южная Африка; Дитро (II.2); Илимауссак (IV.1) [26; 27; серия «Новые данные по минералогии Илимауссака», 1965; и др.].

В СССР были обнаружены и изучены новые провинции щелочных пород: Меймеча-Котуйская, Алданская [9, 10, 43], Тувинская, Байкальская [3], Кузнецкого Алатау [4], Туркестано-Алайская [63, 71, 54] и др.

В этот период вновь возрос интерес к количественно-петрографическому сопоставлению пород и минералого-петрографические данные были дополнены значительным объемом информации о содержании редких элементов и о стронциевой изотопии (V.2). Петрологические выводы, по крайней мере частично, базируются на экспериментальных данных (V.1 и многие другие главы этой книги). Жидкие включения в минералах из щелочных пород явились источником информации о физико-химических условиях их формирования. Все более важную роль при изучении щелочных провинций и массивов приобретает определение абсолютного возраста с помощью изотопов (IV.1 и др.). Установлено, что щелочные интрузии в пределах данного региона могут формироваться в течение гораздо более длительного времени, чем любые другие (IV.1 и II.3). При изучении особенностей размещения, внутреннего строения и условий формирования массивов щелочных пород широко использовались также тектонические и геофизические методы (III.2).

В ряде глав этой книги содержатся исторические обзоры. Менявшиеся представления об условиях зарождения щелочных магм суммированы в гл. VI.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adams F. D., The Monteregian Hills, A Canadian petrographical province, *J. Geol.*, **11**, 239—282, 1903.
2. Adams F. D., Barlow A. E., Geology of the Haliburton and Bancroft areas, Province of Ontario, Mem. Geol. Surv. Can., **6**, 1910.
3. Андреев Г. В., Шаракшинов А. О., Литвиновский Б. А., Интрузии нефелиновых сениитов Западного Забайкалья, М., «Наука», 187, 1969.
4. Андреева Е. Д., Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау, М., «Наука», 1970, 1968.
5. Barth T. F. W., Theoretical Petrology, John Wiley and Sons, 2nd. ed., 1—416, 1962.
6. Becke F., Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes, *Tschermaks miner. petrogr. Mitt. Neue Folge*, **22**, 1903.
7. Белянкин Д. С., Очерки по петрографии Ильменских гор, Изв. С.-Петерб. политехн. ин-та, **12**, 135—166, 1909; **13**, 715—732, 1910.
8. Белянкин Д. С., К интерпретации Ильменского комплекса, *Геол. вестник*, **5**, 1926.
9. Билибин Ю. А., Послеюрские интрузии Алданского района, М. — Л., Изд. АН СССР, 161, 1941.
10. Билибин Ю. А., Петрография Ыльмакского интрузива, М. — Л., Госгеолгиздат, Л., 240, 1947.
11. Bowen N. L., The Evolution of the Igneous Rocks, Princeton Univ. Press, N. J., 332, 1928.
12. Brauns R., Die phonolitischen Gesteine des Laacher-See-Gebietes und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen dieses Gebietes, *Neues Jb. Miner.*, **46**, 1—116, 1922.
13. Brogger W. C., Die Mineralien der Syenit-pegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite, *Z. Kristallogr. Miner.*, **16**, 1—663, 1890.
14. Brouwer H. A., Oorsprong en samenstelling der Transvaalsche nephelinsyeniten, Boek- en Kunststreekkerij v/h Mouton & Co.'s Gravenhage, 1—180, 1910.
15. Cross W., Igneous rocks of the Leucite Hills and Pilot Butte, Wyoing, *Am. J. Sci.*, **4**, 1897.
16. Cross W., Iddings J. P., Pirsson L. V., Washington H. S., A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks, *J. Geol.*, **10**, 2, 555—690, 1902.
17. Czygan W., Petrographie und Alkali-Verteilung im Foyait der Serra de Monchique, Süd-Portugal, *Neues Jb. Miner. Abh.*, **111**, 32—73, 1969.
18. Daly R. A., The geology of Ascutney Mountain, Vermont, *Bull. U. S. Geol. Surv.*, **209**, 1903.
19. Daly R. A., Origin of alkaline rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **21**, 87—118, 1910.
20. Daly R. A., Igneous Rocks and Their Origin, McGraw-Hill, 1—563, 1914.
21. Daly R. A., The geology of Ascension Island, *Proc. Am. Acad. Arts Sci.*, **60**, 3—80, 1925.
22. Daly R. A., The geology of Saint Helena Island, *Proc. Am. Acad. Arts Sci.*, **62**, 2, 31—92, 1927.
23. Daly R. A., Igneous Rocks and the Depths of the Earth McGraw-Hill, New York, 1933.
24. Dolphin Reference Book, Dolphin Books, New York, 1962.
25. Елусеев Н. А., К вопросу о классификации нефелиновых горных пород, *Зап. Всес. минерал. о-ва*, ч. 86, вып. 5, 629—631, 1957.
26. Ferguson J., Geology of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland, *Meddr. Grønland*, **172**, 4, 1—82, 1964.
27. Ferguson J., The significance of the kakortokite in the evolution of the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, *Meddr. Grønland*, **190**, 1, 1—193, 1970.
28. Fersman A., Geochemische Migration der Elemente und deren wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung, erläutert an vier Mineralvorkommen, Chibina — Tundren, Smaragdgruben, Uran — grube Tuja — Mujun, Wüste Karakumy, *Abh. prakt. Geol. Bergw. Lehre*, **18**, 1—116, 1929.
29. Fischer W., Gesteins- und Lagerstätten-bildung im Wandel der wissenschaftlichen Anschauung, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1—592, 1961.
30. Gilson J. C., On the origin of the alkaline rocks, *J. Geol.*, **26**, 471—474, 1928.
31. Goldschmidt V. M., Elemente und Minerale pegmatitischer Gesteine, *Nachr. Gesellschaft. Wiss. Göttingen, Math. Phys. kl.*, 370—378, 1930.

32. *Harker A.*, The natural history of igneous rocks, I. Their geographical and chronological distribution, *Sci. Progress*, 6, 1896.
33. *Harker A.*, The natural History of the Igneous Rocks, Macmillan, London, 1909.
34. *Harker A.*, Petrology for Students, Cambridge University Press, 1—283, 1954.
35. *Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K.*, Petrology of the Igneous Rocks, Thomas Murby and Co., London, 1—515, 1961.
36. *Heinrich E. Wm.*, The Geology of Carbonatites, Rand McNally and Company, Chicago, 1—555, 1966.
37. *Hibsch I. E.*, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Böhmisches Mittelgebirges, Heimatkunde des Elbegaues Tetschen, 3, Lieferung, 1—139, 1926.
38. *Holmes A., Harwood H. F.*, Petrology of the volcanic fields east and southeast of Ruwenzori, Uganda, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, 88, 370—442, 1932.
39. *Iddings J. P.*, The origin of igneous rocks, *Bull. phil. Soc. Washington*, 12, 1892.
40. *Johannsen A.*, A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, I, Introduction, Textures, Classifications and Glossary, Chicago University Press, 1—318, 1939.
41. *Jung J., Brousse R.*, Classification modale des roches eruptives, Masson and Cie, Paris, 1—122, 1959.
42. *Kraatz-Kochlau K. von, Hackman V.*, Der Elalolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine, *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, Neue Folge, 16, 197—307, 1897.
43. *Кравченко С. М., Власова Е. В.*, Щелочные породы Центрального Алдана, М., Изд-во АН СССР, 190, 1962.
44. *Lacroix A.*, Description des syénites néphéliniques de Pouzac (Hautes Pyrénées), *C. R. Acad. Sci. France*, 106, 1011—1013, 1890.
45. *Lacroix A.*, Le mode de formation du Puy-de-Dome et les roches qui les constituent, *C. R. Acad. Sci. France*, 147, 826—831, 1908.
46. *Lacroix A.*, Les syénites néphéliniques de l'Archipel de Los et leurs minéraux, *Nouv. Arch. Mus. Paris*, 5, 3, 1—132, 1911.
47. *Lacroix A.*, Minéralogie de Madagascar, II, Minéralogie Appliquée, Lithologie, Paris, 1—694, 1922.
48. *Lacroix A.*, Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine, *Bull. Serv. géol. Indochine*, 20, 3, 1—208, 1933.
49. *Lang H. O.*, Das Mengenverhältnis von Calcium, Natrium und Kalium als Vergleichspunkt und Ordnungsmittel der Eruptivgesteine, *Bull. Soc. Géol. Belge*, 5, 1891.
50. *Larsen E. S., Hurlbut C. S., jr., Griggs D., Buie B. F., Burgess C. H.*, Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, *Bull. geol. Soc. Am.*, 50, 1043—1122; 52, 1733—1868, 1939—1941.
51. *Loewinson-Lessing F.*, Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine, I, II, III, *Tschermaks miner. petrogr. Mitt. Neue Folge*, 18, 19, 1899, 1900.
52. *Michel-Lévy A.*, Situation stratigraphique des régions, volcaniques de l'Auvergne, la Chaîne des Puys, Le Mont Dore et ses alentours, *Bull. Soc. géol. France*, 3 Series, 18, 688—814, 1890.
53. *Michel-Lévy A.*, Note sur la classification des roches éruptives, *Bull. Soc. géol. France*, 25, 326—377, 1897.
54. *Молчанова Т. В.*, Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород, М., «Наука», 151, 1966.
55. *Moorhouse W. W.*, The Study of Rocks in Thin Section, Harper and Brother, New York, 1—514, 1959.
56. *Morozewicz J.*, Der Mariupolit und seine Blutverwandten, *Mineralog. petrogr. Mitt.*, 40, 335—436, 1930.
57. *Niggli P.*, Systematik der Eruptivgesteine, *Zentbl. Miner. Geol. Paläont.*, 161—174, 1920.
58. *Niggli P.*, Gesteins- und Mineralprovinzen I. *Niggli P., Beger P. J.*, Einführung, Berlin, Verlag von Gebrüder Borntraeger, 1—602, 1923.
59. *Niggli P.*, Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine, *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, 11, 296—364, 1931.
60. *Niggli P.*, Zur mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine, *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, 15, 295—318, 1935.
61. *Nockolds S. R.*, Average chemical composition of some igneous rocks, *Bull. geol. Soc. Am.*, 65, 1007—1032, 1954.
62. *Peacock M. A.*, Classification of igneous rock series, *J. Geol.*, 39, 54—67, 1931.
63. *Перчук Л. Л.*, Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий центрального Туркестано-Алая, М., «Наука», 243, 1964.
64. *Polánski A.*, The alkaline rocks of the East-European Plateau, *Bull. Soc. Amis Sci. Lett. Poznań*, Series B, 10, 119—184, 1949.
65. *Ramsay W.*, Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola, Fennia, 3, 7, 22—50, 1890.

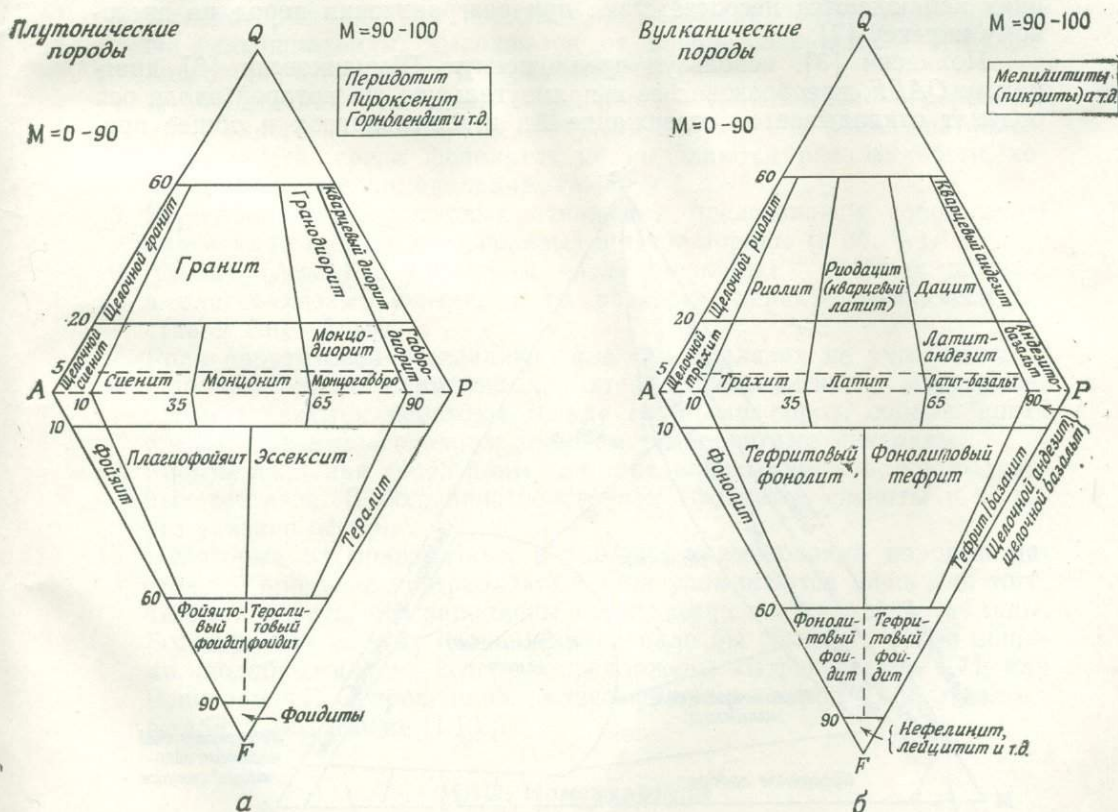
66. *Rittmann A.*, Nomenclature of volcanic rocks proposed for the use in the catalogue of volcanoes, and keytables for the determination of volcanic rocks, *Bull. Volcan.*, **12**, 75—102, 1952.
67. *Rittmann A.*, *Vulkane und ihre Tätigkeit*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1—336, 1960.
68. *Ronner F.*, *Systematische Klassifikation der Massengesteine*, Springer-Verlag, Wien, 1—380, 1963.
69. *Rosenbusch H.*, *Elemente der Gesteinslehre*, 3rd. ed., Stuttgart, 1910.
70. *Rosenbusch H.*, *Elemente der Gesteinslehre*, ed. by *Osann A.*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1—779, 1923.
71. *Шинкарев Н. Ф.*, Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая, Л., Изд-во Ленинградского ун-та, 152, 1966.
72. *Shand S. J.*, Ueber Borolanite und die Gesteine des Croena-Sroine-Massivs in Nord-Schottland, *Neues Jb. Beil. Bd.*, **22**, 413—452, 1906.
73. *Shand S. J.*, The igneous rocks of Sekuniland, *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, **24**, 111—149, 1921.
74. *Shand S. J.*, The igneous complex of Leeuwfontein, Pretoria District, *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, **24**, 232—249, 1921.
75. *Shand S. J.*, The problem of the alkaline rocks, *Proc. geol. Soc. S. Afr.*, **25**, XIX—XXXIII, 1922.
76. *Shand S. J.*, The alkaline rocks of the Franspoort line, Pretoria district, *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, **24**, 81—100, 1923.
77. *Shand S. J.*, The geology of Pilandsberg (Pilaan's Berg) in the Western Transvaal, *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, **31**, 97—156, 1928.
78. *Shand S. J.*, Zusammensetzung und Genesis der Alkaligesteine Sudafrikas, *Mineralog. petrogr. Mitt.*, **44**, 211—216, 1933.
79. *Shand S. J.*, Loch Borolan laccolith, North-west Scotland, *J. Geol.*, **47**, 408—420, 1939.
80. *Shand S. J.*, *Eruptive Rocks*, Thomas Murby and Co., 1—488, 1949.
81. *Smyth C. H.*, Composition of the alkaline rocks and its significance as to their origin, *Am. J. Sci.*, **36**, 1—36, 1913.
82. *Smyth C. H.*, The genesis of alkaline rocks, *Proc. Am. phil. Soc.*, **66**, 535—580, 1927.
83. *Streckeisen A.*, Classification and nomenclature of igneous rock, *Neues Jb. Mineral. Abh.*, **107**, 144—240, 1967.
84. *Tilley C. E.*, Problems of alkali rock genesis, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, **113**, 323—360, 1957.
85. *Tröger W. E.*, *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*, Ein Nomenklature-Kompendium, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1—360, 1935.
86. *Turner F. J.*, *Verhoogen J.*, *Igneous and Metamorphic Petrology*, McGraw-Hill, 2nd. ed., 1—694, 1960.
87. *Tuttle O. F.*, *Gittins J.*, eds., *Carbonatites*, Interscience, New York—London, 591, 1966.
88. *Tyrrell G. W.*, The picrite-teschenite sill of Lugar (Ayrshire), *Q. J. geol. Soc. Lond.*, **72**, 84—131, 1917.
89. *Tyrrell G. W.*, A boring through the Lugar sill, *Trans. geol. Soc. Glasgow*, **21**, 157—202, 1948.
90. *Ussing N. V.*, Mineralogisk-petrografisk Undersøgelse af grønlandske Nefelinsyeniter of beslaegtede Bjergarter, *Meddr. Grønland*, **14**, 1—220, 1898.
91. *Ussing N. V.*, Geology of the country around Julianshaab, Greenland, *Meddr. Grønland*, **38**, 1—376, 1912.
92. *Washington H. S.*, The Roman Comegmatic Region, Carnegie Institution of Washington, Publication, **57**, 1—199, 1906.
93. *Weed W. H.*, *Pirsson L. V.*, Highwood Mountains of Montana, *Bull. geol. Soc. Am.*, **6**, 389—422, 1895.
94. *Williams J. F.*, The igneous rocks of Arkansas, *Rep. Ark. geol. Surg.*, 1890, 1—457, 1891.
95. *Wright J. B.*, A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis, *Geol. Mag.*, **106**, 4, 370—384, 1969.
96. *Заварицкий А. Н.*, Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их, *Справ. пособие*, М.—Л., Изд-во АН СССР, 156, 1941.
97. *Заварицкий А. Н.*, Введение в петрохимию изверженных горных пород, 2-е пересм. изд., М.—Л., Изд-во АН СССР, 400, 1950.
98. *Заварицкий А. Н.*, Изверженные горные породы, М., Изд-во АН СССР, 480, 1955.

II. ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

II.1. ВВЕДЕНИЕ

Х. Сёренсен

Как уже отмечалось в гл. I, в термин «щелочные породы» многие исследователи вкладывают различный смысл. Это находит свое отражение в петрографических классификациях, в которых породы щелочного ряда выделяются по разнообразным, иногда противоречивым признакам. Так, например, порода, названная в классификации Роннера [4] тералитом, в классификации Штрекейзена [7] принадлежит к эссекситам, и наоборот. Подобные недоразумения в большинстве случаев обусловлены неполными или нечеткими первичными описаниями пород.



Фиг. 1. Сдвоенные треугольники Штрекейзена $QAPF$ для интрузивных (а) и вулканических (б) пород [6].

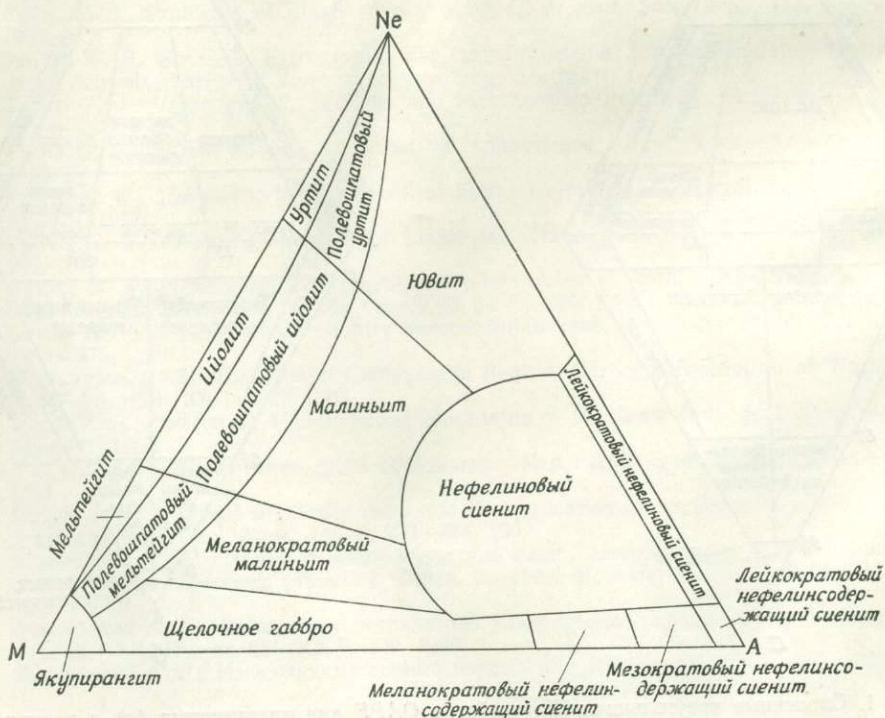
Диаграммы построены на основе модальных составов. Q — кварц; A — щелочные полевые шпаты (включая альбит Al_0-5); P — плагиоклаз Al_5-100 ; F — фельдшпатоиды; M — мафические минералы.

Обзоры петрографических классификаций были опубликованы Йоханнсенем [1], Роннером [4] и Штрекейзенем [7]; некоторые из этих классификаций упоминались в гл. I. Здесь же будет рассмотрена лишь петрографическая схема, которая положена в основу настоящей книги.

Некоторые из авторов этого сборника предпочитают пользоваться недавно предложенной классификацией Штрекейзена [7], согласно которой изверженные породы с *M* (цветовым индексом) меньше 90 подразделяются в соответствии с модальным содержанием в них лейкократовых минералов (фиг. 1). Этот традиционный способ классификации пород основывается на соотношении полевых шпатов и содержании кварца или фельшпатоидов, но не отражает роли темноцветных минералов.

Щелочные породы, рассматриваемые в этой книге, в первую очередь характеризуются присутствием фельдшпатоидов и (или) щелочных пироксенов или амфиболов (I.1.6). Содержание щелочных полевых шпатов или слюды не учитывается в принятом здесь определении щелочных пород [5]. В связи с этим модальное содержание и характер темноцветных минералов представляют собой важнейший классификационный признак, что подчеркивается Петрографическим комитетом ОГГГ АН СССР (фиг. 2) и отражено в большинстве петрографических классификаций (например, [4, 2]). К сожалению, в этих классификациях наблюдаются несоответствия при разграничении пород по цветовому индексу [7].

Полянский [3], используя предложенную Шмуликовски [6] диаграмму *QAPF*, преобразовал ее в прямоугольную, на которой вдоль оси ординат откладывается содержание *Ap* в плагиоклазах и общее про-



Фиг. 2. Классификация щелочных пород.
По Г. М. Саранчиной и Н. Ф. Шинкареву (Петрография магматических пород, «Недра», Л., 1967).

центное содержание темноцветных минералов, а на оси абсцисс — отношение $P+Q$ к $A+F$. Эта диаграмма предназначена для графического изображения серий пород, но не пригодна для классификационных целей.

II.1.1. Классификация

Схематическая классификация главных типов щелочных пород приведена в табл. 1. В ней используется схема расчленения Штрейкейзена [7], основанная на детальном анализе литературных данных. Эту таблицу следует рассматривать не как еще один вариант классификации в связи с продолжающейся дискуссией, а лишь в качестве вспомогательного средства для решения поставленных в этой книге задач.

В таблицу помещены также некоторые известково-щелочные породы, обычно ассоциирующиеся со щелочными, поскольку они упоминаются в тексте книги и содержат иногда в незначительных количествах фельдшпатоиды и (или) щелочные темноцветные минералы.

Нижеследующие пояснения помогут понять главные принципы построения таблицы:

1. Таблица основывается на модальных составах, выраженных в объемных процентах [7].
2. Содержание кварца и фельдшпатоидов выражено в объемных процентах от общего количества лейкократовых минералов.
3. В некоторых случаях породы, содержащие нефелин и другие Na-фельдшпатоиды, выделяются от пород, содержащих K-фельдшпатоиды, в том числе и псевдолейцит.
4. В определении некоторых типов пород учитывается содержание лишь одного из нескольких присутствующих в них фельдшпатоидов. В частности, среди фанолитов не выделяются разновидности, содержащие нефелин, анальцит, гаюин и т. д.
5. Величины полевошпатовых отношений представляют собой долю плагиоклазов среди всех полевых шпатов породы (в об. %).
6. Альбит (Ap_{0-5}) относится к числу щелочных полевых шпатов, а плагиоклазами считаются их разности, характеризующиеся составом $Ap_5—Ap_{100}$.
7. Роль анортитовой составляющей в плагиоклазах не учитывается.
8. Принимается во внимание характер темноцветных минералов; рассматриваются переходы между группами пород, содержащими обедненные и обогащенные натрием темноцветные минералы.
9. Многие названия пород даны для определенных интервалов модальных составов. В большинстве случаев (фойяиты, сиениты и т. д.) это указано особо.
10. Некоторые из приведенных в таблице наименований пород в настоящее время не употребляются. Они упоминаются лишь для того, чтобы показать, что заполнены практически все «клетки» таблицы. Большинство из этих названий следовало бы заменить более общими, подобными тем, которые предложены Штрейкейзеном [7] или Роннером [4]. Упрощенная классификация пород представлена в табл. 2 (см. также II.1.2).

II.1.2. Номенклатура

В табл. 1 из огромного количества наименований щелочных пород приведено лишь ограниченное их число. Несмотря на то что было установлено значительное число разновидностей щелочных пород, многие поля таблицы заполнены малоупотребительными названиями.

Классификация щелочных пород

	>20% кварца	5—20% кварца	0—5% кварца, 0—10% фельдшпаттоидов			10—60% фельдшпаттоидов	
						Na-фельдшпаттоиды	K-фельдшпаттоиды
Полев-шпатовое отношение	10% плагиоклаза		10—35% плагиоклаза	35—65% плагиоклаза	65—90% плагиоклаза	90—100% плагиоклаза	
Цветовой индекс (об. %)	Темно-цветные минералы		Na-темноцветные минералы			Оливин Авгит Роговая обманка Биотит	
0—35	Щелочной гранит Экверит Пэачит Щелочной риодит Пактелле-рит Комендит Грорудит	Щелочной кварцевый сиенит Щелочной кварцевый трахит	Щелочной сиенит Умптекит Пуласкит Щелочной трахит	Сиенит Альбитит Нордмаркит Бостонит Лаурвникит Трахит Вульзинит Ромбен-порфир	Плауенит Акерит Домит Латит Дорит Шошонит	Моноцит Монодиорит Сиенодиорит Трахиадезит Латит Латит-анде-зит Кельсосит Плюмзит	Анортозит Диорит Андезит Нефелиновый диорит Креймонит Рагланит Нефелиновый андезит
35—65	Рокалит Линдинозит	Лузитанит Ордозит	Ковит Дурбахит Вогезит	Кенталенит Абсарокит Сиеногаббро Трахизабальт	Моногаббро Каузит Латит-базальт Серкедалит	Габбро Базальт Гавайит Камптонит Мончикит	Тералит Тешенит Тефрит Базанит Лейцитовый тефрит Лейцитовый базанит Оттакит Везуит Кивит
65—90		Шонкинит Твейтозит	Шонкинит			Монтреолит Мадейрит Уачитит Аюкармит Океанит	Атлантит
>90	Na-пироксенит						

Таблица 1

на основе модального состава¹ (пояснения см. в тексте)

10—60% фельдшпатондов		10—60% К-фельдшпатондов	10—60% Na-фельдшпатондов	60—90% Na-фельдшпатондов	60—90% К-фельдшпатондов	90—100% Кз-фельдшпатондов	90—100% Na-фельдшпатондов	
50—90% плагиоклаза	10—50% плагиоклаза	0—10% плагиоклаза		10—40% полевых шпатов		0—10% полевых шпатов (общее количество полевого шпата)		
				плагио- к-лаз 0—50%	плагио- к-лаз 50—100%	плагио- к-лаз 50—100%	плагио- к-лаз 0—50%	
				Na-темноцветные минералы		Авгит, роговая обманка, биотит, оливин Na-темноцветные минералы		
Нефелиновый сиенитио-риит Виксит (лейцитовой) Орвиезит (лейцитовой) Орфанит Нефелимовый талхидезит	Мияскит Нефелиновый монзонит Нефелимовый латит Латитовый фonoлит Тефритовый фonoлит Тристанит Витербит (лейцитовой) Таутирит	Бороланит Орендит Лейцитовый фonoлит Лейцитифир	Нефелиновый сиенит Фойяит Ювнит Марнуполит Фонолит Линчфильд Хибинит Наунит Кенит Ляурдалит Дитронит Канадит	Полево-шпатовый уртит Фонолитовый нефелинит	Лейцитифир Фонолитовый лейцитит	Италит Лейцитифир	Арктит Лейцитифир Уртит Конгрессит Монмутит	
Гленмуриит Эссексит Фонолитовый тефрит Фонолитовый базанит	Нозикомбит Сомалит Вайо мингит Лампроит	Хумилит Ледморит	Малинит Ковит Муриг	Луяврит	Тералитовый фойдит Тефритовый нефелинит	Тефритовый лейцитит	Фергусит Лейцитит Оливиновый лейцитит Мадурит	Лейцитовой нефелинит Ийолит Нефелинит Оливиновый нефелинит Неурумзит Нилсон-гит
Бекинжинит		Шонкиннит		Полевошпатовый мельтейгит		Миссурит Шонкиннит	Угандит Мельтейгит Фазинит Анкаратрит	
Na-пироксенит							Якупирангит	

¹ Вулканические породы выделены курсивом.

Упрощенная классификация щелочных магматических пород

Полевое отношение	Не щелочные		Щелочные	
	0—10% плагио-клаза	10—35% плагио-клаза	90—100% плагио-клаза	65—90% плагио-клаза
>20% кварца	5—20% кварца	0—5% кварца 0—10% фельдшпатоидов	10—60% фельдшпатоидов	
Темноцветные минералы	Na-пироксен Na-амфибол		Оливин	Авгит Роговая обманка
Цветовой индекс				
0—35	Щелочной гранит (alkf) Щелочной кварцевый сиенит (alkf) Натровый гранит (ab)	Щелочной сиенит (alkf) Пуласкит (ne) Нордмаркит (q) Альбитовый сиенит (ab) Альбитит (ab)	Сиенит (alkf, kf, plag) Ларвикит (alkf+ternf)	Фельдшпатоидный диорит (<Ap ₅₀) Фельдшпатоидное лейкогаббро (>Ap ₅₀) Лейкоэссексит
	Щелочной риолит	Щелочной кварцевый трахит	Щелочной трахит	Трахит Фельдшпатоидный андезит Лейкотефрит
35—65		Лузитанит (щелочной мела-сиенит)	Меласиенит	Фельдшпатоидное габбро (>Ap ₅₀), тералит Эссексит (<Ap ₅₀ , alkf, ne) Эссекситовое габбро (>Ap ₅₀) Щелочной базальт (тефрит, базанит) Фонолитовый тефрит и базанит
			Мелатрахит	
65—90		Шонкинит (щелочной меласиенит)		
90—100		Na-пироксенит		

Сокращения: ne—нефелин; ic—лейцит; sod—содалит; alkf—щелочной полево шпат, часто микропертит; ab—альбит (Ap₀₋₅); kf—калиевый полево шпат; alkf/kf,ab=alkf или kf+ab (субсольвусные сиениты); ternf—тройные полевошпатовые твердые растворы; plag—плагиоклаз.

Для уяснения значения многих названий щелочных пород читатели могут обратиться к работам Йоханнсена [1], Трегера [8, 9], Юнга и Браусса [2] и Роннера [4].

Многие из перечисленных пород и в самом деле крайне редки, что отмечалось Штрекейзенем [7]. Наиболее распространенными щелочными породами являются щелочные сиениты (трахиты), фельдшпатоидные сиениты (фонолиты), фонидиты (ийолиты, нефелиниты и т. д.), щелочно-базальтовые породы (тефриты, эссекситы и др.) и щелочные граниты и риолиты. Все эти породы, а также гнейсовидные разновидности щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов рассматриваются в этой главе.

Таблица 2

по модальному составу

35—65% плагио-клаза	10—35% плагио-клаза	10—60% фельдшпатоидов		60—90% фельдшпатоидов		90—100% фельдшпатоидов
		0—10% плагио-клаза		10—40% полевых шпатов		
		0—10% плагио-клаза		0—50% плагио-клаза	50—100% плагио-клаза	
Биотит		Na-пироксен Na-амфибол		Авгит Роговая обманка	и (или)	Na-пироксен Na-амфибол
ФЕЛЬДШПАТОИДНЫЕ СИЕНИТЫ						
Миаскитовые нефелиновые сиениты Фельдшпатоидный монцогаббро (плагиомиаскит)		Промежуточные («хибинитовые») нефелиновые сиениты —Фойяит (alkf) — Ювит (kf) — Мариуполит (ab) — Тингуаит (alkf/ab, kf) — Содалитовый сиенит [sod, (alkf, (ne))]		Апгаитовые нефелиновые сиениты Фойяит (alkf) — Содалит-нефелиновый сиенит (alkf, sod, ne) — Содалитовый сиенит (alkf, sod)	Сиенитовый фонидит	Диоритовый и габбро-вый лейкофонидит
Фельдшпатоидный латит Тефритовый фонолит	Миаскитовый фонолит	Фонолит		Апгаитовый фонолит	Фонолитовый нефелинит (лейцитифир)	Тефритовый лейконефелинит
Мезомиаскит		Канадит (ab, alkf)	Луяврит (alkf/ab, kf)	Сиенитовый метафонидит (полевошпатовый ийолит)	Габбронд-ный фонидит	Ийолит (ne) Фергусит (ic) Тавит (sod)
		Малиньит (alkf)	Тингуаит (alkf/ab, kf)		Тефритовый нефелинит	Нефелинит Лейцитит
		Шонкинит (alkf)				Мельтейгит (ne) Миссурит (ic)
		Na-пироксенит				Якупрангит (ne)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Johannsen A., A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, I, Introduction, textures, classifications and glossary, Univ. Chicago Press, 1—318, 1939.
- Jung J., Brousse R., Classification modale des roches éruptives, Masson & Cie, Paris, 1—122, 1959.
- Polanski A., The alkaline rocks of the East-European Plateau, Bull. Soc. Amis Sci. Lett. Poznań, Serie B, 10, 119—184, 1949.
- Ronner F., Systematische Klassifikation der Massengesteine, Springer-Verlag, Wien, 1—380, 1963.
- Shand S. J., The problem of the alkaline rocks, Proc. geol. Soc. S. Afr., XXV, XIX—XXXIII, 1922.
- Smulikowski K., Les roches éruptives des Andes de Bolivia, Arch. Min. Soc. Warsaw, 10, 162—234, 1934.
- Sireckeisen A., Classification and nomenclature of igneous rocks, Neues Jb. Miner. Abh., 107, 144—240, 1967.
- Tröger W. E., Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, Ein Nomenklatur-Kompendium, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1—360, 1935.
- Tröger W. E., Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, Eruptivgesteinsnamen, Fortsch. Miner., Kristall., und Petrogr., 23, 1, 41—90, 1938.

II.2. ЩЕЛОЧНЫЕ И ФЕЛЬДШПАТОИДНЫЕ СИЕНИТЫ И ИХ ЭФФУЗИВНЫЕ АНАЛОГИ

Х. Сёренсен

Этот раздел посвящен щелочным породам, в которых щелочной полевой шпат является преобладающим или единственным минералом из группы полевых шпатов, а кроме того, присутствуют фельдшпатоиды и (или) натровые щелочные темноцветные минералы (I и II.1).

II.2.1. Классификация

Классификация щелочных и фельдшпатоидных сиенитов (и их излившихся аналогов), основанная на модальном содержании кварца, фельдшпатоидов и темноцветных минералов, на соотношении полевых шпатов и характере темноцветных минералов, приведена в табл. 1 и 2 (гл. II.1). Породы этих групп подразделяются далее по ряду признаков:

а) В соответствии с составом ведущего темноцветного или характерного аксессуарного минерала: авгитовые сиениты, эвдиалитовые нефелиновые сиениты и т. д.

б) В зависимости от типа щелочного полевого шпата: нефелиновые сиениты с микропертитовым щелочным полевым шпатом часто называют фойяитами, с ортоклазом — ювитами, с альбитом — мариуполитами, а с альбитом и калиевым полевым шпатом — личфильдитами.

Более приемлемым способом классификации сиенитов с петрологической точки зрения является выделение среди них гиперсолвусных и субсолвусных типов, характеризующихся соответственно высоко- и низкотемпературными ассоциациями минералов (V.1.2).

в) В настоящее время нефелиновые сиениты обычно подразделяются на агпаитовый и миаскитовый типы. Термин «агпаитовый» был предложен Уссингом [121] для того, чтобы подчеркнуть ультращелочной состав нефелиновых сиенитов Илимауссака: «если относительное количества атомов Na, K и Al в породах выразить через na , k и al , то в агпаитовых породах их соотношение будет представлено уравнением

$$\frac{na + k}{al} \geq 1,2,$$

тогда как в нормальных нефелиновых сиенитах это соотношение не превышает 1,1» [121]. Ферсман [33] предложил разделять нефелиновые сиениты на агпаитовые и миаскитовые по величине молекулярного отношения $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$: для первых оно больше, а для вторых меньше единицы. Это отношение называют коэффициентом или индексом агпаитности.

Коэффициент агпаитности использовался многими исследователями (табл. 1). Характерные признаки агпаитовых пород, однако, обусловлены не только их высокой щелочностью, но также и другими химическими параметрами (табл. 1 и 2) и условиями кристаллизации [102]. Это со всей очевидностью вытекает из факта существования нефелиновых сиенитов, обладающих ультращелочным характером, но не содержащих специфических агпаитовых минералов (например, тингуаитов). Известны также лейкократовые породы, модальный состав которых

Различия агпаитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов

	Агпаитовые нефелиновые сиениты	Промежуточные типы нефелиновых сиенитов	Миаскитовые нефелиновые сиениты
<p>Коэффициент агпаитности</p> <p>1. $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$</p> <p>(молекулярные количества)</p> <p>а) Уссинг [120]</p> <p>б) Ферсман [33]</p> <p>в) Гольдшмидт [45]</p>	$\geq 1,2$ > 1 > 1 (включая также пересыщенные кремнеземом породы)	$< 1,1$ в остальных нефелиновых сиенитах	< 1 < 1 (= плюмазитовые породы, включая пересыщенные разновидности)
<p>2. $\frac{(Na,K)_2O + (Ca,Mg,Fe)O}{(Al,Fe)_2O_3 + SiO_2}$</p> <p>[39, 40]</p>	$>$ примерно 0,22		$<$ примерно 0,22
<p>3. $\frac{Na}{Al-K}$</p> <p>[136]</p> <p>(в атомных количествах)</p>	$> 1,1$	0,85—1,1	$< 0,85$
<p>4. $\frac{ K + Na + Ca + Sr}{Al + Fe^{3+} + Ti}$</p> <p>[44]</p>	Границы не указаны; отношение изменяется по мере кристаллизации магмы		
Полянский [92] по данным Шенда	$K_2O + Na_2O > Al_2O_3$ $K_2O + Na_2O \geq 1/6 SiO_2$ (молекулярные количества) в том числе и пересыщенные породы		$K_2O + Na_2O < Al_2O_3$ а) $K_2O + Na_2O > 1/6 SiO_2$ (миаскитовые) б) $K_2O + Na_2O < 1/6 SiO_2$ (плюмазитовые)
Семенов [98] Расчленение основано на характере амфибола (и отношении F/Ca в формуле амфибола)	1. Агпаитовые породы в узком смысле слова — F-арфведсонитовый или илимаусакский тип (F/Ca ~ 10)	2. Mg-арфведсонитовый или ловозерский тип (F/Ca ~ 5) 3. Al-арфведсонитовый или хибинский тип (F/Ca ~ 2) 4. Катофоритовый или лангесундфьордский тип (F/Ca ~ 1)	5. Миаскитовые породы в узком смысле слова = гастингситовый или ильменский тип (F/Ca ~ 0,1)
Критерии разделения, предпочитаемые автором а. Химические признаки	$Na + K > Al$ $Na > K$ Ca, Mg в незначительном или в подчиненном количестве Fe много (часто $Fe_2O_3 > FeO$) Много Zr, Nb, Be, Li, Zr, TR, Th, U, Cl, F Мало CO ₂	$Na + K \geq Al$ Смешанный химизм	$Na + K < Al$ часто $K > Na$ Ca, Mg нередко, много, Fe мало Обычно небольшое содержание редких элементов и летучих, за исключением CO ₂
б. Минералогические признаки (см. далее табл. 2)	Типоморфными являются эвдиалит, F-арфведсонит, виллиомит, чкаловит	Смешанные ассоциации минералов	Типоморфными являются циркон, сфен, апатит, роговая обманка, биотит

Минералогические особенности нефелиновых сиенитов
(с учетом данных Герасимовского [40], Гинзбурга и Портнова [44]
и Семенова [98])

	Амфиболы	Пироксены, слюды	Характерные фельзические минералы	Характерные редкометалльные и акцессорные минералы
Агпаитовые нефелиновые сиениты	F-арфведсонит	Эгирин (акмит) Полилитнионит	Нефелин Микроклин Альбит Содалит (гакманит) Анальцим Натролит Уссингит	Эвдиалит Ловозерит Эпистолит Стенструппин Чкаловит Ринкит Виллиомит Сфалерит Энигматит
Промежуточные типы нефелиновых сиенитов	Mg-арфведсонит	Эгирин (акмит) Полилитнионит	Нефелин Щелочной полевой шпат Содалит Анальцим	Мурманит Эпидидимит Сфалерит
	Al-арфведсонит	Эгирин (акмит) Эгирин-авгит Диопсид Биотит		Лопарит Лампрофиллит Лейкофан
	Катофорит Баркевикит	Эгирин-авгит Биотит		Эвдиалит Лавенит Бритолит Лейкофан Чевкиннит
Миаскитовые нефелиновые сиениты	Гастингсит	Диопсид-геденбергит Авгит Биотит	Нефелин Щелочной полевой шпат Альбит Канкринит Плагиоклаз Содалит Нозеан	Магнетит Ортит Кальцит Корунд Меланит Эшинит Пирохлор

соответствует агпаитовому типу, но коэффициент агпаитности которых ниже единицы [6]. Это связано с тем, что в полевых шпатах и нефелине соотношение компонентов не соответствует их стехиометрическому составу, что проявляется в меньшей величине отношения $(Na+K)/Al$, чем это должно быть по формуле, благодаря чему место Na и K может быть занято Ca, Ba, Sr, Rb и Cs [137, 44].

Многие нефелиновые сиениты имеют модалные составы, промежуточные между составами, свойственными агпаитовым и миаскитовым породам [40, 44]. Семенов [98] подчеркнул важность различий химических составов амфиболов, в особенности по содержанию Na, Ca и F, выделив соответственно пять типов нефелиновых сиенитов, из которых три относятся к числу промежуточных между агпаитовыми и миаскитовыми (табл. 1). Для агпаитовых пород характерна ведущая роль натрийсодержащих минералов: арфведсонита, эгирина, содалита, эвдиалита, виллиомита и т. д. Минералы миаскитовых пород имеют низкое содержание натрия и фтора: гастингсит, эгирин-авгит, биотит, циркон, титаномангнетит, титанит и т. д. Для промежуточных типов пород свой-

ственно сонахождение минералов как обогащенных натрием, так и не содержащих его; так, например, в третьем типе встречаются эвдиалит, титанит, апатит и ильменит (табл. 1 и 2).

II.2.2. Петрография

II.2.2.1. Введение. Большинство главных, второстепенных и акцессорных минералов магматических пород встречено в сиенитах и трахитах. В них отсутствуют минералы, требующие особых условий образования, например крайне недосыщенной кремнеземом обстановки. В фельдшпатоидных породах отмечаются определенные ограничения в отношении минерального состава: кварц и ромбический пироксен отсутствуют (V.1.2); плагиоклаз и форстерит редки или отсутствуют совершенно и никогда не встречаются совместно с натровыми пироксенами и амфиболами.

II.2.2.2. Гиперсольвусные сиениты и фельдшпатоидные сиениты. Эти обогащенные щелочным полевым шпатом породы тесно связаны между собой. Широко распространенные насыщенные кремнеземом авгитовые сиениты (лаурвикиты) переходят в лаурдалитовые нефелиновые сиениты, а слегка недосыщенные пуласкиты — в фойяитовые нефелиновые сиениты. Авгитовые сиениты и пуласкиты (щелочные сиениты) могут также переходить в кварцсодержащие сиениты: нордмаркиты.

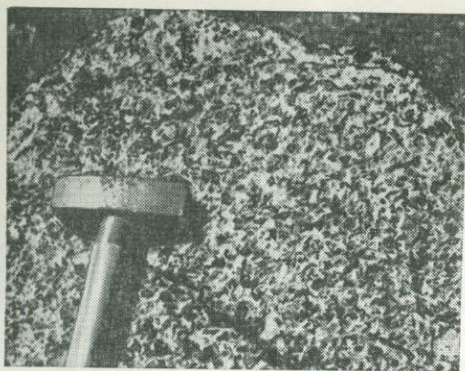
Авгитовые сиениты лишь с большой натяжкой можно отнести к числу щелочных; они связаны переходами с «нормальными» известково-щелочными сиенитами (собственно сиенитами), в которых в качестве характерных минералов присутствуют натровый плагиоклаз, биотит, роговая обманка и диопсид-авгит.

II.2.2.2.1. Лаурвикиты и лаурдалиты — обычно массивные породы гипидиоморфно- или ксеноморфнозернистой структуры. В лаурвикитах окрестностей Осло присутствуют две индивидуализированные фазы полевых шпатов, а именно ромбовидные выделения антипертитового олигоклаза и таблитчатые кристаллы пертитового калиевого полевого шпата [8]. В них также могут встречаться интерстиционный кварц и фельдшпатоиды. Лаурдалиты сложены крупными гипидиоморфными выделениями нефелина, а также ромбовидными зернами полевого шпата, представляющего собой трехкомпонентный твердый раствор.

Эти породы являются более основными, чем средние составы щелочных и нефелиновых сиенитов и в химическом отношении характеризуются в первую очередь довольно высоким содержанием Са (что проявляется в присутствии Ап-содержащего полевого шпата, авгитового пироксена и акцессорных минералов — апатита и сфена) и Mg.

II.2.2.2.2. Для пуласкитов и фойяитов характерны прямоугольные очертания зерен полевых шпатов. В пуласкитах, содержащих менее 5% нефелина и менее 10% темноцветных минералов, таблитчатые выделения полевых шпатов образуют плотные срастания. В фойяитах же, в которых содержание нефелина составляет соответственно 25—50%, а темноцветных минералов более 10%, полевые шпаты образуют каркас, промежутки которого заполняют нефелин, темноцветные и акцессорные минералы (фиг. 1). Эту интергранулярную структуру часто называют фойяитовой, а фельдшпатоидные сиениты, обнаруживающие эту структуру, — фойяитами. Поэтому термин «фойяиты», предложенный Штрекгейзенем [108, 109] для всех фельдшпатоидных сиенитов, по мнению автора, является неудачным.

В пуласкитах нефелин обычно образует ксеноморфные выделения, тогда как его идиоморфные кристаллы или агрегатные скопления зерен



Фиг. 1. Фойяит.
Южная часть массива Илмауссак, южная Гренландия.

более характерны для фойяитов. Важным минералом некоторых фойяитов является содалит, выделяющийся в виде идиоморфных или ксеноморфных зерен в интерстициях. Нозеан и гаюин в фойяитах встречаются гораздо реже.

Хибиниты Хибинского щелочного массива представляют собой массивные или расслоенные фойяитоподобные породы.

II.2.2.2.3. Кварцсодержащие сиениты, нордмаркиты, обычно содержат менее 5% темноцветных минералов. Структура их гипидиоморфнозернистая, и сложены они в основном таблитчатыми вы-

делениями щелочных полевых шпатов. Кварц представлен интерстиционными выделениями или же образует кристаллы в миаролитовых пустотках.

II.2.2.2.4. Минеральный состав гиперсольвусных сиенитов. Щелочные полевые шпаты с небольшим содержанием кальция в гиперсольвусных сиенитах образуют таблички, уплощенные параллельно {010}. Пределы колебаний их составов могут быть выражены общей формулой $Or_{25-45}Ab_{50-70}An_{0-5}$ (в вес. %). Таблички могут иметь гомогенные ядра, но обычно представлены крипто- и микропертитам или антипертитам, иногда окруженными каемками альбита. Может присутствовать анортотлаз, но более обычны ортоклаз и микроклин. Однако четко выраженное микроклиновое решетчатое двойникование наблюдается сравнительно редко и обычно охватывает отдельные участки зерна, другие части которого могут обнаруживать различную степень триклинности, как это установлено в комплексе Серра-ди-Моншики [27].

В гиперсольвусных сиенитах и нефелиновых сиенитах часто присутствует интерстиционный альбит, образующийся либо за счет распада твердых растворов первичных высокотемпературных полевых шпатов, либо в процессе поздней кристаллизации, возможно, при позднемагматической альбитизации.

Ромбоидальные полевые шпаты лаурвикитов (и ромбен-порфиоров) зональны; ядра их сложены микро- или криптоантипертитовым олигоклазом, а внешние оторочки — обедненными анортитом пертитам. Такие соотношения рассматриваются как свидетельство обратной последовательности кристаллизации и распада первичных высокотемпературных тройных смесей полевых шпатов [78, 119].

В породах Хибинского массива Галахов [37] с помощью треугольной диаграммы $Si-Al+Fe^{3+}-Na+K+(Ca, Mg)$ выделяет две разновидности нефелинов. Нефелины фойяитов и хибинитов образуют на диаграмме одну сближенную группу точек, тогда как нефелины ричесорритов, ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых руд образуют другую группу. За исключением этой работы, в опубликованных работах содержится весьма незначительная информация о вариациях химического состава нефелинов в пределах интрузий (II.2.7).

Нефелины (а также полевые шпаты и первичный содалит) агпаитовых пород часто переполнены включениями микролитов эгирина (или арфведсонита). Эти микролиты рассматриваются либо как продукт распада твердых растворов первичных обогащенных железом высокотемпературных минералов, либо как зародыши кристаллов, захвачен-

ные в процессе кристаллизации нефелина. Галахов [37] отмечает, что нефелин лейкократовых трахитоидных хибинитов Хибинского массива кристаллизовался раньше темноцветных минералов, но тем не менее насыщен многочисленными включениями микролитов эгирина. В меланократовых хибинитах нефелин образовывался позднее темноцветных минералов и эгириновых микролитов не содержит.

Нефелин, первичный содалит и полевой шпат агпаитовых пород часто замещены поздними содалитом, анальцимом, натролитом или усингитом; в миаскитовых породах они замещаются канкринитом, светлой слюдой, анальцимом и натролитом. Поздние минералы заполняют также интерстиции между выделившимися ранее.

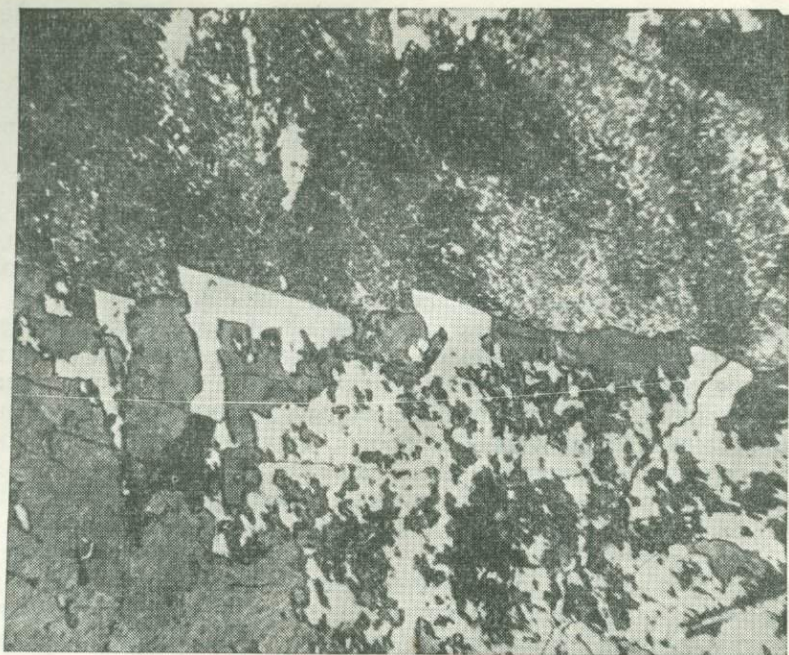
Пироксены лаурвикитовых сиенитов представлены авгитом и ферроавгитом (иногда титанавгитом), тогда как в щелочных сиенитах их состав в основном соответствует салит-геденбергиту, эгирин-авгиту и эгирину и они нередко образуют зональные кристаллы. Эгирин-авгит и эгирин (акмит, коричневый в прозрачных шлифах) являются наиболее распространенными пироксенами фельдшпатоидных сиенитов, особенно агпаитовых, тогда как в миаскитовых разностях фельдшпатоидных сиенитов присутствуют также авгит, ферроавгит и салит-геденбергит. Эгирин агпаитовых пород часто представляет собой позднематематический, дейтерический, или постмагматический минерал, и в этом случае он образует радиально-лучистые сростки длинных тонкоигольчатых кристаллов или войлокоподобные скопления, а также выделяется в интерстициях.

В авгитовых сиенитах и лаурдалитах содержатся амфиболы типа керсутита или баркевикита (феррогастингсита), соответственно обогащенные или обедненные титаном. В наименее щелочных разностях пуласкитов, фойяитов и нордмаркитов присутствуют катофорит и баркевикит, в более щелочных — (Mg—Al)-арфведсонит, а в агпаитовых — F-арфедсонит [97]. Амфиболы в сиенитах также принадлежат к числу позднематематических минералов и образуют обычно оторочки вокруг ранних выделений оливина, пироксена и рудных минералов.

Оливин и биотит в сиенитах, а также миаскитовых и промежуточных типах нефелиновых сиенитов почти всегда обогащены железом и представлены практически чистым фаялитом и лепидомеланом (аннитом). Характерными аксессуарными минералами рассматриваемых пород являются циркон, апатит, сфен и титаномagnetит. Обычно присутствует флюорит, который в ряде случаев может быть и первичным минералом. В более натровых разностях в качестве второстепенных и аксессуарных минералов содержатся энigmatит, астрофиллит, лавенит, пирохлор и меланит; в агпаитовых разностях присутствуют минералы типа эвдиалита — эвколита, ринкита — мозандрита, виллиомита и т. д. (см. табл. 2).

II.2.2.3. Шонкиниты и малиньиты. Шонкиниты из Хайвуд-Маунтинс, Монтана [61, 80], сложены идиоморфными кристаллами богатого кальцием авгита (салита), оливина (Fe_{22-40}), биотита, апатита и титаномagnetита, в интерстициях между которыми выделяются санидин, эгирин-авгит и цеолиты. Последние являются, по-видимому, вторичными минералами, развивающимися по нефелину. Цветовой индекс шонкинитов равен 40—65. Таким образом, шонкиниты относятся к меланократовым сиенитам щелочного типа. В настоящее время шонкинитами называют насыщенные и недосыщенные кремнеземом меланократовые сиениты как известково-щелочного, так и щелочного типа.

К малиньитам относят нефелиновые сиениты, содержащие более 50% мафических минералов.



Фиг. 2. Микроклин из апатитовой жилы, массив. Илимауссак. В нижней половине фотографии можно различить характерное альбитовое двойникование, в верхней части двойникование «замаскировано». Никели скрещены, $\times 30$.

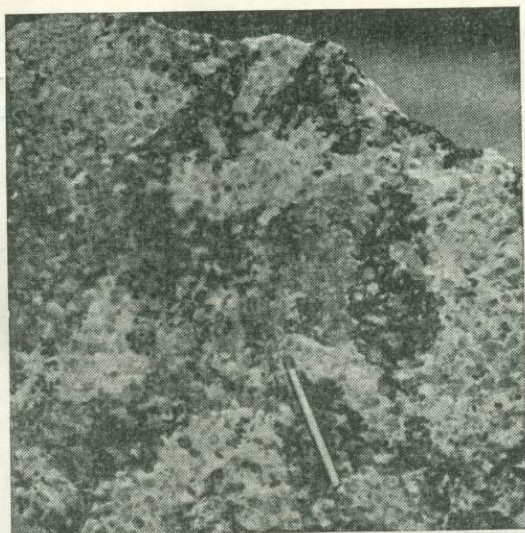
II.2.2.4. Луявриты и тингуаиты. В луювритах и тингуаитах содержится 20—50% мафических минералов. Структура луювритов изменяется от тонко- до крупнозернистой. Полевые шпаты, характеризующиеся отчетливо выраженным слоистым распределением, представлены лейстами пертита или же, как, например, в луювритах Илимауссак, южная Гренландия [120], обособленными лейстами микроклина и альбита. Игольчатые или призматические кристаллы эгирина и арфведсонита, широкие таблички нефелина и пластинчатые зерна эвдиалита ориентированы своими длинными сторонами в плоскости расслоенности таким образом, что нефелин, а иногда и содалит полностью окружены другими минералами. Арфведсонит и эгирин образуют также спутанно-волоконистые скопления, заполняющие интерстиционные промежутки, или крупные ксеноморфные пойкилитовые кристаллы. Анальцит и натролит принадлежат к числу распространенных минералов матрицы породы.

Микроклины луювритов и других апатитовых нефелиновых сиенитов не обнаруживают решетчатого двойникования; для них характерно присутствие сложных двойников по альбитовому закону (фиг. 2). Они практически принадлежат к максимальным микроклинам, и разности без пертитовых вростков соответствуют почти чистому микроклину [120, 103, 99, 125]. Луювриты обогащены редкими минералами, и в первую очередь эвдиалитом, относящимся к числу главных минералов.

Тингуаиты представлены тонкозернистыми, плотными, иногда порфиоровыми породами, основная масса которых обогащена эгирином либо в виде ориентированных параллельно друг другу иголок, либо в виде спутанно-волоконистых агрегатов, заполняющих интерстиционные промежутки. Щелочные полевые шпаты, нефелин, лейцит, псевдолейцит, содалит, канкринит, анальцит, эгирин или эгирин-авгит

Фиг. 3. Пойкилитовый содалитовый сиенит (науяит), массив Илимзауссак.

Мелкие кристаллы содалита (серое) включены в ксеноморфные выделения микроклина (белое), арфведсонита или эгирина (черное) и эвдиалита (серое). Для масштаба помещена спичка длиной 4,5 см.



и биотит образуют фенокристаллы. Основная масса, помимо эгирина и минералов, слагающих вкрапленники, содержит натровый амфибол, натролит, апатит, циркон, сфен, меланит, энigmatит, лавенит, мозандрит и пектолит. В натролитовых тингуаитах из Торор-Хилс щелочной полевой шпат представлен либо санидином, либо микроклином и низким альбитом ($\text{Or}_{88}\text{Ab}_{12}$ и $\text{Ab}_{95}\text{An}_5$ [62]).

Тингуаиты могут рассматриваться как дайковые эквиваленты (породы, формирующиеся в условиях низкого давления) луявритов, но пользующиеся гораздо более широким распространением. Они отличаются от луявритов лишь тем, что в них гораздо реже встречаются минералы сложного состава типа эвдиалита [6].

II.2.2.5. Содалитовые и содалит-нефелиновые сиениты. Первичный содалит описан в разнообразных породах сиенитового состава. Примерами могут служить содалитовые сиениты верхней части лакколита Скуэр-Бьютт в штате Монтана [61] и зона содалитовых фойяитов в верхней части интрузии Илимауссак [104], в которых содалит выполняет интерстиционные промежутки между выделениями полевых шпатов. Содалитовые сиениты Скуэр-Бьютт содержат баркевикитовую роговую обманку и по направлению вниз сменяются шонкинитами с авгитом, оливином и биотитом. Содалитовые фойяиты Илимауссака сверху переходят в фойяиты, не содержащие содалита. В обоих случаях содалитсодержащие сиениты, по-видимому в основном образуются в процессе кристаллизации *in situ* магмы, обогащенной Cl, SO_3 и Na.

В Илимауссакке ниже содалитовых фойяитов залегают пойкилитовые содалит-нефелиновые сиениты — науяиты [121], которые содержат до 70% содалита (гакманита). Эти породы, в которых мелкие кристаллы содалита заключены в грубозернистом агрегате зерен щелочных полевых шпатов, эгирина, арфведсонита, эвдиалита и энigmatита (фиг. 3), рассматриваются всеми исследователями как флотационные кумулаты (IV.3) [104], образовавшиеся вследствие всплывания кристаллов содалита в обогащенной летучими магме. Подобные породы известны и в Ловозерских Тундрах.

В Чехии содалитовые сиениты [58, 59] встречаются в виде штоков, лакколлитов и даек; они сложены щелочными полевыми шпатами, диопсидом, эгирином-авгитом, баркевикитом, магнетитом, титанитом и апати-

том. Содалит, а в ряде случаев также и гаюин встречаются как в виде крупных кристаллов, так и в виде мелких включений в щелочных полевых шпатах. Эти породы по своему химическому составу соответствуют широко распространенным в данной провинции эссекситам, отличаясь от них более высоким содержанием летучих. Раннее выделение содалита в обогащенной летучими магме, по-видимому, оказало сильное влияние на ход кристаллизации.

Содалитовые сиениты часто называют дитроитами, но этот термин неудачен, так как содалит в породах массива Дитро приурочен к разломам и зонам дробления.

Первичный серый, зеленый или черный содалит часто отличается наличием микролитов эгирина, арфведсонита или пылевидных рудных включений от позднего содалита, нередко голубого, прозрачного и лишенного каких бы то ни было включений.

II.2.2.6. Обогащенные альбитом нефелиновые сиениты и нефелиновые гнейсы. Нефелиновые сиениты с высоким содержанием альбита известны под названиями личфильдиты (калиевый полевой шпат, альбит), канадиты (альбит, калиевый полевой шпат, нормативный анортит) и мариуполиты (альбит). К этому списку могут быть добавлены также и миаскиты в узком смысле этого слова, т. е. лейкократовые биотитовые нефелиновые сиениты, содержащие альбит или олигоклаз. Перечисленным породам часто присущ гнейсовидный облик (II.7).

Некоторые из этих пород содержат лейсты пертитового щелочного полевого шпата, заключенные в зернистой массе альбита и решетчатого микроклина [7, 106, 4], а иногда и олигоклаза. Другие разновидности сложены только альбитом и микроклином. Нефелин встречается как в виде фенокристаллов (порфиروبластов?), так и в составе основной массы. Он часто содержит включения полевых шпатов, пироксена и других минералов, что указывает на его позднее образование. Преобладающими цветными минералами являются биотит, амфиболы (гастингсит или баркевикит), диопсид-геденбергит или эгирин-авгит и магнетит или титаномагнетит. Наиболее распространенные второстепенные и акцессорные минералы — сфен, циркон, кальцит, канкринит, апатит, флюорит, корунд, скаполит, везувиан, мусковит, цеолиты и пирохлор. Голубой содалит пользуется широким распространением вдоль трещиноватых зон.

Полагают, что нефелиновые гнейсы могут формироваться в результате следующих процессов: протокластического рассланцевания изверженных пород (Дитро, Румыния [107]); инъекции под давлением почти полностью закристаллизованной полевошпатовой смеси, в которой в качестве смазочного материала служит весьма подвижный расплав нефелин-сиенитового состава (Литчфилд, Мэн [7]); процесса нефелинизации (Халибертон — Банкрофт, Онтарио [113, 3, 4]; Стерней, северная Норвегия [111]). Они также могут представлять собой метасоматические или мигматитовые ореолы над анатектическими диапирами (Дитро [24, 63]) или деформированные и перекристаллизованные магматические породы (Малави [11], Вишневые горы [В. П. Волков, устное сообщение]).

Кроме упомянутых гнейсов, происхождение которых является дискуссионным, известны гнейсовидные сиениты и нефелиновые сиениты, залегающие среди недеформированных магматических пород. В качестве примеров можно привести «дитроиты» окрестностей Осло [14] и гнейсовидные ричесорриты Хибинского массива. Первые могут представлять собой метасоматически преобразованные зоны деформации в лаурвикитах [82], вторые могли образоваться за счет протокластической деформации в момент становления ричесорритового кольца.

II.2.2.7. Нефелиновые монцониты и нефелиновые диориты. Нефелиновые монцониты и диориты (и отчасти плагиофойяиты и эссекситы) известны в ряде провинций, но роль их крайне незначительна. Отдельные участки нефелиновых гнейсов провинции Халибертон — Банкрофт содержат плагиоклаз в качестве единственного полевого шпата. Эти диоритоподобные породы встречаются в тесной ассоциации друг с другом и названы дунганоннитами, рагланитами и крейгмонтитами [1].

Нефелиновые монцониты и диориты известны в провинции Монтериджиан (IV.2), в северной части Мадагаскара [72], в массиве Пузак в Пиренеях [6]. Во всех этих районах породы сложены олигоклаз-андезином, нефелином, калиевым полевым шпатом, титанавгитом, баркевикитом или керсутитом и титаномагнетитом. Присутствуют также биотит, содалит, сфен, оливин (с высоким содержанием форстеритового минала) и апатит.

II.2.2.8. Трахиты и фонолиты. Термины «трахит» и «фонолит» используются в этой книге в значении, предложенном Розенбушем [109], и обозначают щелочные фельдшпатоидные лавы, содержащие соответственно меньше и больше 10 об. % фельдшпатоидов. Термином «фонолит» обозначаются породы, в которых единственным фельдшпатоидом является нефелин. Содалитовые фонолиты содержат один, содалит-нефелиновые фонолиты — два фельдшпатоида. Количество мафических минералов в трахитах и фонолитах в большинстве случаев менее 10—15%.

Трахиты и фонолиты большей частью представлены плотными (афанитовыми) полнокристаллическими, часто порфировыми, породами. На долю стекловатой фазы и пор обычно приходится небольшой объем, однако для некоторых лав они достаточно характерны, как, например, для «пенистых» потоков Кении (II.2.4). Основная масса главным образом сложена щелочным полевым шпатом, который бывает представлен либо удлиненными лейстами или микролитами, находящимися в параллельной ориентировке и обуславливающими трахитовую структуру пород, либо лейстами более изометричной формы, придающими породам ортофиговую структуру.

Трахиты изменяются по составу от кварцсодержащих до фельдшпатоидных разновидностей и от «нормальных» или известково-щелочных до щелочных типов. Фонолиты бывают представлены как миаскитовыми, так и агпаитовыми типами.

«Нормальные» трахиты и миаскитовые фонолиты обладают рядом сходных признаков. И те и другие содержат фенокристаллы щелочных полевых шпатов (а иногда и олигоклаз-андезина), моноклинных пироксенов (авгита, иногда титанистого, диопсид-геденбергита, иногда с каемками натрового пироксена), роговых обманок (керсутита или оксикерсутита, баркевикита или базальтической роговой обманки), железистого биотита и железистого оливина. Фенокристаллы биотита и роговой обманки обычно частично или полностью резорбированы и окружены каемками моноклинного пироксена и рудных минералов («опацит»). Основная масса сложена теми же минералами, но биотит и роговая обманка в ней редки.

В нормальных трахитах фенокристаллы моноклинных пироксенов содержат ядра ромбических пироксенов, а в их основной массе могут присутствовать интерстиционные кварц или фельдшпатоиды.

В миаскитовых фонолитах, помимо названных минералов, присутствуют нефелин, содалит, нозеан, гаюин, анальцим, лейцит и псевдолейцит.

В щелочных трахитах и агпаитовых фонолитах наблюдаются фенокристаллы щелочного полевого шпата, эгирин-авгита и эгирина и натровых амфиболов (арфведсонита, рибекита, катофорита, баркеви-

кита). В щелочных трахитах могут встречаться также фаялит и железистый биотит, а в агпаитовых фонолитах — нефелин, содалит и анальцим.

Основная масса щелочных трахитов и агпаитовых фонолитов сложена вышеперечисленными минералами. Натровые пироксены и амфи-выделениях, спутанно-волоконистых агрегатов и псевдопиклитовых болы встречаются в виде игольчатых кристаллов в интерстиционных образований, содержащих включения полевых шпатов и других минералов. Амфиболы в этих породах распространены гораздо шире, чем в нормальных трахитах и миаскитовых фонолитах.

Щелочные полевые шпаты трахитов и фонолитов представлены гомогенным или криптопертитовым санидином, натровым санидином и анортоклазом состава $Or_{20-40}Ab_{55-80}An_{0-5}$ (в вес. %). Фенокристаллы санидина могут быть обогащены барием, как это имеет место в мелафонолитах Хайвуд-Маунтинс [73].

В миаскитовых фонолитах массива Канталь, Овернь, содержатся фенокристаллы нозеана и содалита (бесцветного в прозрачных шлифах), тогда как в агпаитовых фонолитах присутствуют черный содалит и анальцим, но нет нозеана [122]. Содержание железа в минералах содалитовой группы из миаскитовых фонолитов уменьшается от фенокристаллов к выделениям в основной массе, в то время как в агпаитовых фонолитах наблюдаются обратные соотношения. Это может быть обусловлено разной последовательностью кристаллизации минералов в этих двух типах пород: железосодержащие минералы в миаскитовых породах являются ранними, а в агпаитовых — поздними [15, 122].

Яги [135] показал, что моноклинные пироксены трахитов и фонолитов, кристаллизовавшиеся при низких парциальных давлениях кислорода, характеризуются более низким содержанием акмитовой составляющей. Однако в агпаитовых фонолитах массива Канталь пироксены обогащены акмитовым компонентом [123]. Пироксены из основной массы трахитов и фонолитов содержат больше акмитового компонента, чем пироксены вкрапленников [62, 79, 116].

Наиболее распространенными акцессорными минералами трахитов и миаскитовых фонолитов являются сфен, титаномagnetит, циркон и апатит. В миаскитовых фонолитах, кроме того, достаточно широко распространены меланит и энigmatит, а в некоторых массивах отмечается присутствие канкринита. В ряде районов в них были обнаружены пектолит и волластонит; присутствие последнего можно объяснить ассимиляцией известковистых пород. В агпаитовых типах фонолитов отмечаются эвдиалит, мозандрит, лавенит и, возможно, розенбушит [6, 122].

II.2.2.9. Ромбен-порфиры и домиты. Ромбен-порфиры и домиты служат примером олигоклазсодержащих трахитов, которые правильнее следовало бы называть латитами или трахиандезитами.

Ромбен-порфиры из окрестностей Осло, где они впервые были выделены [82], считаются эффузивными эквивалентами лаурвикитов. Фенокристаллы ромбической формы состоят из ядра микро- и криптоантипертита состава $Or_{10-15}Ab_{45-75}An_{10-45}$ и каймы щелочного полевого шпата, обедненного анортитовой составляющей. Ядра фенокристаллов структурно не упорядочены или обладают промежуточной степенью упорядоченности; иногда для них характерны структуры распада; полевые шпаты основной массы характеризуются низким содержанием кальция, отчетливо выраженными структурами распада и максимальной или промежуточной степенью упорядоченности [49]. Для некоторых трахитов свойственно присутствие двух сосуществующих тройных полевых шпатов — натрового санидина и калиевого олигоклаза [19].

Домитом называют олигоклазовый трахит с высоким содержанием биотита и небольшим количеством тридимита.

II.2.3. Петрохимия

Сиениты и трахиты несильно отличаются от среднего состава изверженных пород [22] по содержанию SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и MnO , но характеризуются обычно более высокими содержаниями Al_2O_3 , Na_2O и K_2O и более низкими — MgO и CaO (табл. 3).

Нефелиновые сиениты и фонолиты от среднего состава изверженных пород отличаются меньшими содержаниями SiO_2 , MgO и CaO и большими — Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Содержание FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 меняется в широком интервале и отчасти зависит от типа нефелиновых сиенитов.

Следует отметить, что некоторые разновидности миаскитовых пород крайне обеднены редкими элементами [54, 55, 97]. Эти породы могут иметь высокие содержания Ва и Sr и низкие — Rb и Cs, несмотря на большие содержания Na и K [56]. Подобное обеднение пород Rb и Cs может быть результатом отделения газовой фазы, находящейся в равновесии с кристаллизующейся магмой [54]. В этой связи важно подчеркнуть, что редкие элементы достигают наиболее высоких концентраций в нефелиновых сиенитах, обогащенных Na, K и летучими, особенно F.

Агпайтовые породы характеризуются повышенными содержаниями Cl, F и S и низкими содержаниями CO_2 . Однако в составе газовой фазы высокотемпературных газовой-жидких включений даже в нефелинах из агпайтовых пород преобладает CO_2 . Газовые включения из залеченных трещин в нефелинах и содалитах некоторых агпайтовых, промежуточных и миаскитовых типов пород характеризуются преобладанием углеводородов [87, 88, 64]. Углерод этих углеводородов обогащен ^{13}C , и предполагается, что он имеет неорганическое происхождение [89].

II.2.4. Форма залегания трахитов и фонолитов

Магмам трахитового и фонолитового состава свойственны, с одной стороны, довольно высокие содержания кремния и алюминия, а с другой — часто значительные содержания щелочей и летучих. Эта их особенность достаточно четко проявляется в резко различающихся формах залегания пород, образовавшихся из подобных магм.

В Оверни и на океанических островах трахиты и фонолиты образуют короткие мощные потоки и купола. Куполам присущи текстуры «эндогенных» пород: они сформировались в процессе затвердевания очень вязкого материала непосредственно в выводном канале или вблизи него. Газовые полости встречаются сравнительно редко, отмечаются структуры течения, как, например, в Драхенфельзе [23]. Многим трахитовым и фонолитовым лавам сопутствуют пирокластические образования и туфовые трубки.

В Кантале, Франция, потоки агпайтовых фонолитов имеют меньшую мощность, чем потоки фонолитов миаскитового типа, что свидетельствует о меньшей вязкости агпайтовой магмы [122].

Лавовые потоки трахитов и фонолитов в Кении, достигающие в длину свыше сотни километров, по-видимому, изливались из трещин, знаменовавших собой начало заложения рифтовой системы [134].

Гора, Сусва в Кении является примером щитового вулкана,

Химический состав некоторых типов сиенитов, нефелиновых сиенитов,

	Средний состав изверженных пород (по Кларку и Вашингтону [22])	Лаурвикит, Осло [82]	Средний состав сиенита, Гардарская провинция [130]	Средний состав щелочного сиенита [81]	Средний состав нефелинового сиенита [41]	Средний состав фойяита, Хибины [36]	Меланократовый фойяит Шонкин-Саг, Монтана [80]	Средний состав эгиритового сиенита, Илимгауссак [42]
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	59,12	57,80	58,26	61,86	53,34	55,07	47,00	53,15
TiO ₂	1,05	1,15	1,31	0,58	0,83	0,94	0,80	0,28
ZrO ₂					0,30	0,04		1,12
Al ₂ O ₃	15,34	18,82	16,45	16,91	20,10	21,66	12,91	16,03
Fe ₂ O ₃	3,08	1,60	1,52	2,32	3,58	2,53	1,30	9,39
FeO	3,80	3,50	5,70	2,63	2,34	1,36	7,20	1,18
MnO	0,12	0,14	0,15	0,11	0,23	0,15	0,15	0,23
MgO	3,49	1,48	0,87	0,96	0,78	0,64	7,75	0,41
CaO	5,08	3,72	3,48	2,54	2,40	1,35	9,70	0,72
Na ₂ O	3,84	6,48	5,52	5,46	8,46	9,13	1,85	11,13
K ₂ O	3,13	3,97	5,01	5,91	5,77	5,50	6,45	3,45
H ₂ O ⁺	1,15	0,64	0,49	0,53	1,22	0,55	1,74	3,15
H ₂ O ⁻		0,02			0,21	0,21	0,40	
P ₂ O ₅	0,30	0,55	0,37	0,19	0,25	0,27	0,91	0,07
CO ₂	0,10	0,10	0,87			0,11	1,01	
Cl		0,05			0,13	0,07		0,07
F		0,04			0,12	0,07		0,05
S		0,03			0,22		0,06	
SO ₃						0,15		0,21
Количество анализов	5159	1	13	25	285	16	1	6

Нормативный состав

q	10,18	0,00	0,00	1,85	0,00	0,00	0,00	0,00
c	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
z	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,06	0,00	1,67
or	18,51	23,48	29,63	34,96	34,13	32,53	29,03	20,41
ab	32,45	49,23	46,65	46,15	25,42	31,95	0,00	22,12
an	15,33	10,70	5,27	4,13	0,30	2,63	7,82	0,00
tc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,15	0,00
ne	0,00	2,80	0,00	0,00	24,45	23,69	8,47	22,22
hl	0,00	0,08	0,00	0,00	0,22	0,12	0,00	0,12
th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,37
ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,61
ns	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
di	5,83	2,92	3,52	5,94	4,24	0,99	22,72	2,33
wo	0,00	0,00	0,00	0,00	1,60	0,00	0,00	0,00
hy	8,63	0,00	4,79	1,43	0,00	0,00	0,00	0,00
ol	0,00	3,96	1,98	0,00	0,00	0,80	13,81	0,84
mt	4,47	2,32	2,20	3,36	4,34	1,66	1,88	0,75
il	1,99	2,18	2,49	1,10	1,58	1,79	1,52	0,53
hm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59	1,39	0,00	0,00
ap	0,71	2,01	0,88	0,45	0,59	0,64	2,15	0,17
fr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,09	0,00	0,09
pr	0,00	0,06	0,00	0,00	0,41	0,00	0,11	0,00
cc	0,24	0,24	2,10	0,00	0,00	0,26	2,43	0,00

трахитов и фонолитов

Средний состав науянта, Илимгауссак [42]	Миаскит, Вишневые горы [95]	Нефелиновый сиенит, Стерней [53]	Средний состав щелочного трахита [81]	Средний состав фонолита [81]	Средний состав миаскитового фонолита, Канталь [122]	Средний состав агтаитового фонолита, Канталь [122]	Содалитовый фонолит, гора Сусва [79]	Содалитовый фонолит, гора Сусва (остаточное стекло) [79]
9	10	11	12	13	14	15	16	17
46,82	56,96	52,73	61,95	56,90	57,76	58,53	57,58	57,1
0,30	0,42	0,51	0,73	0,59	0,16	0,11	1,02	1,1
0,41							0,09	
22,42	22,29	23,71	18,03	20,17	18,15	17,34	16,83	17,7
3,00	1,27	1,89	2,33	2,26	3,93	3,35	3,25	3,2
2,10	1,77	1,04	1,51	1,85	0,28	0,12	4,39	5,2
0,13	0,08	0,06	0,13	0,19	0,09	0,11	0,33	0,4
0,16	0,51	0,24	0,63	0,58	0,12	0,11	0,74	0,6
1,24	1,41	2,54	1,89	1,88	3,67	2,94	2,19	0,9
15,93	6,52	7,78	6,55	8,72	7,22	8,53	7,86	8,6
3,61	7,07	8,08	5,53	5,42	5,36	5,63	4,95	5,5
1,52	0,66	0,26	0,54	0,96	1,35	1,51	0,21	
0,03	0,09	0,05	0,18	0,17	0,95	0,39	0,13	
2,90	0,66	0,77			0,27	0,06	0,25	
0,29					0,23	0,28*	0,16	
0,15						0,33**		
						1,22**		
8	9	1	15	47	7(*3)	4(**2)	1	1

по методу CIPW (в вес. %)

0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	3,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00
21,35	41,82	47,79	32,71	32,06	31,70	33,30	29,28	32,53
7,83	34,00	7,68	53,80	36,45	44,19	40,88	38,64	29,61
0,00	2,24	5,84	3,42	1,21	5,79	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
47,27	11,44	31,48	0,85	18,79	4,47	9,12	10,96	16,62
4,81	0,00	0,00	0,00	0,38	0,46	0,55	0,27	0,00
0,27	0,00	0,00	0,00	0,23	1,76	2,17	0,00	0,00
8,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,47	5,61	9,24
1,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45
3,38	0,00	1,23	3,40	4,19	0,66	0,61	7,20	3,88
0,00	0,00	0,00	0,17	0,76	4,10	5,61	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,52	2,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	2,60	5,48
0,00	1,84	1,87	2,75	3,28	0,44	0,07	1,89	0,00
0,57	0,80	0,97	1,39	1,12	0,30	0,21	1,94	2,09
0,00	0,00	0,60	0,43	0,00	3,63	2,10	0,00	0,00
0,07	0,21	0,12	0,43	0,40	0,64	0,14	0,59	0,00
0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	1,59	1,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,00

сложенного содалитовыми фонолитами [66]. Площадь, занятая вулканом, составляет 270 км², склоны вулкана наклонены под углом 3°.

Мак-Коллом [75] и Локарди [74] описаны значительные по объему извержения натровых трахитов и фонолитов в Кении и лейцитсодержащих трахитов в Римской вулканической провинции соответственно. Сваренные и витрокластические текстуры в них отсутствуют или выражены менее явно, чем в риолитовых игнимбритах. Оба автора полагают, что поверхностная пузырчатость излившихся лав с неравномерно распределенными растворенными газами явилась причиной «вспенивания», и этот тип потоков был назван Мак-Коллом пенистыми потоками или пенистыми лавами.

Пенистые потоки Кении часто содержат кристаллические пористые содалитсодержащие обособления, заключенные в стекловатом, менее пористом материале без содалита. Это говорит о том, что кристаллы и газовые пузырьки предпочтительнее образуются в наименее вязких, обогащенных летучими участками потоков. В Хайвуд-Маунтинс, Монтана, тонкие потоки фонолитов обладают аналогичной пузырчатостью, тогда как мощные потоки представлены плотными лавами [73].

Игнимбритовые трахиты и фонолиты острова Гран-Канария [97] содержат фенокристаллы гидроксилсодержащих минералов (амфиболы и биотиты), в то время как в «нормальных» лавах минералы вкрапленников не имеют гидроксильной группы.

Вышеприведенные примеры свидетельствуют о том, что почти идентичные щелочные магмы в некоторых случаях бурно теряют содержащуюся в них газовую фазу, что сопровождается взрывными явлениями, тогда как в других случаях они сохраняют газы в процессе извержения; при этом могут кристаллизоваться минералы, в состав которых входят летучие компоненты, магмы приобретают высокую подвижность и образуются фонолиты агпаитового типа.

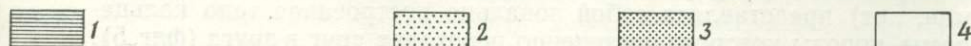
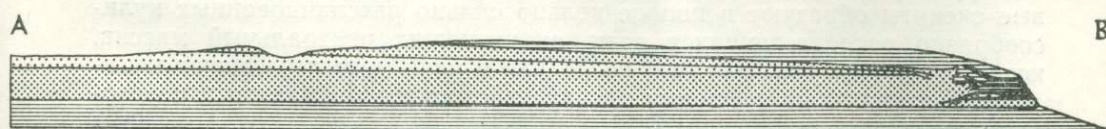
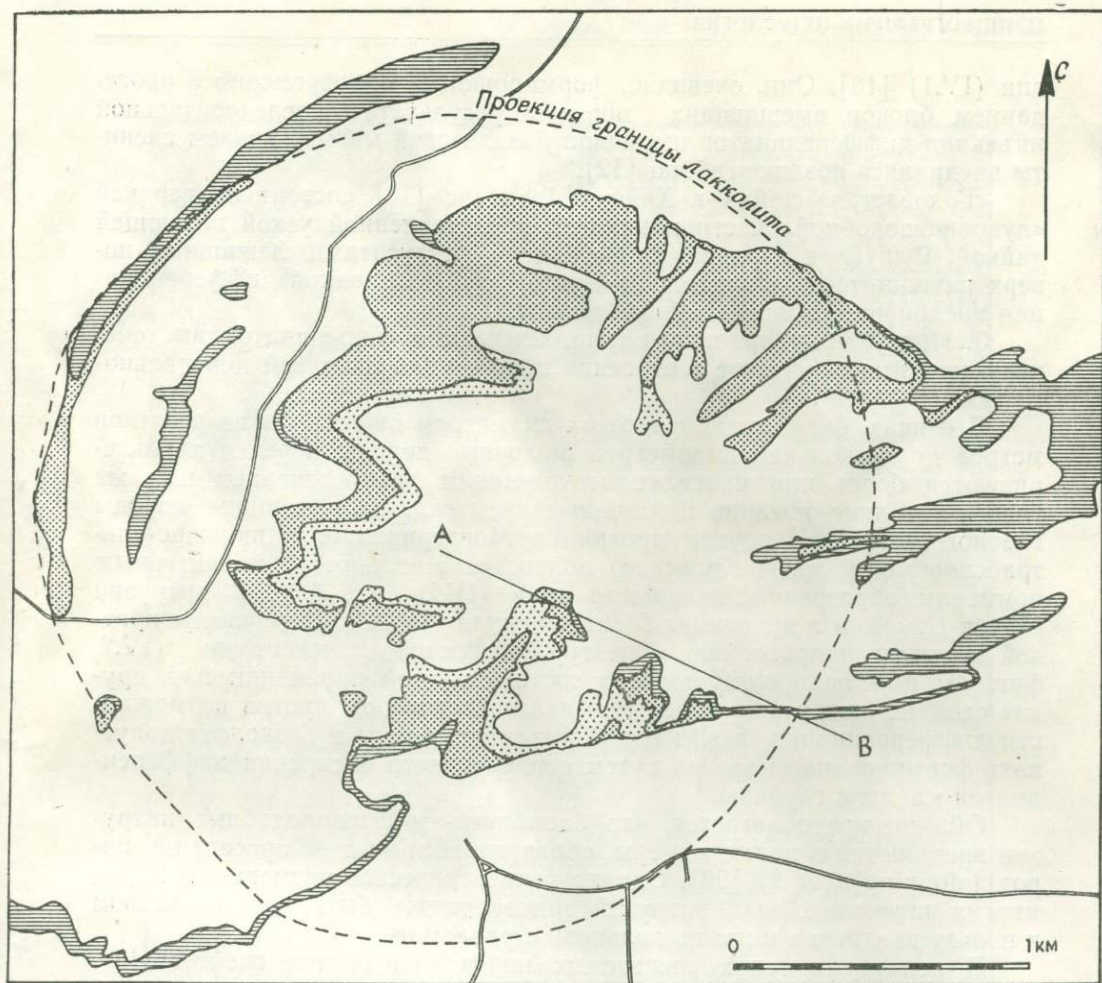
Удаление или сохранение летучих зависит от температуры изливающихся магм, небольших отличий их химических составов, разницы в содержании и составе летучих, объеме магм, в соотношении газовой, жидкой и кристаллической фаз, скорости извержения [112].

II.2.5. Типы интрузивных тел

Площади, занимаемые отдельными интрузивными телами сиенитового состава, изменяются в пределах от долей квадратного километра до 1500 км² и более, однако большинство массивов имеет сравнительно небольшие размеры. Как правило, они представлены несогласными телами; конкордантные соотношения с вмещающими породами свойственны лишь гнейсовидным сиенитам и нефелиновым сиенитам, а также силлам и лакколлитам.

Примером активного внедрения сиенитовых интрузий могут служить личфильдиты из Литчфилда в штате Мэн [7]. Большинство же дискордантных тел сиенитовых пород относятся к пассивным интрузиям. Они обычно имеют округлую или эллиптическую форму и вертикальные или крутые контакты.

1. Силлы и лакколлиты. Линзы сиенитов и фельдшпатоидных сиенитов являются обычными в силлах дифференцированных базальтов (II.4). Лакколлиты трахитов и фонолитов встречены, например, в северной Чехии; они кристаллизовались в близповерхностных условиях или прямо на поверхности [69]. Лакколлит Шонкин-Саг в Хайвуд-Маунтинс, Монтана [61], сложенный шонкинитами и остаточными щелочными сиенитами (фиг. 4), служит прекрасным примером магматической дифференциации *in situ*.



Фиг. 4. Лакколит Шонкин-Саг, Хайвуд-Маунтинс, Монтана.

Поперечный разрез сделан в увеличенном масштабе [61]. 1 — меловые песчаники; 2 — сиениты; 3 — шонкиниты; 4 — ледниковые отложения и почвы.

2. Дайки микросиенитов, тингуаитов и т. д. встречаются в изобилии в пределах и вокруг интрузий сиенитов и фельдшпатоидных сиенитов. Они обычно маломощны и имеют ограниченную протяженность. Тем не менее они представляют значительный петрологический интерес, так как образуются во многих случаях в результате магматической кристаллизации *in situ* и непосредственно свидетельствуют о составах первичных магм (VI.2).

Огромные дайки, краевые зоны которых сложены щелочными габброидами, а центральные — пересыщенными или недосыщенными сиенитами, известны в пределах Гардарской провинции в южной Гренландии.

дии (IV.1) [13]. Они, очевидно, формировались одновременно с проседанием блоков вмещающих пород в результате последовательной инъекции дифференциатов щелочной базальтовой магмы, причем сиениты внедрялись позднее габбро [12].

«Головастая» дайка в Хайвуд-Маунтинс [18] состоит из верхней «луковицеподобной» части и нижней, представленной узкой питающей дайкой. Выпуклая верхняя зона сложена фергуситами, лежащими поверх шонкинитов, и является продуктом гравитационной дифференциации внедрившейся шонкинитовой магмы.

3. Интрузии центрального типа. Сиениты и фельдшпатоидные сиениты принимают участие в строении целого ряда интрузий центрального типа.

В неках, бисмалитах и штоках диаметром от нескольких десятков метров до нескольких километров щелочные породы нередко характеризуются более или менее концентрическим распределением или же слагают мелкие поздние цилиндрические тела, прорывающие породы главного штока. Интрузии провинции Монтериджиан и щелочно-ультраосновные массивы Кольского полуострова являются характерным примером образований подобного типа (IV.2, фиг. 1,2). В интрузии Маунт-Джонсон в провинции Монтериджиан (IV.2.6.5) пуласкиты краевой зоны по направлению к центру сменяются эссекитами (IV.2, фиг. 1); породы промежуточного состава в этой провинции и в других сходных интрузиях редки. Это является доводом против возможности дифференциации *in situ* одной инъекции магмы и позволяет допускать формирование массива путем неодновременного внедрения дифференциатов магмы с глубины.

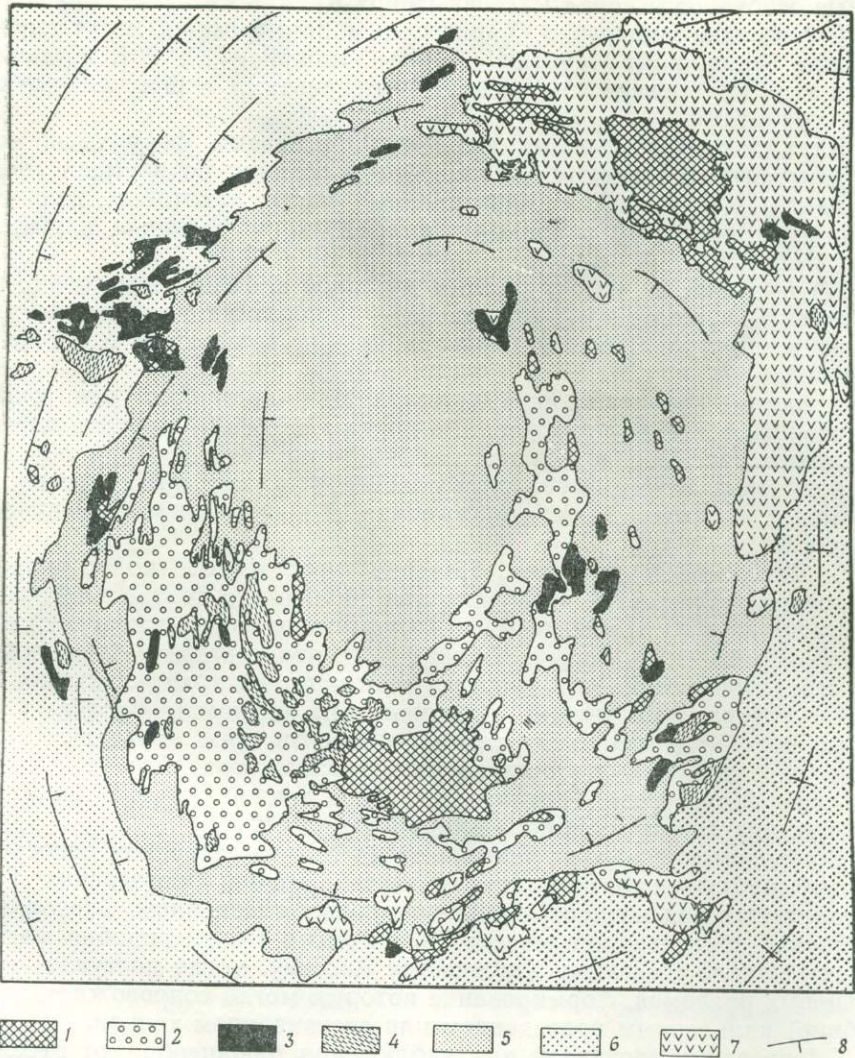
Обычно предполагается, что бисмалито- и штокоподобные интрузии внедряются в полые камеры, образующиеся за счет проседания пород (stopping) (IV.2) [90]. Однако концентрическое размещение пород многих штокоподобных интрузий может также быть свидетельством в пользу внедрения магм по кольцевым разломам.

В некоторых телах сиенитовых пород отмечаются гнейсовидные текстуры. В Альмунге, центральная Швеция, канадитовые нефелиновые сиениты образуют неполное кольцо сильно рассланцованных кулисообразно располагающихся даек, окружающих центральный массив, который сложен умптекитами; последние в ряде мест пересекают канадиты. Умптекиты по внешнему облику напоминают мигматиты и переходят в фенитовые мигматиты [47].

Октябрьский (Мариупольский) массив на Украине (1740—1950 млн. лет) представляет собой зонально построенное тело кольцевой формы, породы которого постепенно переходят друг в друга (фиг. 5). Внешняя зона крупнозернистых кварцевых сиенитов и граносиенитов окружает трахитоидные феррогастингситовые сиениты и гнейсовидные гастингсит-биотитовые нефелиновые сиениты. Альбит-нефелиновые сиениты, местами гнейсовидные (мариуполиты), содержащие эгирин и Na-амфибол, слагают тела разнообразной формы, приуроченные к тектоническим зонам [30].

Массив Норра-Кёрр, южная Швеция, сложен в основном гнейсовидными эвдиалит-катаплеит-нефелиновыми сиенитами; вмещающие их гнейсы в приконтактных зонах фенитизированы [2, 28]. Гнейсовидные породы по минеральной ассоциации соответствуют агпайтовому типу, но имеют кристаллобластические структуры.

Геологическое положение массивов Альмунге, Норра-Кёрр, и Мариупольского указывает на то, что они образовались на глубоких уровнях земной коры. Все три массива — посторогенные, но Норра-Кёрр, возможно, подвергся поздним тектоническим деформациям [68]. Гней-



Фиг. 5. Октябрьский (Мариупольский) массив, Украинская ССР [30].

1 — мариуполиты и другие метасоматические породы; 2 — нефелиновые сиениты (фойяиты); 3 — щелочные сиенит-пегматиты; 4 — альбитизированные породы; 5 — фениты состава щелочных сиенитов; 6 — фениты состава кварцевых сиенитов; 7 — основные и ультраосновные породы; 8 — падение гнейсовидности.

совидные породы Норра-Кёрр можно также сопоставить с зонами гнейсовидных амфиболитов, встречающихся в недеформированных долеритовых дайках в западной Гренландии. Эти амфиболиты могли образоваться из гидратированной магмы при высоком давлении водяных паров [93, 133]. По мнению Раста [94], гнейсовидность изверженных пород может быть вызвана ростом кристаллов в среде, находящейся в условиях стрессовых напряжений. Кроме того, внедрение магмы под некоторым давлением с последующим спадом его может привести к сжатию стенок магматической камеры и передаче давления на заполняющую эту камеру смесь кристаллов и расплава. Механизмом подобного

типа могут быть объяснены несовместимые минералогические и структурные особенности пород массива Норра-Кёрр.

4. Кольцевые интрузии. Характерным примером их могут служить массивы серии Уайт-Маунтин в Нью-Гэмпшире [10, 20]. Кольцевые дайки этих комплексов обычно сложены сиенитами, а центральные штоки — гранитами.

Ядра многих кольцевых интрузий образованы фойяитами, тогда как тингуаиты встречаются в виде более поздних по времени внедрения даек (III.3, фиг. 3, 4). Центральные части некоторых кольцевых комплексов сиенитов, например Калкфелдского, сложены карбонатами (III.3).

Крупнейший из всех известных массивов нефелиновых сиенитов — Хибинский на Кольском полуострове — состоит из погружающихся к центру или крутопадающих подковообразных конических и кольцевых интрузий.

В составе кольцевых интрузий главную роль играют гранитоиды и сиенитоиды, тогда как габброидные породы встречаются лишь изредка. Это может рассматриваться как свидетельство того, что при образовании кольцевых интрузий ведущим процессом служит пассивное внедрение менее плотных магм, сопряженное с проседанием вмещающих пород [20].

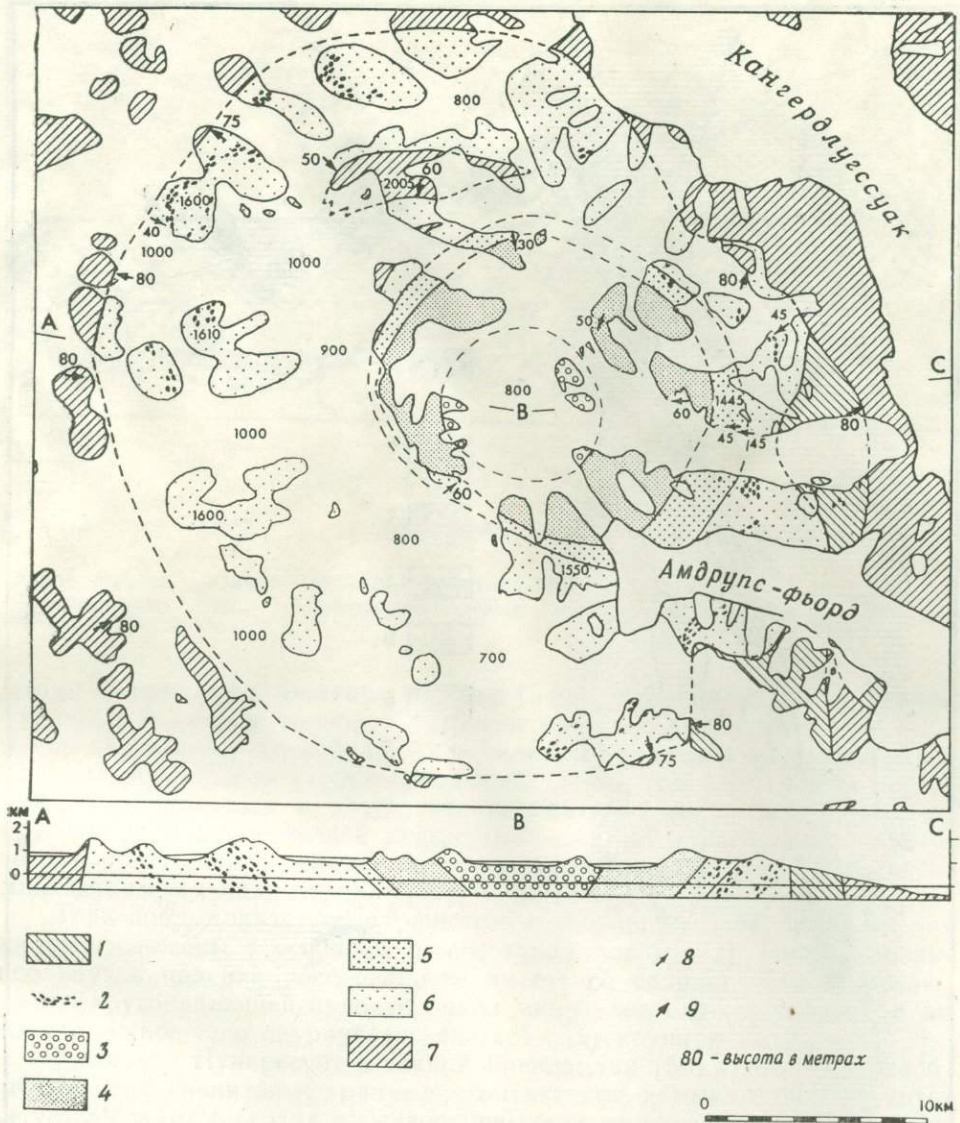
5. Расслоенные интрузии. Падение расслоенных пород краевых зон кольцевых интрузий в направлении опущенного центрального блока указывает на то, что кольцевые разломы имели раскрывающуюся кверху воронкообразную форму. Чапмен [20] полагает, что блюдцеобразные структуры возникли в процессе многократной кристаллизации расплавов поверх проседавших по кольцевым разломам блоков. С помощью подобного механизма можно объяснить связь кольцевых интрузий с расслоенными щелочными комплексами типа Ловозерского на Кольском полуострове, Илимауссакского в южной Гренландии и Кангердлугсуакского в восточной Гренландии.

Геофизические данные указывают на то, что доступная непосредственному наблюдению расслоенная часть массива Ловозерских Тундр располагается над концентрически-зональным основанием. Следовательно, магмы, образовавшие массив Ловозерских Тундр, подобно магмам, давшим начало соседнему Хибинскому массиву, могли поступать вдоль кольцевых разломов, формирование которых могло сопровождаться (на глубине) кальдерным проседанием или отслаиванием кровли.

Образование доступной для наблюдения блюдцеобразно расслоенной части Илимауссакского массива, по крайней мере частично, происходило путем заполнения полого пространства, возникшего за счет проседания пород (IV.1 [105]).

Интрузия Кангердлугсуак в восточной Гренландии [128, 67] рассматривается как серия блюдцеобразных слоев пород, характеризующихся понижением содержания кремнезема по направлению к центру и вверх и изменяющихся по составу от кварцсодержащих нордмаркитов через нордмаркиты и пуласкиты к фойяитам (фиг. 6). Для этих пород характерны постепенные контакты, спорадически проявленная плоскопараллельная ориентировка минералов (*lamination*) и ритмическая расслоенность, падение которой направлено к центру под углами 30—60°, что свидетельствует об образовании пород путем дифференциации магмы *in situ*.

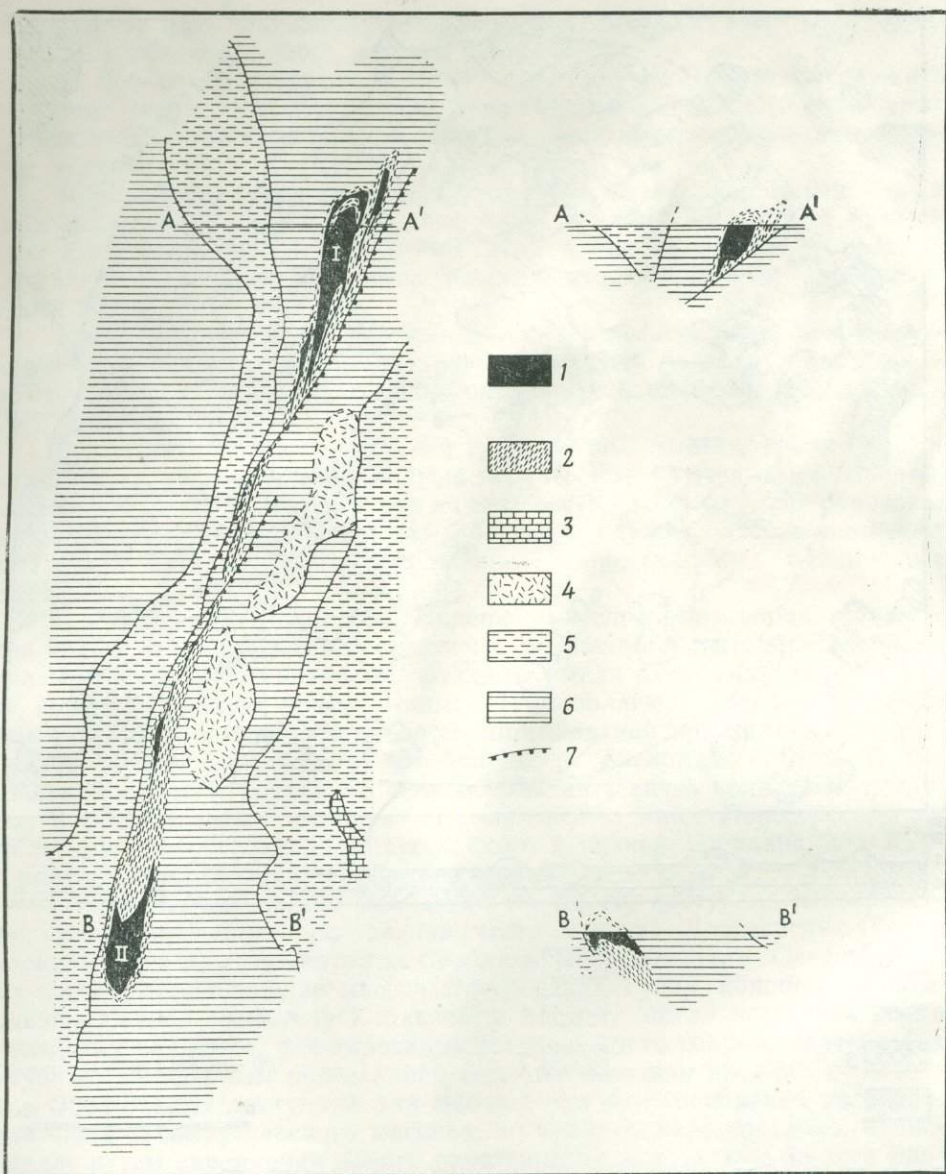
6. Согласно тела. Два крупных массива нефелиновых сиенитов герцинского возраста, Ильменогорский и Вишневогорский на Урале (фиг. 7), вместе с целым рядом мелких пластообразных и дайкообразных тел залегают в ядре антиклинория. Их внедрению (268 млн. лет)



Фиг. 6. Интрузия Кангердлуссуак, восточная Гренландия [127, 67].

1 — поздние плутонические породы; 2 — включения базальтов; 3 — фойяиты; 4 — главная разновидность пуласкитов; 5 — переходные пуласкиты; 6 — нордмаркиты; 7 — ранние интрузии и метаморфические породы основания; 8 — падение ориентировки уплощенных кристаллов полевых шпатов и включений базальтов; 9 — падение контактов.

предшествовал гранитоидный магматизм (286 млн. лет). Массивы залегают согласно с вмещающими кристаллическими сланцами и амфиболитами; по простиранию они выклиниваются, иногда переходя в дайкообразные тела, параллельные сланцеватости вмещающих пород. Массивы сформировались в две фазы: 1) миаскитовые нефелиновые сиениты; 2) жильные миаскиты, лампрофиры и миаскитовые пегматиты. Эндоконтактные зоны массивов сложены миаскитовыми нефелиновыми сиенитами, содержащими плагиоклаз, амфибол, корунд или скаполит, сиенитами и почти мономинеральными нефелиновыми породами. Предполагается, что миаскитовая магма образовалась анатектически в результате метасоматической инфильтрации глубинных щелочных раство-

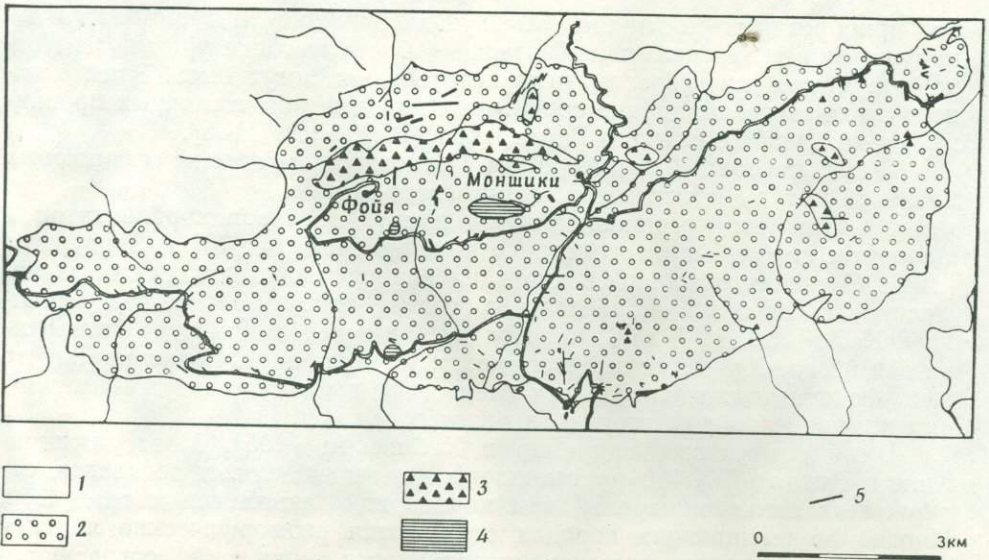


Фиг. 7. Вишневогорский и Ильменогорский массивы, Восточный Урал [98].

1 — сиениты и нефелиновые сиениты (миаскиты) и ассоциирующиеся с ними эндоконтактовые породы; 2 — фениты и мигматиты экзоконтактового ореола; 3 — мраморизованные известняки (нижний карбон); 4 — граниты и гранито-гнейсы; 5 — нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные породы; 6 — докембрийские кристаллические сланцы; 7 — зона надвига; I — Вишневогорский массив; II — Ильменогорский массив.

ров сквозь алюмосиликатные осадки в пределах узкой осевой зоны геосинклинали на глубине порядка 8—12 км [99]. Метасоматическая перекристаллизация вмещающих кристаллических сланцев в контактовых зонах привела к образованию щелочных мигматитов и фенитов.

7. Простые гомогенные интрузии. Кроме некков сиенитов, содалитовых сиенитов и других пород, встречающихся в вулканических регионах и, вероятно, представляющих собой жерловые выполнения, встречаются более крупные тела иногда субвулканического характера, а иногда без видимой связи с вулканическими породами, сложенные лишь



Фиг. 8. Массив Серра-ди-Моншики, Португалия [46].

1 — карбонатные породы; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — эруптивные брекчи; 4 — габбро и базальты; 5 — дайки.

одним типом пород. Фойяиты массива Серра-ди-Моншики в Португалии являются примером подобной интрузии (фиг. 8). Удлиненное тело фойяитов залегает среди собранных в складки сланцев и песчаников; его длинная ось располагается параллельно структурам вмещающих пород. Массив образовался в результате одноактного внедрения магмы, не подвергшейся последующей дифференциации [27]. Породы пуласкитового состава вблизи контактов могли возникнуть в результате ассимиляции вмещающих пород.

Тела нордмаркитов и лаурвикитов в провинции Осло также, по-видимому, сложены в основном одним типом пород [82]. Ориентированное внутрь падение расслоенности вместе со спорадически встречающейся крутопадающей ориентировкой минералов служит указанием на то, что южное тело лаурвикитов слагает одну крупную интрузию [77].

Комплекс Нунарссуит в южной Гренландии [50] состоит из разоб- щенных тел сиенитов и гранитов, контактовые взаимоотношения кото- рых в соседних выходах противоречивы или неопределенны. Отсутствие закалки рассматривается как следствие частой пульсации магмы и раз- личной скорости кристаллизации в разных участках [51].

8. Краевые оторочки сиенитов в гранитных массивах. Массив Бе- верли (Кейп-Анн, штат Массачусетс) [114] может служить примером интрузий, в которых щелочные сиениты являются краевой фацией ще- лочных гранитов. Контакт между сиенитами и гранитами отчетливый и определяется по резкому увеличению содержания кварца в породах, взаимоотношения кристаллов полевых шпатов в которых остаются сходными. Эти сиениты, по-видимому, образовались за счет аккумуля- ции кристаллов полевых шпатов в объеме гранитной магмы, распола- гавшемся в период отделения летучих близ дна камеры.

9. Условия внедрения. Внедрение магм щелочно-сиенитового и не- фелин-сиенитового состава облегчается их высокой начальной темпе- ратурой, а в некоторых случаях также и продолжительным интер- валом кристаллизации (V.1). Эти магмы обычно обладают меньшей плотностью, чем породы коры, а в случае обогащенности их летучими

они приобретают чрезвычайно высокую подвижность и в силу этого обнаруживают тенденцию подниматься на более высокие уровни, чем основные магмы, дифференциатами которых они могут быть. Этим можно объяснить преобладание сиенитовых пород в ряде щелочных провинций, таких, как Кольская и Гардарская (IV.1; VI.2) [105].

10. Контактный метаморфизм. Контактные ореолы сиенитовых интрузий могут достигать нескольких сотен метров.

Фенитизация вмещающих пород вокруг массивов карбонатитов и щелочных пород была рассмотрена недавно Мак-Ки [76] и Вербурдом [124]. Сведения о зонах фенитизации вокруг массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов приведены в коллективной работе под редакцией К. А. Власова [126]. Поэтому здесь нет необходимости останавливаться на рассмотрении этого процесса. Следует лишь подчеркнуть, что зоны фенитизации являются свидетельством высокого содержания газовых компонентов в некоторых сиенитовых магмах.

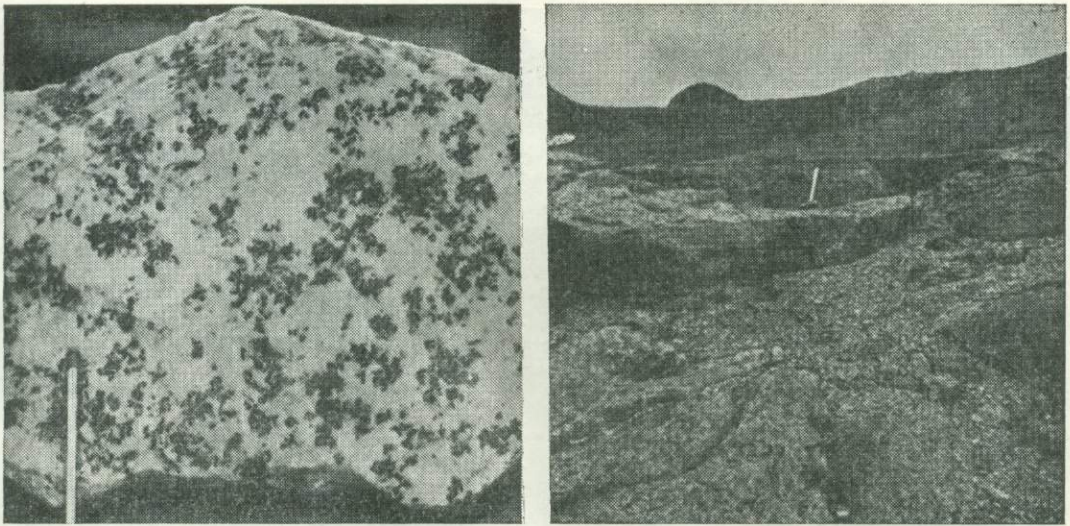
В ряде массивов, например в Хибинском [105], Монтериджиан-Хилс и Дитро [107, 110], установлены зоны контактовых роговиков, содержащих такие минералы, как кордиерит, андалузит и гиперстен. Иногда во вмещающих породах отмечаются реоморфические явления (IV.2). Эти признаки высокотемпературности интрузий согласуются с результатами экспериментальных исследований и данными, полученными при изучении жидких включений.

II.2.6. Структуры и текстуры пород сиенитового состава

Уссинг [121] отмечал, что агпаитовые нефелиновые сиениты Или-мауссака не подчиняются установленному Розенбушем правилу последовательности кристаллизации минералов изверженных пород, так как лейкократовые минералы в них кристаллизуются раньше меланократовых. Ферсман [33] выделил соответственно агпаитовую и миаскитовую последовательность кристаллизации минералов, причем последняя в общем согласуется с правилом Розенбуша.

Определять последовательность кристаллизации минералов в щелочных породах по степени их идиоморфизма следует весьма осторожно по следующим соображениям: 1) в некоторых щелочных породах все главные минералы начинают кристаллизоваться в очень узком температурном интервале; 2) в других породах, особенно в ультращелочных разностях, интервал кристаллизации минералов весьма широк (V.1), что благоприятствует проявлению позднемагматических реакций; 3) многие щелочные породы представляют собой «кумуляты» и сложены минералами, которые до аккумуляции кристаллизовались в большем объеме магмы.

Образование многих авгитовых сиенитов, пуласкитов и фоййитов может рассматриваться как результат кристаллизации магмы *in situ* путем нарастания кристаллов на стенки магматической камеры или путем образования взвеси табличек полевого шпата, когда его плотность примерно равна плотности магматического расплава, а также когда вязкость магмы велика и кристаллизация осуществляется быстро. Эти породы часто обнаруживают характерные синнейсические (*syneusis*) текстуры, когда темноцветные минералы — фаялит, авгит и железорудные — группируются вместе (фиг. 9). Такие пятнистые текстуры становятся еще более четкими в связи с позднемагматическими реакциями — образованием каемок биотита или амфибола вокруг кристаллов ранних минералов, особенно вокруг фаялита и рудных выделений.



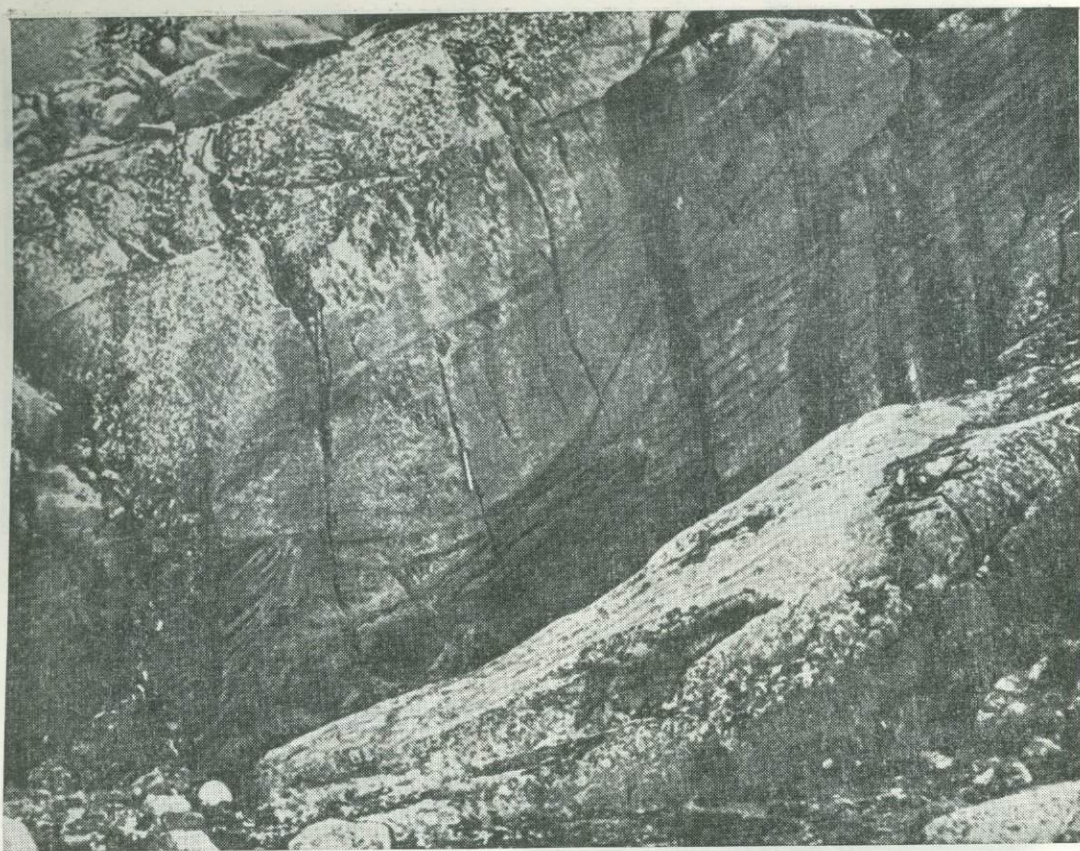
Фиг. 9. Авгитовый сиенит, массив Илмауссак.

Слева — синнейсическая текстура, обусловленная присутствием скопленений авгита, фаялита и титаномагнетита; справа — крутопадающая тонкая расслоенность, обусловленная чередованием прослоев, обогащенных лейкократовыми и меланократовыми минералами.

Крутопадающая тонкая расслоенность (layering) в авгитовых сиенитах (фиг. 9) может рассматриваться в качестве доказательства последовательной кристаллизации слоев на стенках камер, заполненных магматическим расплавом, в условиях, когда градиент концентрации у фронта кристаллизации обуславливает возникновение ритмической перемежаемости слоев [57].

Сиениты и нефелиновые сиениты, образовавшиеся путем аккумуляции кристаллов, характеризуются наличием плоскопараллельной ориентировки минералов (igneous lamination), а иногда также и ритмической расслоенности. Ориентировка минералов обычно связывается с перемещением магматического расплава [117, 118]. Крутопадающая плоскопараллельная ориентировка и расслоенность в пуласкитах и эссекситах массива Маунт-Джонсон, провинция Монтериджиан, убедительно свидетельствуют в пользу существования вертикально направленных течений в магме (IV.2, фиг. 4,7).

Прекрасные примеры ритмической расслоенности, обязанной конвекционным токам, обнаружены в авгитовых сиенитах массивов Нунарссуит и Кунгнат в южной Гренландии (IV.1) [50, 117]; в некоторых участках этих массивов фиксируются отчетливо выраженные признаки гравитационной стратификации, косой расслоенности, борозд размыва (wash-out channels) (фиг. 10) и оползневых явлений. В западной части массива Кунгнат падение расслоенности в нижних фаялит-ферроавгитовых сиенитах ориентировано внутрь под углами до 70° , но в вышележащих более щелочных сиенитах оно составляет лишь $10-25^\circ$. Это говорит о том, что обогащенная летучими магма, из которой образовались щелочные сиениты, была менее вязкой, чем магма, из которой формировались нижележащие авгитовые сиениты путем аккумуляции кристаллов на дне магматической камеры. Расслоенные и обладающие плоскопараллельной текстурой щелочные сиениты перекрываются щелочными сиенитами с плоскопараллельными текстурами; а поверх последних располагаются нерасслоенные и лишенные плоскопараллельных текстур сиениты. Подобная последовательность пород рассматри-

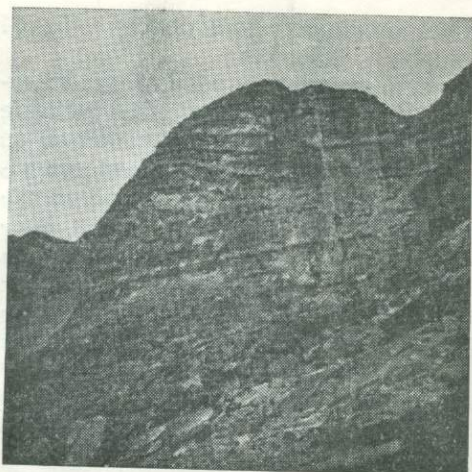


Фиг. 10. Борозды размыва (trough banding) в гравитационно расслоенных сиенитах, массив Нунарсуит, Гардарская щелочная провинция, южная Гренландия. Длина ручки молотка — 40 см. Вертикальные черные полосы — следы водотоков (фото Пулвертафта).

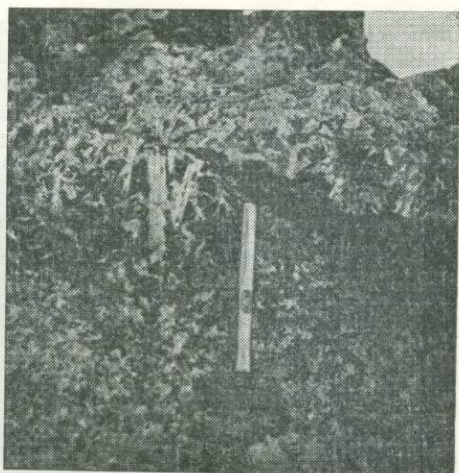
вается как следствие кристаллизации магмы в застойных условиях благодаря аккумуляции летучих компонентов на верхних уровнях, в связи с чем верхние участки магмы оказываются менее плотными и кристаллизуются при более низкой температуре, чем нижние, обедненные летучими, горизонты [117]. В обедненных летучими магмах кристаллизация может происходить сверху вниз, что способствует возникновению конвекционных токов; в обогащенных летучими магмах кристаллизация начинается с нижних уровней, в условиях практически застойных магм [104].

Ритмическая расслоенность в нефелиновых сиенитах весьма сходна с таковой в сиенитах. Расслоенность в миекитовых фойяитах падает под крутыми углами, составляющими, например, 30—70° в фойяитах массива Грэннедаль—Ика в южной Гренландии [31]. Породы этой интрузии обладают также отчетливо выраженной плоскостной ориентировкой полевых шпатов, параллельной расслоенности. Крутые углы падений объясняются значительной вязкостью магмы, слабой контрастностью удельных весов кристаллов и магмы и быстрым затвердеванием межкристаллического расплава ([31], см. также [129]). Рассматриваемые породы бедны минералами, содержащими летучие компоненты.

Отдельные участки агпаитовых нефелиновых сиенитов массивов Ловозерских Тундр и Илимауссак обнаруживают почти горизонталь-



Фиг. 11. Ритмическая магматическая расслоенность в эвдиалит-арфведсонит-нефелиновых сиенитах (какортokitах), массив Илимауссак.



Фиг. 12. Пегматит, образующий горизонт в пойкилитовых содалитовых сиенитах, массив Илимауссак.

Белые кристаллы в пегматите представлены микроклином и содалитом.

ную, хотя и волнистую расслоенность (фиг. 11) и четко выраженную магматическую ориентировку, согласующуюся с расслоенностью. В пределах слоев наблюдается сортированность минералов; косая расслоенность и борозды размыва отсутствуют или редки. Это позволяет предполагать, что образование расслоенности происходило путем осаждения кристаллов в обогащенной летучими застойной магме, возможно, в результате пульсационной кристаллизации [104]. Располагающиеся в верхней части массива Илимауссак пойкилитовые содалитовые сиениты (науяиты) образовались путем флотации кристаллов содалита (IV.1; II.2.2.5).

Наконец, следует отметить, что плоскопараллельные текстуры в некоторых породах образуются в результате внедрения магм в периоды деформации. Примером этому могут служить луявриты массива Илимауссак (II.2.2.4) [121, 104, 105].

II.2.7. Кристаллизация нефелиновых сиенитов

Агпаитовые и миаскитовые нефелиновые сиениты образуют две главные парагенетические группы, характеризующиеся различной последовательностью кристаллизации минералов. В породах агпаитового типа фельдические минералы начинают кристаллизоваться раньше мафических; кристаллизация осуществляется, по-видимому, в широком интервале температур; при P_{H_2O} 1000 бар разница температур ликвидуса и солидуса агпаитовых пород составляет 400—500 °C (V.1). В миаскитовых породах первыми образуются мафические минералы, но пироксены, щелочные полевые шпаты и нефелин появляются при температурах на 30—40 °C ниже ликвидуса и период кристаллизации составляет 100—200 °C (V.1).

Нефелину, сосуществующему с высокотемпературными полевыми шпатами, свойственны широкие вариации химического состава, тогда как в «плутонических» ассоциациях составы нефелинов меняются в небольших пределах [113, 9]. Отношение атомных количеств $K/(Na+K)$

изменяется от 7 до 37 в нефелинах из вулканических пород и от 14 до 23 в нефелинах из плутонических пород [115].

Перчук и Рябчиков [86] теоретически проанализировали равновесные соотношения нефелин-полевошпатовых парагенезисов и полученные результаты сопоставили с нефелин-полевошпатовыми ассоциациями из интрузивных пород. В их распоряжении имелся весь ряд сосуществующих нефелинов и щелочных полевых шпатов, причем большинство ассоциаций соответствовало температурам 400—600 °С. Ассоциации, возникшие при температурах ниже 500 °С, имеют узкий интервал изменений химического состава; в них нефелин по составу очень близко совпадает с предложенной Морозевичем формулой $Ne_{75,0}Ks_{20,5}Qz_{4,5}$. Эти результаты указывают на то, что в процессе охлаждения происходит изменение состава минералов.

В субсольвусных нефелиновых сиенитах, которые образовывались при медленном охлаждении гиперсольвусных ассоциаций, при низких температурах отвердевания или в условиях низкотемпературной перекристаллизации, нефелины близко совпадают по составу с нефелинами конвергентного поля Морозевича — Бюргера [113] и ассоциируются с обособленными выделениями калиевого полевого шпата (часто микроклина) и низкого альбита. Луявриты Илимауссака содержат обособленные лейсты чистого низкого альбита и чистого максимально триклинного микроклина, ассоциирующихся с нефелином, идеально совпадающим по составу с формулой Морозевича [103, 91]. На основании структурных соотношений следует, что альбит и микроклин образовались в условиях взаимного равновесия и позднее, чем нефелин.

Нефелиновые гнейсы также являются примерами субсольвусных ассоциаций, образовавшихся в процессе метаморфизма и перекристаллизации (II.2.6.; II.7) [113, 55, 91].

Хьютенен [62], Сёренсен [103] и Уилкинсон [132] отмечали, что анальцит и натролит могут сопровождать нефелин и щелочные полевые шпаты при консолидации пород под большим давлением водяного пара и температурах порядка 500—400 °С. Анальцит и натролит в подобных породах, например в некоторых луювритах, должен рассматриваться как первичный магматический минерал.

На основании имеющихся данных может быть выделена серия парагенетических ассоциаций минералов пород нефелин-сиенитового состава [112, 62, 132, 131].

А. Гиперсольвусные ассоциации:

- 1 — фонолитов: нефелин — (содалит) — санидин или анортоклаз;
- 2 — лаурдалитов: нефелин — (содалит) — криптопертитовый щелочной полевой шпат;
- 3 — фойяитов: нефелин — (содалит) — микропертитовый полевой шпат.

Б. Субсольвусные ассоциации:

- 1 — первично-магматические ассоциации:
 - а) нефелин-сиенитовых пегматитов;
 - б) личфильдитов: нефелин — микропертит — альбит;
 - в) луювритов и тингуаитов: нефелин — содалит — микроклин — альбит;
 - г) анальцитовых тингуаитов: нефелин — щелочной полевой шпат — анальцит — содалит;
 - д) анальцит-натролитовых тингуаитов: микроклин — альбит — анальцит — натролит;
 - е) натролитовых тингуаитов: микроклин — натролит;
- 2 — ассоциации перекристаллизованных пород:

а) нефелиновых гнейсов: нефелин — микроклин или микропертит — альбит;

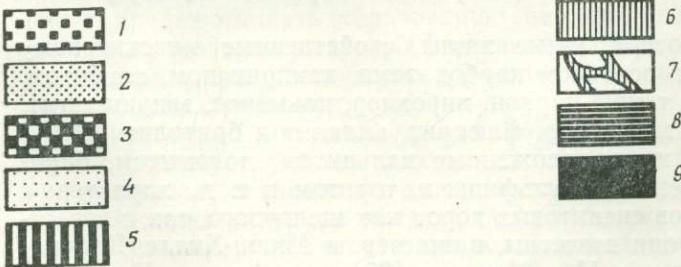
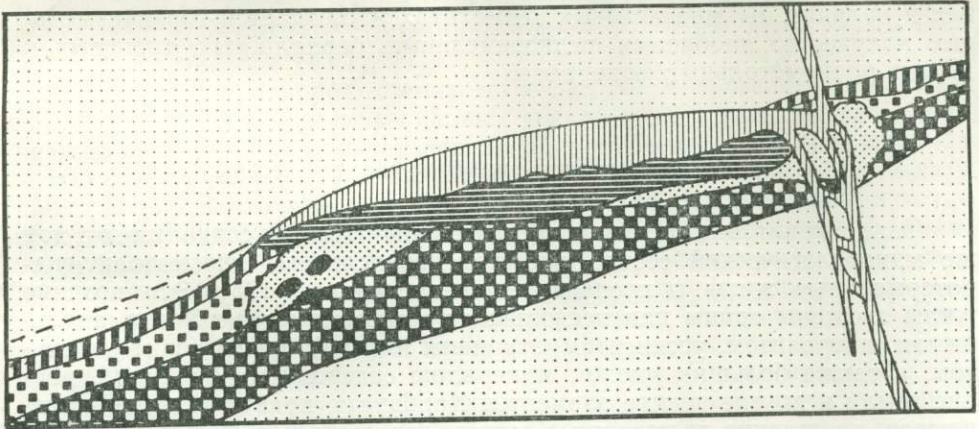
б) мариуполитов: нефелин — альбит.

Темноцветные минералы также являются важным источником информации об условиях кристаллизации магм. Значение химических составов пироксенов в определении эволюционной направленности пород сиенитового состава было отмечено Эдгаром и Ноланом [29]. Замена (ОН)- на F⁻ повышает предел высокотемпературной устойчивости амфиболов и благодаря этому становится возможным присутствие первичных щелочных амфиболов в изверженных породах. Более того, рибекит-арфведсонитовые твердые растворы способны существовать стабильно при магматических температурах в условиях относительно низкой окислительной обстановки даже при отсутствии фтора [32].

В натровых породах первичный амфибол арфведсонитового состава может замещаться поздним акмитом (\pm биотит), что является указанием на изменение давлений водяного пара и кислорода или температуры кристаллизации.

II.2.8. Пегматиты

Нефелин-сиенитовые пегматиты массивов Лангесундфьорд, Илмауссак и Ловозерских Тундр пользуются широкой известностью благодаря своему минералогическому составу: в них обнаружено до 80, 120 и 150 различных минеральных видов соответственно.



Фиг. 13. Схематическая зарисовка пегматитовых фаций в пойкилитовых содалитовых сиенитах, массив Илмауссак.

Мощность пегматита составляет примерно 50 см. Зональность асимметрична. Зона повышенной радиоактивности представлена метасоматическими образованиями, состоящими из натролита, анальцима и альбита. 1 — зона микроклина; 2 — грубозернистый эгирин; 3 — зона эвдиалита; 4 — науяит; 5 — зона содалита; 6 — волокнистый эгирин; 7 — зеленая жила; 8 — радиоактивная порода; 9 — ринкит.

Пегматиты нефелиновых сиенитов в соответствии с их химическими и минералогическими особенностями могут быть подразделены на агпаитовый, миаскитовый и промежуточный типы [98].

Пегматиты агпаитового типа встречаются не только в пределах и вокруг массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов, но также и в связи с массивами нефелиновых сиенитов миаскитового (или промежуточного) типа. Некоторые нефелин-сиенитовые пегматиты Лангесундфьорда, встречающиеся в лаурвикитах, в гнейсовидных нефелиновых сиенитах и в экзоконтактных зонах, содержат минералы, свойственные агпаитовым породам (эвколит, мозандрит, катаплеит и т. д.). Аналогично в пегматитах расслоенной интрузии Кангердлугссуак [67], сложенной промежуточным (катофорит-арфведсонитовым) типом нефелиновых сиенитов, присутствуют минералы агпаитовой ассоциации (эвдиалит, астрофиллит).

Агпаитовые пегматиты часто характеризуются отчетливо выраженной зональностью [125, 103]. Широко распространены замещения, в связи с которыми образуются гнезда или жилы альбита, позднего калиевого полевого шпата, мелкозернистого натролита, уссингита, анальцима и появляется целый ряд бериллиевых, редкоземельных, ниобиевых, ториевых и литиевых минералов (фиг. 12, 13).

Пегматиты миаскитовых нефелиновых сиенитов обычно имеют более простой состав и недифференцированы, но в некоторых массивах, например в Вишневогорском на Урале [126], встречаются зонально построенные пегматитовые тела и жилы замещения. Ядра и замещенные участки пегматитов содержат альбит, цеолиты, гидраргиллит, канкринит и кальцит. В миаскитовых пегматитах наблюдается гораздо меньшее количество ниобиевых, редкоземельных, бериллиевых, ториевых и других редкометаллических минералов.

II.2.9. Пневматолит-гидротермальные жилы

Тела агпаитовых пегматитов замещения Илимауссака имеют тот же минералогический состав, что и многочисленные пневматолит-гидротермальные жилы в пределах этой интрузии [103]. Эти поздние жилы сложены одним или несколькими минералами: альбитом, анальцимом, натролитом, уссингитом, эгирином и (или) арфведсонит-рибекинитом, а также большим числом минералов, содержащих бериллий, редкие земли и другие редкие элементы. Карбонаты практически не встречаются, но жидкие включения в минералах содержат CO_2 и углеводороды.

Пневматолит-гидротермальные жилы, свойственные миаскитовому типу пород, сложены в основном карбонатами, канкринитом, альбитом, серицитом и содержат также циркон, пирохлор, ильменит, эгирин-авгит, геденбергит, гастингсит, диаспор, флюорит, алланит и бритолит [98].

Гидротермальные жилы, сложенные кальцитом, доломитом, баритом, гематитом, бастнезитом, сульфидами, торитом и т. д., характерны для некоторых массивов сиенитовых пород как щелочного, так и известково-щелочного ряда; они известны, например, в Айрон-Хилле, Колорадо [52], в горах Галлинас, Нью-Мексико [85] и в Маунтин-Пасс, Калифорния [83]. По мнению Власова [126], этот тип месторождений связан в основном с биотитовыми и баркевикитовыми граносиенитами.

В трещинах обедненных кальцием сиенитов и нефелиновых сиенитов встречаются прожилки спутанно-волокнистого эгирина, напоминающие эпидотовые прожилки в трещинах известково-щелочных пород.

II.2.10. Петрологические ассоциации и петрогенезис

Щелочные и фельдшпатоидные сиениты и их вулканические аналоги входят в состав ряда петрологических ассоциаций и, по-видимому, образуются в результате различных процессов. Эти процессы подробно описываются в гл. VI.1. Здесь же они будут рассмотрены лишь кратко.

1. Трахиты и фонолиты океанических островов на основании геологических данных считаются продуктом кристаллизации остаточных расплавов, произошедших из значительных объемов магм щелочных оливиновых базальтов, но подобная точка зрения не согласуется с данными изотопных соотношений (V.2) [38]. Образование этих пород путем магматической дифференциации допускается и для некоторых континентальных областей (IV.1).

Шенд неоднократно отмечал, что образование щелочных пород из обычных магм может быть обусловлено двумя ведущими процессами: а) десилификацией; б) привнесом щелочей. Ферсман [34] считает процесс окисления еще одним важным фактором образования щелочных пород.

2. Тот факт, что щелочно-базальтовые и трахит-фонолитовые магмы чередуются в пределах одних и тех же вулканических провинций, как это, например, характерно для вулкана Кайзерштуль, дает основание для вывода, что базальтовые и трахит-фонолитовые магмы таких провинций являются следствием пульсационного поступления магм с различных уровней расслоенных очагов или что они образуются независимо друг от друга путем анатектического плавления участков верхней мантии или глубинных зон земной коры (VI.1). Громадные массы трахитовых и фонолитовых лав в ряде провинций могут быть также продуктами анатексиса (VI.1).

Формирование пород сиенитового состава в орогенных областях, например миаскитовых нефелиновых сиенитов на Урале, также объясняют [99] процессами анатексиса. О. А. Воробьева [127] отмечает, что в этих нефелиновых сиенитах отношение нефелина к полевоому шпату равно 35 : 65 и что эти два минерала могут давать микрографические сростания, позволяющие считать их продуктами кристаллизации анхизвтектических расплавов (см. также [84]). По-видимому, анатексису предшествовало метасоматическое изменение (фенитизация) исходных гнейсов и других метаморфизованных осадков. Р. П. Котина и А. А. Ярошевский [71] полагают, что инконгруэнтное плавление альбита (или щелочного полевого шпата) в процессе взаимодействия исходных гранитоидных пород с недосыщенными кремнеземом щелочными растворами сопровождается нефелинизацией (V.1) [97, 25, 26]. Этот процесс может предшествовать образованию палингенных нефелин-сиенитовых расплавов. Копецки и др. [70] указывают на важную роль процессов фенитизации, предшествующих зарождению щелочных расплавов вдоль зон глубинных разломов.

Образование соответствующих магм путем частичного плавления хорошо согласуется с тем фактом, что большинство составов гранитов и нефелиновых сиенитов на диаграммах «остаточной системы» попадает в низкотемпературные области (V.1; VI.2), но, как отмечают Гамильтон и Маккензи [48], отсутствие осадков подходящего состава ограничивает применимость подобного механизма по отношению к нефелиновым сиенитам и фонолитам (V.1).

3. Гипотеза Дели—Шенда об образовании фельдшпатоидных магм путем ассимиляции известняков долгое время оставалась одной из ведущих, но в настоящее время она пользуется слабым признанием (VI.3). Однако Кюрри [26] считает, что десилификация магм и твер-

дых пород коры может происходить под воздействием просачивающихся через них насыщенных водой фаз.

4. Причиной образования некоторых типов пород сиенитового состава (VI.4) может быть резорбция силикатных минералов типа биотита и роговой обманки.

5. Сиениты, слагающие краевые зоны массивов гранитов (и монзонитов), считаются либо продуктом ассимиляции вмещающих основных пород гранитной магмой, либо дериватами самой гранитной магмы. Для объяснения появления сиенитовых тел в ассоциации со щелочными гранитами Кейв на Кольском полуострове привлекались оба эти представления; первое отстаивалось И. В. Гинзбург [43], второе — А. А. Чумаковым [21].

6. Образование (известково-щелочных) сиенитов, ассоциирующихся с анортозитами, различными исследователями объясняется либо кристаллизацией из жидкости, остающейся после удаления кристаллов плагиоклаза из габброидной магмы [135], либо как результат регионального анатексиса вокруг интрузий анортозитов [65, 60], а иногда их генезис не связывается с формированием анортозитов [17]. В Гардарской щелочной провинции наблюдается отчетливая генетическая связь анортозитов и щелочно-сиенитовых пород (IV.1).

7. Роль летучих в генезисе фельдшпатоидных и щелочных пород неоднократно подчеркивалась многими исследователями, начиная со Смита [101]. Летучие, несомненно, являются фактором первостепенной важности в образовании многих типов фельдшпатоидных пород.

8. Ассоциации фельдшпатоидных и гранитных пород в пределах одних массивов представляют собой самостоятельную, еще не решенную проблему.

9. Наконец, необходимо отметить, что образование гнейсовидных и ряда массивных разновидностей щелочных и нефелиновых сиенитов может быть обязано метасоматическим процессам. Так, например, Н. А. Елисеев [30] рассматривает мариуполиты Октябрьского (Мариупольского) массива на Украине как продукт преобразования первично-магматических известково-щелочных сиенитов или нефелиновых сиенитов под воздействием щелочных растворов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adams F. D., Barlow A. E., Geology of the Haliburton and Bancroft areas, Province of Ontario, Mem. Geol. Surv. Can., 6, 1910.
2. Adamson O. J., The petrology of the Norra Kärr district, An occurrence of alkaline rocks in southern Sweden, Geol. För. Stockh. Förh., 66, 113—255, 1944.
3. Appleyard E. C., Nepheline gneisses of the Wolfe belt, Lyncoch Township, Ontario, I. Structure, stratigraphy, and petrography, Can. J. Earth Sci., 4, 371—395, 1967.
4. Appleyard E. C., Nepheline gneisses of the Wolfe belt, Lyndoch Township, Ontario, II. Textures and mineral paragenesis, Can. J. Earth Sci., 6, 689—717, 1969.
5. Azambre B., Sur les roches intrusives soussaturées du Crétacé des Pyrénées, Thèse Faculté des Sciences de Paris, 1—147, 1967.
6. Azambre B., Girod M., Phonolites agpaitiques, Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 89, 514—520, 1966.
7. Barker D. S., Alkalic rocks at litchfield, Maine, J. Petrology, 6, 1—27, 1965.
8. Barth T. F. W., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, II. Systematic petrography of the plutonic rocks, Skr. norske Vidensk.-Akad. Oslo, 1, Mat.-naturv. Kl., 9, 1—104, 1944.
9. Barth T. F. W., The composition of nepheline, Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 43, 153—164, 1963.
10. Billings M. P., Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire, Am. J. Sci., 243 A, Daly volume, 40—68, 1945.
11. Bloomfield K., Orogenic and post-orogenic plutonism in Malawi, in Clifford T. N., Gass I. G., eds., African Magmatism and Tectonics, Oliver & Boyd, 119—156, 1970.

12. *Bridgwater D., Coe K.*, The rôle of stoping in the emplacement of the giant dykes of Isortoq, South Greenland, In *Newall G., Rast N.*, eds., Mechanism of Igneous Intrusion, Geol. J. Spec. Iss., 2, 67—78, 1969.
13. *Bridgwater D., Harry W. T.*, Anorthosite xenoliths and plagioclase megacrysts in Precambrian intrusions of South Greenland, Meddr. Grønland, 185, 2, 1—243, 1968.
14. *Brøgger W. C.*, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite, Z. Kristallogr. Miner., 16, 1—663, 1890.
15. *Brousse R., Varet J., Bizouard H.*, Iron in the minerals of the sodalite group, Contr. Miner. Petrogr., 22, 169—184, 1969.
16. *Bryan W. B.*, Alkaline and peralkaline rocks of Socorro Island, Mexico, in *Abelson P. H.*, ed., Annual Rep. of the Director Geophys. Lab. Yb. Carnegie Insts., 68, 194—200, 1970.
17. *Buddington A. F.*, Adirondack anorthositic series, in *Isachsen Y. W.*, ed., Origin of Anorthosite and Related Rocks, Mem. N. Y. St. Mus. Sci. Serv., 18, 215—231, 1969.
18. *Buie B. F.*, Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, Part III, Dikes and related intrusives, Bull. Geol. Soc. Am., 52, 1753—1808, 1941.
19. *Carmichael I. S. E.*, Trachytes and their feldspar phenocrysts, Mineralog. Mag., 34, 107—125, 1965.
20. *Chapman C. A.*, A comparison of the Maine coastal plutons and the magmatic central complexes of New Hampshire, in *E — An Zen et al.*, eds., Studies of Appalachian Geology, Northern and Maritime, Interscience, 385—398, 1968.
21. *Чумаков А. А.*, О происхождении щелочных гранитов Кейв, в кн. «Щелочные граниты Кольского полуострова», сб. ст., М. — Л., Изд-во АН СССР, 308—368, 1958.
22. *Clarke F. W., Washington H. S.*, The composition of the Earth's crust, Prof. Pap. U. S. geol. Surv., 127, 1—117, 1924.
23. *Cloos H., Cloos E.*, Die Quellkuppe des Drachenfels am Rhein, ihre Tektonik und Bildungsweise, Z. Vulkanol., 11, 33—40, 1927.
24. *Codarcea Al., Codarcea-Dessila M., Ianovici V.*, Structure géologique du massif des roches alcalines de Ditrau, Rev. Géol.-Geogr. Acad. R. P. R. II, 1, Bucarest, 1958.
25. *Currie K. L.*, On the solubility of albite in supercritical water in the range 400 to 600 °C and 750 to 3500 bars, Am. J. Sci., 266, 321—341, 1968.
26. *Currie K. L.*, An hypothesis on the origin of alkaline rocks suggested by the tectonic setting of the Monteregian Hills, Can. Mineral., 10, 411—420, 1970.
27. *Czygan W.*, Petrographie und Alkali-Verteilung im Foyait der Serra de Monchique, Süd-Portugal, Neues Jb. Miner. Abh., 111, 32—73, 1969.
28. *Eckermann H., von*, New contributions to the interpretation of the genesis of the Norra Kärr alkaline body in southern Sweden, Lithos, 1, 76—88, 1968.
29. *Edgar A. D., Nolan J.*, Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albite) — NaAlSiO_4 (nepheline) — $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ (acmite) — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (diopside) — H_2O and its importance in the genesis of alkaline undersaturated rocks, Miner. Soc. India, IMA volume, Fourth General Meeting, 176—181, 1966.
30. *Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П.*, Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья, М. — Л., «Наука», 204, 1965.
31. *Emeleus C. H.*, The Grønnedal — Ika alkaline complex, South Greenland, Meddr. Grønland, 172, 3, 1—75, 1964.
32. *Ernst W. G.*, Amphiboles, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 1—125, 1968.
33. *Fersman A.*, Geochemische Migration der Elemente und deren wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung, erläutert an vier Mineralvorkommen, Chibina-Tundren — Smaragdgruben — Uran-Grube Tuja-Mujun — Wüste Karakumy, Abh. prakt. Geol. Bergw. Lehre, 18, 1—116, 1928.
34. *Ферсман А. Е.*, Геохимия, 3, Л., Госхимтехиздат, 504, 1937.
35. *Галахов А. В.*, Рисчорриты Хибинского щелочного массива, М. — Л., Изд-во АН СССР, 170, 1959.
36. *Galakhov A. V.*, Chemical composition of rocks in the Khibiny alkalic massif, Dokl. Acad. Sci., 171, 225—228, 1967.
37. *Галахов А. В.*, Породообразующий нефелин как индикатор магматической дифференциации (на примере Хибинского щелочного массива), в кн. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», 7, Л., 120—125, 1969.
38. *Gast P. W.*, Isotope geochemistry of volcanic rocks, In *Hess H. H., Poldervaart A. A.*, eds., Basalts, I. Interscience, 325—358, 1967.
39. *Gerasimovsky V. I.*, On the role of zirconium in minerals of nepheline-syenite massifs. Comptes Rendus USSR, 30, 820—821, 1941.
40. *Gerasimovsky V. I.*, Geochemistry and mineralogy of nepheline syenite intrusions, Geochemistry, 494—510, 1956.

41. *Gerasimovsky V. I.*, Geochemical features of agpaitic nepheline syenites, in *Vinogradov A. P.*, ed., Chemistry of the Earth's Crust, I, 104—118, Israel Translation, Program, Jerusalem, 1963.
42. *Герасимовский В. И.*, Геохимия Илмауссакского щелочного массива (юго-западная Гренландия), М., «Наука», 174, 1969.
43. *Гинзбург И. В.*, Геологическое положение и внутренняя тектоника щелочных гранитов на Кольском полуострове, в кн. «Щелочные граниты Кольского полуострова», М. — Л., 213—224, 1958.
44. *Гинзбург А. И., Портнов А. М.*, О минеральных ассоциациях щелочных пород, Геохимия, № 4, 398—403, 1966.
45. *Goldschmidt V. M.*, Elemente und Minerale pegmatitischer Gesteine, Nachr. Gesellsch. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl., 370—378, 1930.
46. *Gonçalves F.*, Subsídios para o conhecimento geológico do maço eruptivo de Monchique, Com. Serv. Geol. Portugal, 52, 169—184, 1967.
47. *Gorbatshev R.*, On the alkali rocks of Alumunge, A preliminary report on a new survey, Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala, 39, 1—69, 1960.
48. *Hamilton D. L., MacKenzie W. S.*, Phase-equilibrium studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (nepheline) — KAlSi_3O_8 (kalsilite) — SiO_2 — H_2O , Mineralog. Mag., 34 (Tilley volume), 214—231, 1965.
49. *Harnik A. B.*, Strukturelle Zustände in den Anorthoklasen der Rhombenporphyre des Oslogebietes, Schweiz. miner. petrol. Mitt., 49, 509—567, 1969.
50. *Harry W. T., Pulvertaft T. C. R.*, The Nunarsuit intrusive complex South Greenland, Part I, General Description, Meddr. Grønland, 169, 1, 1—136, 1963.
51. *Harry W. T., Richey J. E.*, Magmatic pulses in the emplacement of plutons, Liverpool Manchester geol. J., 3, 254—268, 1963.
52. *Hedlund D. C., Olson J. C.*, Four environments of thorium-niobium- and rare-earth-bearing minerals in the Powderhorn district of southwestern Colorado, Prof. Pap. U. S. geol. Surv., 424-B, 283—286, 1961.
53. *Heier K. S.*, Layered gabbro, hornblendite, carbonatite and nepheline syenite on Stjernøy, North Norway, Norsk. Geol. Tidsskr., 41, 109—156, 1961.
54. *Heier K. S.*, Geochemistry of the nepheline syenite on Stjernøy, North Norway, Norsk Geol. Tidsskr., 44, 205—215, 1964.
55. *Heier K. S.*, A geochemical comparison of the Blue Mountain (Ontario, Canada) and Stjernøy (Finmark, North Norway) nepheline syenites, Norsk Geol. Tidsskr., 45, 41—52, 1965.
56. *Heier K. S., Taylor S. R.*, A note on the geochemistry of alkaline rocks, Norsk Geol. Tidsskr., 44, 197—204, 1964.
57. *Hess H. H.*, Stillwater igneous complex, Montana, Mem. Geol. Soc. Am., 80, 1—230, 1960.
58. *Hibsh I. E.*, Ueber Sodalithaugitsyenit im böhmischen Mittelgebirge und über die Beziehungen zwischen diesem Gestein und dem Essexit, Tschermak's miner. petrogr. Mitt., 21, 157—170, 1902.
59. *Hibsch I. S.*, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Böhmisches Mittelgebirges, Heimathunde des Elbegaues Tetschen, 3, Lieferung, 1—139, 1926.
60. *Hodge D. S., Smith B. D., Smithson S. B.*, Quantitative geophysical study of petrogenesis of syenites related to Laramie anorthosite, Wyoming, U.S.A. Lithos, 3, 237—250, 1970.
61. *Hurlbut C. S., jr., Griggs D.*, Igneous rocks of the Highwood Mountains Montana, Part I, The laccoliths, Bull. geol. Soc. Am., 50, 1043—1112, 1939.
62. *Hytönen K.*, On the petrology and mineralogy of some alkaline volcanic rocks of Toror Hills, Mt. Moroto, and Morulinga in Karamoja, Northeastern Uganda, Bull. Comm. géol. Finl., 184, 75—137, 1959.
63. *Ianovici V., Rădulescu D., Rădulescu I., Săndulescu M.*, Crystalline, Mesozoic complexes and volcanism in the East Carpathians (central sector), 23rd Intern. geol. Cong. Prague, Guide to Excursion, 47AC, 1—25, 1968.
64. *Икорский С. В.*, Органическое вещество в минералах изверженных горных пород на примере Хибинского щелочного массива. Л., «Наука», 120, 1967.
65. *Isachsen Y. M.*, Origin of anorthosite and related rocks—a summarization, in *Isachsen Y. W.*, ed., Origin of Anorthosite and Related Rocks, Mem. N. Y. St. Mus. Sci. Serv., 18, 435—445, 1969.
66. *Johnson R. W.*, Volcanic geology of Mount Suswa, Kenya, Phil. Trans. R. Soc. ser. A, 265, 383—412, 1969.
67. *Kempe D. R. C., Deer W. A., Wager L. R.*, Geological investigations in East Greenland. VIII, The petrography of the Kangerdlugssuaq alkaline intrusion, East Greenland, Meddr. Grønland, 190, 2, 1—49, 1970.
68. *Koark H. J.*, Zum Gefügeverhalten des Nephelins in zwei Vorkommen alkaliner kristalliner Schiefer, Grennait von Norra Kärr und canaditischer Gneis von Almunge, Bull. geol. Instn. Univ. Uppsala, 39, 1—31, 1960.

69. *Kopecký L.*, Tertiary volcanics in *Svoboda J.*, ed., Regional Geology of Czechoslovakia, I. Bohemian Massif, 554—581, Publ. House Czech. Acad. Sciences, Prague, 1966.
70. *Kopecký L., Doběš M., Fiala J., Šlovíčková N.*, Fenites of the Bohemian massif and the relations between fenitization, alkaline volcanism and deep fault tectonics, *Sb. geol. ved. Praha*, **G. 16**, 51—107, 1970.
71. *Котина Р. П., Ярошевский А. А.*, О возможности десиликации в палингенно-метасоматическом процессе формирования щелочных комплексов гранитоидной формации, *Геохимия*, № 2, 199—210, 1970.
72. *Lacroix A.*, *Minéralogie de Madagascar*, II. *Minéralogie Appliquée, Lithologie*, Paris, 1—694, 1922.
73. *Larsen E. S.*, Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, Part II. The extrusive rocks, *Bull. geol. Soc. Am.*, **52**, 1733—1752, 1941.
74. *Locardi E.*, Tipi di ignimbrite di magmi mediterranei, Le ignimbriti del vulcano di Vico, *Atti Soc. tosc. Sci. nat. Ser. A*, **72**, 55—173, 1965.
75. *McCall G. J. H.*, Froth flows in Kenya, *Geol. Rundschau*, **54**, 1148—1195, 1964.
76. *McKie D.*, Fenitization, on *Tuttle O. F., Gittins J.*, eds., *Carbonatites*, 261—294, Interscience, 1966.
77. *Meighan I. G.*, Some aspects of the alkeline rocks of the Oslo Province, Unpublished Abstr. of Symposium, Petrology of peralkaline rocks, Reading, 1968.
78. *Muir I. D., Smith J. V.*, Crystallization of feldspars in larvikites, *Z. Kristallogr.*, **107**, 182—195, 1956.
79. *Nash W. P., Carmichael I. S. E., Johnson R. W.*, The mineralogy and petrology of Mount Suswa, Kenya, *J. Petrology*, **10**, 409—439, 1969.
80. *Nash W. P., Wilkinson J. F. G.*, Shonkin Sag laccolith, Montana, I. Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity, *Contr. miner. petrol.*, **25**, 241—269, 1970.
81. *Nockolds S. R.*, Average chemical compositions of some igneous rocks, *Bull. geol. Soc. Am.*, **65**, 1007—1032, 1954.
82. *Oftedahl C.*, Permian rocks and structures of the Oslo region, *Norg. geol. Unders.*, **208**, 298—343, 1960.
83. *Olson J. C., Shawe D. R., Pray L. C., Sharp W. N.*, Rare-earth mineral deposits of the Mountain Pass district San Bernardino County California, *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.*, **261**, 1—75, 1954.
84. *Payne J. G.*, Geology and geochemistry of the Blue Mountain nepheline syenite, *Can. J. Earth Sci.*, **5**, 259—273, 1968.
85. *Perhac R. M., Heinrich E. Wm.*, Fluorite-bastnaesite deposits of the Gallinas Mountains, New Mexico and bastnaesite paragenesis, *Econ. Geol.*, **59**, 226—239, 1964.
86. *Perchuk L. L., Ryabchikov I. D.*, Mineral equilibria in the system nepheline-alkali feldspar-plagioclase and their petrological significance, *J. Petrology*, **9**, 123—167, 1968.
87. *Петерсилье И. А.*, Органическое вещество в изверженных и метаморфических горных породах Кольского полуострова, в кн. «Химия земной коры», **1**, М., 48—62, 1963.
88. *Петерсилье И. А., Андреева Е. Д., Свешникова Е. В.*, Органическое вещество в горных породах некоторых щелочных массивов Сибири, *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 6, 26—38, 1965.
89. *Petersilie I. A., Sørensen H.*, Hydrocarbon gases and bituminous substances in rocks from the Ilimaussaq alkaline intrusions, South Greenland, *Lithos*, **3**, 59—76, 1970.
90. *Philpotts A. R.*, Mechanism of emplacement of the Monteregian intrusions, *Can. Mineral.*, **10**, 395—410, 1970.
91. *Piotrowski J. M., Edgar A. D.*, Melting relations of undersaturated alkaline rocks from South Greenland compared to those of Africa and Canada, *Meddr. Grønland*, **181**, 9, 1—62, 1970.
92. *Polanski A.*, The alkaline rocks of the East-European Plateau, *Bull. Soc. Amis Sci. Lett. Poznań, Serie* **10**, 119—184, 1949.
93. *Ramberg H.*, On sapphire-bearing rocks in the vicinity of Sukkertoppen (West Greenland), *Meddr. Grønland*, **142**, 5, 1—32, 1948.
94. *Rast N.*, The initiation, ascent and emplacement of magmas, in *Newall G., Rast N.*, eds., *Mechanism of Igneous Intrusion*, *Geol. J. Spec. Iss.*, **2**, 339—362, 1969.
95. *Роненсон Б. М.*, Происхождение мнаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения, М., «Недра», 174, 1966.
96. *Saha P.*, System nepheline-albite, *Am. Miner.*, **46**, 859—885, 1961.
97. *Schmincke H. U.*, Ignimbrite sequence on Gran Canaria, *Bull. volcan.*, **33**, 1199—1218, 1970.
98. *Семенов Е. И.*, Минералого-геохимические типы нефелин-сиенитовых дериватов, в кн. «Минералогия пегматитов и гидротермальных щелочных массивов», М., 52—71, 1967.
99. *Семенов Е. И.*, Минералогия щелочного массива Илимауссак, М., 165, «Наука», 1969.

100. *Sheynmann Yu. M., Apel'tsin F. R., Nechayeva Ye. A.*, Alkalic Intrusions, Their Mode of Occurrence and Associated Mineralization, *Int. Geol. Rev.*, **5**, 451—458, 1961.
101. *Smyth C. H.*, Composition of the alkaline rocks and its significance as to their origin, *Am. J. Sci.*, **36**, 1—36, 1913.
102. *Sørensen H.*, On the apgaitic rocks, *Rep. 21st Intern. Geol. Congr. Sess. Norden*, **13**, 319—327, 1960.
103. *Sørensen H.*, On the occurrence of steenstrupine in the Ilimaussaq massif, Southwest Greenland, *Meddr. Grønland*, **167**, 1, 1—251, 1962.
104. *Sørensen H.*, Rhythmic igneous layering in peralkaline intrusions, *Lithos*, **2**, 261—283, 1969.
105. *Sørensen H.*, Internal structures and geological setting of the three apgaitic intrusions — Khibina, and Lovozero of the Kola Peninsula and Ilimaussaq, South Greenland, *Can. Mineral.*, **10**, 299—334, 1970.
106. *Streckeisen A.*, Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, **32**, 34, 251—308, 335—409, 1952, 1954.
107. *Streckeisen A.*, On the structure and origin of the nepheline-syenite complex of Ditro (Transylvania, Roumania), *Rep. 21st Intern. Geol. Congr. Sess. Norden*, **13**, 228—238, 1960.
108. *Streckeisen A.*, Zur Klassifikation der Eruptivgesteine, *Neues Jb. Miner. Mh.*, **7**, 195—222, 1964.
109. *Streckeisen A.*, Classification and nomenclature of igneous rocks, *Neues Jb. Miner. Abh.*, **107**, 144—240, 1967.
110. *Streckeisen A.*, Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen, *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, **48**, 751—780, 1968.
111. *Sturi B. A., Ramsay D. M.*, The alkaline complex of the Breivikboth area, Sørøy, Northern Norway, *Norg. geol. Unders.*, **231**, 1—164, 1965.
112. *Tazieff H.*, Mechanism of ignimbrite eruption, in *Newall G., Rast N.*, eds., *Mechanism of Igneous Intrusion*, *Geol. J. Spec. Iss.*, **2**, 157—164, 1969.
113. *Tilley C. E.*, Problems of alkali rock genesis, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, **113**, 323—360, 1957.
114. *Toulmin P.*, 3rd., Bedrock geology of the Salem quadrangle and vicinity, Massachusetts, *Bull. U. S. geol. Surv.*, **1163-A**, 1—79, 1964.
115. *Tröger W. E.*, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Auflage 2, Publ. by *Bambauer H. U., Taborszky F., Trochim H. D.*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1—822, 1969.
116. *Tyler R. C., King B. C.*, The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of eastern Uganda, *Mineralog. Mag.*, **36**, 5—21, 1967.
117. *Upton B. G. J.*, The alkaline igneous complex of Kûngnât Fjeld, South Greenland, *Meddr. Grønland*, **123**, 4, 1—145, 1960.
118. *Upton B. G. J.*, Textural features of some contrasted igneous cumulates from South Greenland, *Meddr. Grønland*, **123**, 6, 1—31, 1961.
119. *Upton B. G. J.*, The geology of Tugtutôq and neighbouring Islands, South Greenland, Part II, Nordmarkitic syenites and related alkaline rocks, *Meddr. Grønland*, **169**, 2, 1—62, 1964.
120. *Ussing N. Y.*, Mineralogisk-petrografisk Undersøgelse af grønlandske Nefelinsyeniter og beslægtede Bjergarter, *Meddr. Grønland*, **14**, 1—220, 1898.
121. *Ussing N. V.*, Geology of the country around Julianehaab Greenland, *Meddr. Grønland*, **38**, 1—376, 1912.
122. *Varet J.*, Les phonolites apgaitiques et miaskitiques du Cantal septentrional (Auvergne, France), *Bull. volcanol.*, **33**, 621—656, 1969.
123. *Varet J.*, Les pyroxènes des phonolites du Cantal (Auvergne, France), *Neues Jb. Miner. Mn.*, **4**, 174—184, 1969.
124. *Verwoerd W. J.*, Fentization of basic igneous rocks, in *Tuttle O. F., Gittins J.*, eds., *Carbonatites*, *Interscience*, 295—310, 1966.
125. *Vlasov K. A., Kuz'menko M. V., Es'kova E. M.*, The Lovozero Alkaline Massif, Oliver & Boyd, Edinburgh, 1966.
126. *Vlasov K. A.*, Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of their Deposits, III. Genetic Types of Rare-Element Deposits, *Israel Program for Scientific Translations*, Jerusalem, 1—916, 1968.
127. *Воробьева О. А.*, Проблема щелочного магматизма, в кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород», под ред. Г. Д. Афанасьева, Изд-во АН СССР, 76—83, 1963.
128. *Wager L. R.*, The form and internal structure of the alkaline Kangerdlugssuaq intrusion, East Greenland, *Mineralog. Mag.*, **34**, 487—497, 1965.
129. *Wager L. R., Brown G. M.*, Layered Igneous Rocks, Oliver & Boyd, Edinburgh and London, 1—588, 1968.
130. *Watt W. S.*, Chemical analyses from the Gardar igneous province, South Greenland, *Rap. Grønlands geol. Unders.*, **6**, 1—92, 1966.
131. *Welman T. R.*, The stability of sodalite in a synthetic syenite plus aqueous chloride fluid system, *J. Petrology*, **11**, 49—71, 1970.

132. *Wilkinson J. F. G.*, Some feldspars, nephelines and analcimes from the Square Top intrusion, Nundle, N.S.W., *J. Petrology*, **6**, 420—444, 1965.
133. *Windley B. F.*, Primary quartz ferro-dolerite/garnet amphibolite dykes in the Sukkertoppen region of West Greenland, in *G. Newall and Rast N.*, eds., *Mechanism of Igneous Intrusion*, *Geol. J. Spec. Iss.*, **2**, 79—92, 1969.
134. *Wright J. B.*, Petrographic sub-provinces in the Tertiary to recent volcanics of Kenya, *Geol. Mag.*, **102**, 541—557, 1965.
135. *Yagi K.*, The system acmite-diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite-hedenbergite-diopside series, *Am. Miner.*, **51**, 976—1000, 1966.
136. *Yoder H. S., jr.*, Experimental studies bearing on the origin of anorthosite, in *Y. W. Isachsen*, ed., *Origin of Anorthosite and Related Rocks*, **8**, *Mem. N. Y. St. Mus. Sci. Serv.*, **18**, 13—55, 1969.
137. *Zlobin B. I.*, Parageneses of dark minerals in alkalic rock and a new expression for the agpaitic coefficient, *Geochemistry*, 507—518, 1959.

II.3. НЕФЕЛИНИТЫ И ИЙОЛИТЫ

Д. К. Бейли

Интрузивные породы мельтейгит-ийолит-уртитовой серии и нефелинитовые лавы, состоящие преимущественно из фельдшпатоидов и моноклинных пироксенов, вероятно, чаще, чем другие группы щелочных пород, заводят исследователей в тупик. При изучении этих пород возникают сложные вопросы дифференциации родоначальной базальтовой магмы, а в связи с многочисленными признаками аномальных содержаний летучих компонентов в интрузивах появляются дополнительные проблемы метасоматизма. Поэтому необходимо крайне осторожно подходить к интерпретации полевых, минералогических и химических взаимоотношений.

II.3.1. Определения

Ийолитовая серия. В последнем описании типичного района развития ийолитов Лехиярви [27] придерживается номенклатуры Йохансена [16], согласно которой *уртиты* содержат свыше 70%, *ийолиты* — 70—50% и *мельтейгиты* — менее 50% нефелина. Другие авторы, например Палфри [35], Кинг и Сатерленд [21], расширяют границы ийолитов за счет мельтейгитов до пород с цветовым индексом 70 (II.1). Однако, учитывая, что номенклатура щелочных пород весьма запутанна, предпочтительнее сохранить расчленение, предложенное Йохансеном, с которым согласуется определение мельтейгита, данное Брэггером [5] для типичного района развития этих пород.

Лавовая серия. Отсутствие четкости в номенклатуре характерно также и для лав. *Нефелинитами* обычно принято называть бесполовошпатовые существенно нефелин-пироксеновые лавы. Когда в этих породах присутствует оливин, Йохансен называет их *нефелиновыми базальтами*. Если название «нефелинит» не очень удачно, то термин «нефелиновый базальт» — совершенно нелогичен. Не говоря о том, что наименование «базальт» в данном случае неуместно, для определения

породы, в которой оливин становится существенной составной частью, целесообразно использовать новое наименование, например таннбушит [16] или анкаратрит [26]. К счастью, сейчас появилась тенденция называть *оливиновыми нефелинитами* те лавы, в которых оливин становится существенным компонентом. Эта терминология используется и в данной работе.

II.3.2. Минералогия

Ийолитовая серия. Главными минералами этих пород являются нефелин и пироксен; в различных количествах присутствуют гранат андрадит-меланитового состава (шорломит и иваарит) и волластонит; аксессуарные минералы представлены перовскитом, сфеном, апатитом, биотитом и Fe—Ti-окислами. Группа поздних и вторичных минералов включает канкринит, содалит, анальцим, пектолит и различные цеолиты. Кальцит рассматривается как первичный или как вторичный минерал, и породы могут постепенно переходить в карбонатиты, в частности в пироксеновые сёвиты [12].

Большинство анализов нефелина из этих пород показывает высокое содержание калия; в нефелинах из типичных ийолитов отношение $100K/(K+Na)$ почти постоянно и примерно равно 19. Нефелин содержит газовые и жидкие включения, а также ориентированные иглолочки пироксена, который, судя по анализам, может быть отнесен к эгирину. Присутствие ориентированных иглолочек эгирина, очевидно, характерно для плутонических нефелинов (II.2) [52]. Они могли возникнуть вследствие распада твердого раствора, поскольку нефелин образует широкую серию растворов в системе нефелин — акмит [3]. Состав моноклинных пироксенов в ийолитовой серии широко варьирует от титанавгита в кальциево-железистых членах через эгирин-диопсид и эгирин-геденбергит к эгирину. Для пироксенов обычна зональность с явной тенденцией к обогащению краевых частей зерен эгирином, что согласуется с поздней кристаллизацией иглолочек эгирина в основной массе. Появление эгирина в пегматитах и метасоматически измененных вмещающих породах (фенитах) подтверждает его образование в позднюю стадию. В первом приближении увеличение содержания эгирина в пироксене коррелируется с ростом количества нефелина в породе, однако в некоторых богатых пироксеном породах содержание эгиринового компонента в пироксене бывает очень высоким [27]. Этот аномальный состав, возможно, свидетельствует о метасоматических процессах (богатые эгирином породы обычно сложены радиально-лучистым пироксеном) и приводит к путанице при изучении пород. Меланит более характерен для богатых пироксеном пород, в которых он может быть существенным компонентом. В более лейкократовых породах он может постепенно переходить в андрадит. Минерал обычно четко зональный и образует идиоморфные или неправильные пойкилитовые (пойкилобластовые?) зерна. Волластонит более обычен в богатых нефелином членах ийолитовой серии; этот минерал представляет собой своего рода ловушку при классификации, основанной на цветовом индексе. Мелилит не относится к характерным минералам пород ийолитовой серии, но породы, богатые мелилитом, такие, как ункомпагриты и турьяиты, часто ассоциируются с ийолитами и обычно содержат пироксен и нефелин.

Лавовые серии. Уртиты и ийолиты не имеют эффузивных эквивалентов. Нефелиниты ближе всего соответствуют кальциево-железистым мельтейгитам и характеризуются присутствием фенокристаллов титанавгита (в оливиновых нефелинитах) и иглолочек эгирина в основной массе. Нефелин, как и пироксен, выделяется на всех стадиях кристал-

лизации, однако, когда количество фенокристаллов нефелина увеличивается, в основной массе обычно появляется санидин, и породы переходят в полевошпатовые, или фонолитовые, нефелиниты. В этих породах отмечаются те же акцессорные и вторичные минералы (в том числе и меланит), что и в плутонических породах, за исключением волластонита; кроме того, в них наблюдается мелилит. В небольших количествах может присутствовать стекло.

Наиболее существенным отличием лав от плутонических пород можно считать появление оливина. Кинг полагает, что это объясняется кристаллизацией плутонических пород в присутствии летучих [20]. Если оливин встречается в нефелинитах в виде редких фенокристаллов, он обычно корродирован, тогда как в оливиновых нефелинитах он образует идиоморфные вкрапленники и может присутствовать в основной массе. В последнем случае породы не содержат вкрапленников нефелина. По составу оливин обычно богат форстеритом, но в некоторых лавах он крайне обогащен Ca_2SiO_4 [39].

II.3.3. Структуры

Породы ийолитовой серии характеризуются широкими различиями в структурах и размерах зерен, и эти различия можно наблюдать как в обнажениях, так и при изучении пород под микроскопом. Для них обычны сегрегации минералов в полосы и пятна, пегматоидные брекчии и прожилковые текстуры, что затрудняет их картирование. Более лейкократовые разновидности имеют тенденцию образовывать жилы и интродуцировать в богатые пироксеном разновидности.

Нефелин обычно идиоморфен в лейкократовых породах и значительно реже в ийолитах и мельтейгитах. Пироксен более идиоморфен в мельтейгитах, но присутствие игольчатого эгирина обычно для любых пород, и это подчеркивает бесплодность попыток объединения пород по их структуре в тех случаях, когда их кристаллизация завершается при участии метасоматических процессов.

В лавах последовательность кристаллизации более явно зависит от их состава. Среди минералов-вкрапленников наиболее ранним является оливин, позже кристаллизуются пироксен и нефелин; оба эти минерала продолжают выделяться на всем протяжении процесса кристаллизации. В безоливиновых нефелинитах могут присутствовать вкрапленники меланита. Мелилит встречается в виде фенокристаллов только в богатых мелилитом лавах, называемых мелилититами. В более меланократовых лавах нефелин может быть только интерстиционным, и в этом случае он трудно определяется оптически. Интерстиции и миндалины в нефелинитах могут быть выполнены стекловатой массой или агрегатом зерен анальцима или цеолитов, образовавшихся на последней стадии консолидации.

II.3.4. Химизм

Ийолитовая серия. Для большинства серий пород трудно сделать полезные обобщения об их химизме, если не учитывать их минералогический состав, а также состав отдельных минералов; в случае же ийолитовой серии любое подобное обобщение просто может ввести в заблуждение. Это отчасти объясняется вариациями в размере зерен, структуре и текстуре, но главным образом связано с тем, что классификация этих пород основана на содержании нефелина без учета соотношения других минералов и в особенности состава пироксенов. Порода, состоящая в основном из эгирина, резко отличается от породы, сложен-

Анализы пород ийолитовой серии

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	45,43	46,15	40,64	42,59	42,58	41,90	40,85	40,90	41,73	37,29	42,05	51,12
Al ₂ O ₃	28,77	15,70	10,58	27,42	18,46	12,20	20,46	13,65	25,13	14,41	12,05	10,41
Fe ₂ O ₃	3,10	3,55	4,18	2,49	4,01	6,41	3,86	6,67	1,92	4,23	7,93	4,72
FeO	0,40	3,40	4,18	1,89	4,19	4,32	5,08	7,14	0,58	6,10	5,06	4,47
MnO	—	0,18	0,28	0,09	0,20	0,22	0,09	—	0,13	0,32	0,96	0,20
MgO	0,22	5,52	6,47	0,69	3,22	5,45	3,56	8,35	0,18	4,15	2,18	7,38
CaO	1,86	14,16	19,91	4,38	11,38	16,60	10,06	13,28	7,84	13,69	17,01	10,43
BaO	—	—	0,11	—	—	—	—	—	0,05	0,14	—	—
Na ₂ O	16,16	7,24	4,75	14,12	9,55	5,10	8,71	3,06	11,74	5,61	4,95	6,77
K ₂ O	3,38	2,61	1,86	3,82	2,55	2,66	2,98	1,65	5,72	4,22	3,15	2,31
H ₂ O ⁻	—	—	0,14	—	—	—	—	—	0,40	0,04	—	0,11
H ₂ O ⁺	—	0,93	0,27	0,42	0,55	0,87	0,98	0,50	1,86	0,69	0,67	1,05
TiO ₂	—	0,38	2,24	0,35	1,41	2,21	2,44	3,99	0,08	3,46	2,36	0,66
CO ₂	—	—	2,08	1,30	0,38	0,82	0,40	—	2,06	3,29	—	0,25
P ₂ O ₅	—	0,77	1,91	0,44	1,52	1,24	0,53	0,81	0,28	0,77	1,66	0,14
Cl	—	—	0,03	—	—	—	—	—	сл.	0,33	—	—
F	—	—	0,12	—	—	—	—	—	сл.	0,32	—	—
S	—	—	0,05	—	—	—	—	—	0,03	2,43	0,54	—
ZrO ₂	—	—	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,32	100,59	99,90						99,73	101,68	100,54	100,02

Нормы CIPW

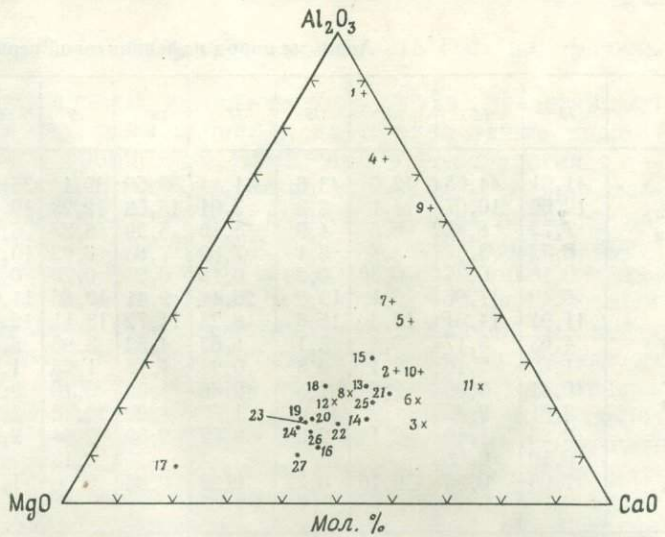
<i>or</i>		5,54	8,3	10,0	6,7		9,4		3,89	18,40	13,64
<i>ab</i>							1,6			0,52	1,49
<i>an</i>		2,67	0,6		2,5	8,1	18,6		3,89		
<i>lc</i>		7,75	10,9	3,9	7,4	13,9		26,60	16,57	1,39	
<i>ne</i>		33,15	64,5	43,7	23,3	39,8	13,1	52,54	23,28	22,55	21,24
<i>kp</i>											
<i>hl</i>									0,59		
<i>th</i>									0,43		
<i>ac</i>								2,77			
<i>ns</i>											
<i>di</i>								1,83	22,46	15,13	
<i>wo</i>		26,12	4,3	18,5	27,9	11,2	17,6	0,12	3,13	22,06	20,56
<i>en</i>		13,74	1,7	8,0	13,6	8,1	14,7				18,37
<i>fs</i>		3,02	0,9	2,4		2,1	0,7				7,48
<i>ol</i>						0,8	4,5				
<i>cs</i>						2,7		7,05			
<i>mt</i>		5,15	3,7	5,8	8,1	5,6	9,7	1,39	1,86	7,41	
<i>hm</i>					0,8				2,88	2,88	
<i>il</i>		0,71	0,6	2,7	4,3	4,6	7,6	0,15	6,54	4,51	1,26
<i>pf</i>											
<i>ap</i>		1,18	1,0	3,6	2,9	1,3	1,9	0,62	2,02	3,90	0,34
<i>pr</i>									4,48	1,12	
<i>cc</i>			3,0	0,9	1,8	0,9		4,70	7,50		0,57

1. Типичный уртит [16]. 2. Ийолит из типичного проявления [27]. 3. Типичный мельтейгит [16]. 4. Средний уртит (6 анализов) [28]. 5. Средний ийолит (11 анализов) [28]. 6. Средний мельтейгит (9 анализов) [28]. 7. Ийолит с титанавгитом (3 анализа) [28]. 8. Мельтейгит с титанавгитом (3 анализа) [28]. 9. Уртит из Усаки, Кения [35]. 10. Тонкозернистый ийолит, Магнет-Коув, Арканзас [13]. 11. Меланитовый мельтейгит-порфир, Альне, Швеция [12]. 12. Мельтейгит, Инваара [27].

ной преимущественно титанавгитом, однако обе они называются мельтейгитами. Достаточно, например, взглянуть на опубликованные анализы мельтейгитов, чтобы увидеть, что содержание SiO₂ в них колеблется от 38 до 52%, Al₂O₃ — от 3 до 19%, CaO — от 8 до 21%, Na₂O — от

Фиг. 1.

Вариации содержаний (мол. %) CaO, MgO и Al_2O_3 в анализах, приведенных в табл. 1 и 2 (точки 1—24). Точки 25, 26 и 27 соответствуют «среднему мелилитовому нефелиниту», «среднему оливин-мелилитовому нефелиниту» и «среднему оливинному мелилититу» Нокколдеа [28]. Лавы показаны точками; уртиты и ийолиты — прямыми крестиками; мельтейгиты — косыми крестиками.

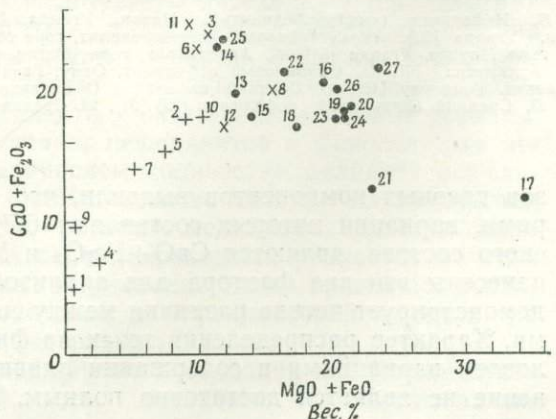


3 до 11%. Эти вариации отчасти объясняются присутствием таких минералов, как биотит или меланит, но в большей степени они связаны с изменением состава пироксенов. Некоторые недоразумения, касающиеся ийолитовых пород, будут устранены, если при их выделении учитывать не только содержание нефелина, но и количественные соотношения других минералов, а также состав пироксена. Новая классификация необходима, но, возможно, с ней целесообразно подождать до того, как появятся более надежные знания об этих породах. В настоящее время, вероятно, важнее привлечь внимание петрологов к этой проблеме. Приведенные в табл. 1 анализы пород ийолитовой серии иллюстрируют широкую изменчивость их состава. Фиг. 1 представляет собой попытку показать соотношение в ийолитовых и нефелинитовых породах трех переменных, которые дают больше информации, чем просто содержание нефелина. Просмотр анализов ийолитов и нефелинитов показывает, что содержания Al_2O_3 , MgO и CaO характеризуются наибольшей изменчивостью. На фиг. 1 четко выявляются различия между вулканическими и плутоническими породами. Анкаратрит (17), вероятно, образуется в результате кумуляции оливина.

Статистические исследования изменений химического состава нефелинитов и ассоциирующихся с ними лав западного Эйфеля и юго-западной Уганды [Ллойд, 1970, личное сообщение] с использованием анали-

Фиг. 2.

Диаграмма зависимости содержания $CaO + Fe_2O_3$ от $MgO + FeO$ в породах, анализы которых приведены в табл. 1 и 2 (точки 1—24). Точки 25, 26 и 27 соответствуют «среднему мелилитовому нефелиниту», «среднему оливин-мелилитовому нефелиниту» и «среднему оливинному мелилититу» Нокколдеа [28]. Обозначения те же, что и на фиг. 1.



Анализы пород нефелинитовой серии

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	41,51	44,08	42,0	43,6	41,44	38,60	39,14	35,83	39,07	41,85	39,40	40,29
Al ₂ O ₃	12,66	10,07	14,1	8,3	7,01	15,09	12,23	10,86	12,82	10,35	11,50	11,32
Fe ₂ O ₃	7,72	8,85	5,5	4,9	3,16	5,39	5,28	6,43	8,75	6,89	5,14	4,87
FeO	6,32	3,37	8,7	6,1	7,89	7,83	8,02	10,17	6,39	6,23	8,05	7,69
MnO	0,18	0,36	0,30	0,28	0,18	0,20	0,20	0,23	0,26	0,16	0,20	0,22
MgO	6,49	7,96	5,1	13,2	26,48	9,41	12,86	11,09	6,14	10,13	12,20	13,28
CaO	11,91	14,31	10,3	15,6	8,23	11,72	13,11	12,21	14,20	14,03	12,61	12,99
Na ₂ O	4,63	3,17	7,4	3,1	1,83	4,52	3,95	5,45	4,09	3,55	3,43	3,14
K ₂ O	1,65	2,10	2,1	0,8	0,94	1,56	1,23	1,82	2,07	1,44	1,20	1,44
H ₂ O ⁻	0,41	0,99	2,6	1,5	0,35	1,00	0,16	0,27		2,48	2,55	
H ₂ O ⁺	3,51	2,80			1,57	1,20	0,48	0,72	1,59			1,08
TiO ₂	2,25	1,49	2,1	2,3	0,72	2,50	2,54	2,64	3,86	2,36	3,04	2,90
CO ₂	0,10	0,03					0,13					
P ₂ O ₅	1,05	0,96	0,16	0,22	0,26	0,93	0,58	1,38	0,76	0,71	0,88	0,78
Сумма	100,39	100,54	100,4	99,9	100,06	99,95	99,91	99,78		100,18	100,20	

Нормы CIPW

<i>or</i>	9,4	12,2					4,11	6,00	1,7	5,56		
<i>ab</i>	5,2	5,8										
<i>lc</i>	9,2			6,1	8,1	16,0	11,95		10,3	8,06	12,51	12,8
<i>an</i>		7,2	10,0	3,9	4,4	2,8			8,3	2,18	5,67	6,5
<i>ne</i>	18,5	11,4	32,7	14,5	8,5	24,6	18,18	24,99	18,7	16,47	15,62	14,2
<i>kp</i>						3,6						
<i>ac</i>			1,8									
<i>ns</i>												
<i>di</i>	34,1	43,0	39,6	52,0	22,8	29,2	30,60	27,17		44,54	33,01	
<i>wo</i>		0,9							23,0			17,2
<i>en</i>									15,3			13,1
<i>fs</i>												2,2
<i>ol</i>			1,6	8,9	46,5	12,8	17,16	16,90		4,61	14,83	16,8
<i>cs</i>			0,5		1,2						0,86	1,6
<i>mt</i>	11,1	7,7	6,7	7,2	4,4	5,7	7,66	9,28	10,4	9,98	7,42	7,2
<i>hm</i>		3,5							1,4			
<i>il</i>	4,3	2,9	4,0	4,3	1,4	3,4	4,86	5,01	7,3	4,56	5,78	5,5
<i>ap</i>	2,4	2,4	0,3	1,5	0,7	1,9	1,34	3,23	1,8	1,68	2,02	1,8
<i>cc</i>	0,2											
<i>hy</i>	2,2							5,11				

13. Нефелинит («меланефелинит»), Напак, Уганда [20]. 14. Нефелинит («меланефелинит»), гора Элгон, Уганда [20]. 15. Оливиновый меланефелинит, гора Морото, Уганда [51]. 16. Оливиновый меланефелинит, гора Морото, Уганда [51]. 17. Анкаратрит, гора Элгон, Уганда [20]. 18. Таннбушит, Тринидад, Западная Атлантика [2]. 19. Оливиновый нефелинит, Оаху, Гавайские острова [57]. 20. Меллит-оливиновый нефелинит, Гонулулу [48]. 21. Средний нефелинит (8 анализов) [28]. 22. Средний нефелинит (15 анализов) [55]. 23. Средний оливиновый нефелинит (39) [55]. 24. Средний оливиновый нефелинит (21 анализ) [28].

зов главных компонентов выявили, что наиболее изменчивыми факторами, вариации которых составляют 67% от общих вариаций химического состава, являются CaO+Fe₂O₃ и MgO+FeO. Фиг. 2, на которой нанесены эти два фактора для анализов, приведенных в табл. 1 и 2, демонстрирует четкие различия между лавами и интрузивными породами. Характер распределения точек на фиг. 2 отчасти может быть обусловлен вариациями в содержании оливина и нефелина, но это объяснение не является достаточно полным. Исследования, которые прово-

дятся в настоящее время Ллойдом, должны пролить свет на причины этих вариаций.

Лавовые серии. Нефелиниты по химическому составу представляют собой более тесную группу, хотя вариации их состава также препятствуют любым попыткам обобщения. Изменения в минералогии Са—Mg—Fe-компонентов, и особенно в составе пироксенов, не представляют здесь такой острой проблемы, как в плутонических породах; вариации химического состава нефелинитов обусловлены главным образом соотношением нефелина и оливина, а также постепенным переходом их, с одной стороны, к мелилититам, а с другой — к фonoлитовым нефелинитам. Следовательно, если бы нефелиниты и оливиновые нефелиниты были определены как породы, состоящие преимущественно из нефелина, пироксена и оливина, выводы об их химических соотношениях могли бы оказаться достаточно надежными и, возможно, имеющими даже более широкое значение. Представляется очевидным, что петрология нефелин-пироксеновых пород может получить дальнейшее развитие только в том случае, если в качестве отправного пункта будут использоваться несомненно магматические породы. Если исходить из минералогии и химических особенностей лав, то многие породы ийолитовой серии можно считать дифференциатами, в формировании которых значительную, если не решающую, роль играли деятельность летучих компонентов и метасоматические процессы.

В табл. 2 представлены типичные анализы нефелинитовых лав и даек и два типа средних составов нефелинитов и оливиновых нефелинитов, которые обнаруживают некоторые интересные различия. Оба «средних» оливиновых нефелинита сходны между собой по химическому и нормативному составу, но два средних нефелинита обнаруживают различия, и если считать их несущественными, то все четыре средних состава по существу окажутся близкими. Анализ 20, представляющий собой мелилит-оливиновый нефелинит из Гонолулу, включен как представитель мелилитосодержащих лав, обычно ассоциирующихся с нефелинитами, и поэтому он вместе с анализом нефелинита 19 использован Йодером в экспериментальных исследованиях.

II.3.5. Ассоциации

В этом разделе суммированы сведения о породах, ассоциирующихся с ийолитами и нефелинитами и отчасти упоминавшихся в предшествующем изложении.

При появлении плагиоклаза мельтейгиты переходят в тералиты или нефелиновое габбро, а нефелиниты — в базаниты и тефриты, но такая ассоциация не типична. Ийолиты и уртиты иногда содержат небольшое количество щелочного полевого шпата; с увеличением содержания полевого шпата они переходят в малиньиты и затем в нефелиновые сиениты. Аналогичный переход наблюдается от нефелинитов к фonoлитовым нефелинитам и фonoлитам. С увеличением количества мелилита нефелиниты переходят в мелилититы, однако, хотя во многих плутонических комплексах обнаружены породы, богатые мелилитом, имеется мало данных в пользу существования серии переходных разновидностей от этих пород к ийолитам. Возможно, это является еще одним признаком расходящихся тенденций между ийолитовой и нефелинитовой сериями, на что обращали внимание Кинг и Сатерленд [21].

В плутонических сериях менее обычна ассоциация ийолитов с дунитами, периодотитами и пироксенитами. Оливиновые мелилититы из лавовых серий близки по составу к кимберлитам, которые в плутониче-

ских комплексах представлены поздними дайками альенитов и кимберлитов.

Породы plutонических комплексов обычно содержат в своем составе карбонаты; в небольших количествах CO_2 присутствует и во многих анализах нефелинитов. Во многих ийолитовых комплексах карбонаты встречаются как самостоятельные породы; в поверхностных условиях очевидное обогащение летучими проявляется в обломочной природе нефелинитовых вулканических толщ. В вулканической толще горы Элгон, вероятно, наиболее крупного нефелинитового вулкана, содержится около 30—40% кальцита и цеолитов [9]. Это обогащение летучими и карбонатами не следует упускать из виду при рассмотрении генезиса нефелинитов.

II.3.6. Размещение

Как древние, так и современные нефелинитовые вулканы располагаются в неорогенных секторах земной коры — либо в океанических бассейнах, либо на стабильных континентах.

Большинство ийолитовых комплексов размещается в тектонически спокойных или эпейрогенических регионах и, как правило, не связано с какими-либо орогенными движениями. Исключениями из этого правила могут служить восточная часть Скалистых гор, Айс-Ривер в Британской Колумбии [36], ряд комплексов Колорадо [49] и Высокого Атласа в Марокко [1]. Хотя все эти комплексы располагаются в пределах складчатых горных поясов, тектонические условия в момент их формирования не ясны.

Размещение нефелинитового вулканизма в различных океанических бассейнах имеет свою специфику. В Атлантическом океане нефелиниты пользуются наибольшим развитием на максимально удаленных от срединного поднятия островах: Бермудских, Фернанду-ди-Норонья, Мартин-Вас и Тринидад — в Западной Атлантике; Канарских и Кап-Верде — в Восточной Атлантике. Некоторые из этих островов поднимаются над абиссальными площадями и преимущественно, если не целиком, состоят из нефелинитов и ассоциирующихся с ними пород. Распределение нефелинитового вулканизма в Тихом океане имеет более сложный характер. Нефелиниты и ассоциирующиеся с ними породы встречаются на некоторых островах Микронезии и Полинезии (Трук, Понапе, Самоа, Кука, Таити), образующих дугу юго-восточного направления в юго-западной части бассейна Тихого океана. Уменьшение активности нефелинитового вулканизма в средней части Тихого океана проявляется в хорошо известной нефелинитовой ассоциации серии Гонолулу [54].

Полагают, что эти вулканы могли выносить с собой ксенолиты своих крупнозернистых эквивалентов, например мельтейгитов; и действительно, более глубокая эрозия на островах Таити [26], Кейп-Верде [34] и Канарских вскрыла интрузивные члены этой ассоциации.

Нефелинитовая ассоциация и интрузивные породы ийолитовой серии представлены на всех главных континентах, где они гораздо более обычны, чем в океанических провинциях. Имеющиеся в настоящее время сведения указывают на относительную редкость нефелинитов и ийолитов в Индии, Южной Америке [49] и Австралии [17].

Эти породы широко представлены в Европе: в карбоновых отложениях Британских островов, среди третичных и современных эффузивов Центральной Европы [18]. Особенности распространения этих пород на территории СССР суммированы О. А. Воробьевой [53].

Нефелиниты и породы plutонической серии наиболее широко развиты на Африканском континенте, особенно вдоль рифтовых зон,

Исчерпывающий обзор распространения щелочных пород в Восточной и Южной Африке сделан Кингом и Сатерлендом [21]. Более подробная информация о пространственном распределении и временной последовательности пород содержится в трудах семинара ЮНЕСКО, посвященного Восточно-Африканской рифтовой системе [50]. Большое число новых анализов африканских нефелинитов выполнено Вудом [55], который обратил особое внимание на тот факт, что бедные оливинном нефелиниты особенно распространены в Африке и в других континентальных провинциях, в то время как оливинные нефелиниты преобладают в океанических провинциях.

II.3.7. Форма проявления

Породы ийолитовой серии в различных количествах представлены в крупнейших щелочных плутонах — Хибинском, Ловозерском и Пилансбергском (Ретиф, устное сообщение, 1968), но они наиболее характерны для субвулканических комплексов. Последние чаще всего имеют цилиндрическую форму, диаметр несколько километров и состоят из серии интрузий, образующих в плане концентрически расположенные дугообразные тела. Карбонатиты часто представляют последнюю интрузивную фазу.

Не вызывает больших сомнений то, что во многих случаях эти комплексы располагались под нефелинитовыми вулканами. Классическим и часто фигурирующим примером является Напак в восточной Уганде [19], где шток ийолитов и карбонатитов образует эродированное ядро большого нефелинитового вулкана, остатки которого на 97% состоят из пирокластического материала. Центральный шток имеет диаметр 2 км, а первоначально вулкан имел диаметр основания более 30 км и вероятную высоту более 4 км.

Детальное описание ийолитов в Напаке и других комплексах восточной Уганды выполнено недавно Кингом и Сатерлендом (см. [49]), а их петрологическое исследование проведено Кингом [20].

В большинстве ийолитовых комплексов широко проявлен метасоматоз, даже если имеются убедительные доказательства их интрузивного происхождения. В некоторых комплексах мы встречаемся с крайним случаем, когда исследователи приходят к выводу, что ийолитовые породы полностью метасоматические и либо сформировались *in situ*, либо были перемещены в виде брекчии [33]. Два способа образования, магматический и метасоматический, не являются взаимно исключаящими друг друга: в некоторых случаях они могут быть стадиями одного и того же процесса. Однако если некоторые ийолиты представляют собой реоморфические фениты [12], а другие являются настоящими изверженными дифференциатами нефелинитовой магмы, то в конце концов должны быть установлены различия в их минералогии и петрохимии.

II.3.8. Синтез нефелинитов

В последние годы значительное внимание было уделено экспериментальному изучению при атмосферном давлении частных сечений системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ [43, 40], системы диопсид — акерманит — нефелин [32] и других систем, включающих мелилитсодержащие составы. Большинство этих работ продолжает исследования Йодера и Тилли [57], относящиеся к тетраэдру форстерит — диопсид — нефелин — кремнезем («базальтовый тетраэдр»). Было обнаружено, что эта система не достаточна для описания мелилитсодержащих

лав и должна быть дополнена изучением системы форстерит — ларнит — нефелин — кремнезем, которая учитывает обогащенность кальцием большинства мелилитов (V.I). Эта последняя система представляет собой «расширенный базальтовый тетраэдр».

Кристаллизационная диаграмма получена в результате первых исследований, но модифицирована при более поздних экспериментах, когда к системе был добавлен анортит [40]. Было установлено, что один важный путь кристаллизации ведет к единственной эвтектике (L), в которой одновременно кристаллизуются нефелин, плагиоклаз, диопсид и мелилит. Последовательность кристаллизации такова, что диопсид и нефелин никогда не кристаллизуются вместе с мелилитом или плагиоклазом. Те же результаты были получены Онума и Яги [32] для системы диопсид — акерманит — нефелин и Шерером и Йодером [41] для системы форстерит—нефелин—диопсид (V.I, фиг. 3), а также предсказывались в ранней работе Боуэна [4], посвященной системе нефелин—диопсид. Фактически ни одно из новых сечений не пересекло ассоциацию форстерит + диопсид+нефелин+ жидкость, соответствующую оливиновому нефелиниту. Насколько автор мог убедиться, эта ассоциация находится полностью в пределах системы диопсид — нефелин — SiO_2 [42]. Состав форстерита не располагается в этой системе, и оливин при равновесных условиях должен разлагаться. Достаточно странно, что ассоциация форстерит + диопсид + нефелин + жидкость не наблюдается в плоскости составов форстерит — диопсид — нефелин [41]. Таким образом, «оливиновый нефелинит» помещен на последних диаграммах для того, чтобы увязать их с предложенной моделью, кристаллизации. Нефелиниты, не содержащие оливина (и мелилита), совершенно не могут соответствовать экспериментальной модели и поэтому являются еще более загадочными!

Большая часть кажущихся несоответствий между продуктами экспериментов и горными породами происходит от того, что для описания пятикомпонентной системы используется четверная модель. Отличительные особенности пятикомпонентной системы, представляющей расширенный базальтовый тетраэдр, рассматривались Шерером и Йодером [44, 45], которые были вынуждены прибегнуть к экспериментам в системе $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$, представляющей собой удовлетворительную четверную модель нефелинит-мелилититовой ассоциации. О'Хара и Биггар [31] в своих гипотезах о генезисе этих пород также основывались на изучении этой четверной системы. Фазовые взаимоотношения в системе $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ при давлении в 1 атм достаточно сложны, но все-таки довольно сильно отличаются от природных систем, в которых важную роль играют такие дополнительные компоненты, как Na_2O , K_2O , Fe, O, CO_2 , H_2O . Аналогии с системой $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ недостаточно убедительны и нуждаются в подтверждении. Нефелиниты явно представляют собой гораздо более сложную химическую систему, и, кроме того, вероятно, необходимо рассматривать взаимоотношения между магмами нефелинитовой ассоциации в зависимости от изменения давления. Это становится очевидным при изучении плавления нефелинитовых лав.

По сравнению с базальтами нефелинитовые лавы имеют более высокие температуры ликвидуса [48], но одну из самых интересных их особенностей представляет большой температурный диапазон кристаллизации главных фаз. В оливиновых нефелинитах с Гавайских островов оливин выделяется из расплава при температуре 1305°C , а нефелин не начинает кристаллизоваться до температуры 1085°C . Если узкий интервал температур кристаллизации базальтов принято рассматривать как свидетельство их близости к моновариантным условиям [57], то

следует заключить, что при атмосферном давлении нефелиниты значительно отдалены от этих условий. Такой широкий температурный интервал кристаллизации также противоречит экспериментальным результатам Шерера, Тилли и Брауна [40], которые показали, что при давлении 1 атм главные «нефелинитовые» невариантные точки имеют близкие составы и температуры.

Экспериментальное изучение системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при давлении 1 атм [3] пролило свет на последние, низкотемпературные, стадии кристаллизации нефелинитов. Было определено положение четверной реакционной точки акмит + нефелин + гематит + альбит + жидкость, состав которой лежит близко к сечению нефелин — акмит, т. е. жидкость в невариантной точке относительно обогащена нефелиновым и акмитовым компонентами и близка по составу к типичному малиньиту [16]. Это представляет интерес, поскольку конечные стадии кристаллизации нефелинитов обычно включают эгирин и нефелин, а во многих случаях — также щелочной полевой шпат (или эгирин + анальцит). Полученная экспериментально невариантная точка может служить аналогом нефелинитового остатка и, конечно, малиньита. Кроме того, она связана моновариантной линией кристаллизации акмит + нефелин + альбит + жидкость с четверной эвтектикой, которая эквивалентна нефелиновым сиенитам или фонолитам. Это иллюстрирует возможную связь нефелинитов с фонолитами и малиньитов с нефелиновыми сиенитами. Любопытным следствием близости четверной реакционной точки к сечению нефелин — акмит является то, что небольшие флуктуации условий могут изменять последующий путь кристаллизации таким образом, что будет проявляться тенденция к обогащению жидкости акмитом. В природных условиях такие флуктуации могут вызываться изменением содержания летучих и приводить к образованию обогащенных эгирином «мельтейгитов», описанных во многих районах. Вероятно, есть основания экстраполировать эти выводы на субвулканические условия, поскольку Нолан [29] установил существование подобной точки в системе акмит—нефелин—альбит— H_2O при давлении 1 кбар.

II.3.9. Генезис

Генезис нефелинитов и ийолитов следовало бы рассматривать в отдельности, но и тогда пришлось бы ограничиться лишь главными гипотезами. Кроме того, несмотря на лучшие намерения, подобный обзор всегда будет небеспристрастным. Поэтому автор предпочел сфокусировать внимание на тех гипотезах, которые легче поддаются проверке. Необходимо в самом начале констатировать, что первичный генезис рассматриваемых пород в результате метасоматоза материала коры, возможно с последующим реоморфизмом, не может приниматься во внимание, несмотря на то что некоторые ийолиты образуются таким способом. Извержения нефелинитовых лав, особенно в океанических бассейнах, исключают возможность подобного объяснения в качестве общей гипотезы. По той же причине должны быть отвергнуты гипотезы, включающие ассимиляцию сиалической коры; кроме того, имеющиеся данные о распределении малых элементов и исследования изотопного состава указывают на мантийное происхождение этой ассоциации. Гипотезы, основывающиеся на взаимодействии нормальных основных магм с осадочными известняками (VI.3) или карбонатов с сиалическим материалом [15, 12, 10], не будут рассматриваться, хотя они, возможно, и применимы к отдельным специфическим комплексам.

Магмы, которые предлагались в качестве первичных для нефелинитовой и ийолитовой ассоциаций, широко варьируют по составу: щелочная пироксенитовая [9], щелочная перидотовая [21], перидотитовая [46] и кимберлитовая [37, 12]. Общей чертой этих первичных магм является их ультрамафический характер и в большинстве случаев присутствие необычно высоких содержаний щелочей и летучих. Этот момент стал очевидным, когда Кинг [20] допустил, что «непосредственной родоначальной магмой» для провинции восточной Уганды была магма нефелинит-мельтейгитового состава. Однако остается нерешенным вопрос о том, как образуется эта магма или какие особые условия требуются для того, чтобы вместо более обычной базальтовой магмы образовалась нефелинитовая магма. До сих пор не было предложено ни одной приемлемой схемы дифференциации, которая объяснила бы образование нефелинитовой магмы из базальтовой при низких давлениях. Отчасти ответ на этот вопрос должен заключаться в генерации магмы при высоких давлениях, но, прежде чем углубляться в этот сложный предмет, следует рассмотреть роль двух гетероморфных типов нефелинитов.

После того как в нефелинитах вулкана Морото были обнаружены ксенолиты паргаситовой роговой обманки, имеющие состав нефелинитов, Варне [51] предположил, что нефелинитовая лавовая серия образовалась в результате инкогруэнтного плавления паргасита. Он считал, что среди лав вулкана Морото представлены две серии — нефелиниты и щелочные базальты, которые сформировались путем частичного плавления гидратированного перидотита: серия нефелинитов — из роговообманковой фракции и серия оливиновых базальтов — из бедной летучими фракции. Эта идея была подвергнута сомнению Вудом [55] из-за несоответствия состава малых элементов в роговой обманке и нефелинитах.

Тилли и Йодер [47] в серии экспериментов на природных нефелинитах показали, что при повышенных давлениях они превращаются в существенно пироксеновые породы — пироксениты, содержащие в качестве второстепенных минералов магнетит, роговую обманку, оливин и магнетит. В присутствии избытка воды, особенно при более низком давлении, наблюдается образование обильной роговой обманки вместе с моноклинным пироксеном. Эти результаты, а также состав природного паргасита из вулкана Морото показывают возможность существования на глубине гетероморфной разновидности нефелинитов, но они не приближают нас к решению вопроса о том, как нефелинитовый состав обособляется в виде дискретной фазы (или ассоциации) в глубинах Земли. Хотя сами авторы и не говорят об этом, результаты их экспериментальных исследований указывают на то, что мельтейгиты являются плутоническими эквивалентами нефелинитов. Кажется вероятным, что повышенное давление в присутствии летучих или без них может быть достаточной причиной, предотвращающей образование оливина в ассоциации, имеющей нефелинитовый состав. Экспериментальные исследования, проведенные в различное время, на различном исходном нефелинитовом материале и в разных лабораториях, показывают существование интервала давлений, в пределах которого оливин не появляется в субсолидусных условиях [57, 47, 6]. Таким образом, давление можно считать существенным фактором в петрогенезисе нефелинитов.

Самые последние попытки связать образование нефелинитовых магм с общей картиной магмообразования в условиях мантии таковы:

1. О'Хара [30] предполагает, что нефелинитовая магма представляет собой продукт особого процесса фракционирования кристаллов из исходной пикритовой жидкости.

2. Кусиро и Куно [22, 25] считают, что нефелиниты образуются при специфических условиях частичного плавления мантийного перидотита.

3. Вуд [55] поддерживает идею специфического частичного плавления, но считает необходимым дополнить ее зонной очисткой и фракционированием кристаллов для того, чтобы можно было получить конечную нефелинитовую жидкость.

4. Балтитьюд и Грин [6] предполагают, что нефелинитовая магма образуется в результате фракционирования кристаллов или частичного плавления в присутствии H_2O .

II.3.9.1. Фракционирование кристаллов в безводных условиях при высоком давлении. Механизм, предложенный О'Харой, включает сепарацию от пикритовой жидкости при давлении около 30 кбар смеси граната и моноклинного пироксена («эклогитовое фракционирование»). Длительное эклогитовое фракционирование способно привести к образованию сильно недосыщенной жидкости, подобной кимберлитовому расплаву. Образованию нефелинита, помимо присутствия нормативного нефелина в остаточной жидкости, может способствовать отделение шпинель-лерцолитовой ассоциации (шпинель + оливин + моноклинный пироксен + ромбический пироксен) при умеренном давлении. В соответствии с этим механизмом нодули шпинелевого лерцолита в нефелин-содержащих лавах представляют собой родственные ксенолиты (кумуляты). О'Хара предполагает, что эклогитовое фракционирование вызывает столь значительное сокращение объема жидкости, что отпадает необходимость в привлечении других процессов, например зонной очистки для объяснения высоких содержаний редких и малых элементов в нефелин-содержащих лавах.

II.3.9.2. Плавление в безводных условиях при высоком давлении. Концепция Кусиро основывается на том, что частичное плавление относительно гомогенного вещества перидотитовой мантии при последовательно возрастающих давлениях дает все более и более недосыщенные жидкости, которые становятся базанитовыми или нефелинитовыми в том случае, если степень плавления ограничена. Кусиро и Куно [25] установили, что только при расплавлении 2% перидотита образуется жидкость базанитового состава; но для того, чтобы получить нефелинитовую жидкость, степень плавления перидотита предположительно должна быть еще меньшей.

II.3.9.3. Последующая зонная очистка и фракционирование. Вуд [55] придерживается гипотезы Кусиро и Куно, но считает, что она не в состоянии объяснить причину обогащения нефелинитов редкими и малыми элементами по сравнению с щелочными базальтами и толеитами. Для того чтобы получить необходимые количества редких и малых элементов, он привлекает предложенный Харрисом [14] механизм зонной очистки в процессе подъема магмы, включающий непрерывное растворение пород кровли и стенок камеры и кристаллизацию магмы. К сожалению, такой процесс сомнителен, поскольку состав магмы на более высоких уровнях должен соответствовать продуктам плавления в условиях более низкого давления и, согласно схеме Кусиро и Куно, не может быть нефелинитовым. Действительно, если схема Кусиро и Куно приемлема, то нет необходимости в привлечении зонной очистки, поскольку образующаяся в ничтожных количествах жидкость должна содержать высокие концентрации редких и малых элементов, извлекаемых из плавящихся в первую очередь акцессорных и второстепенных фаз мантийного перидотита [30].

Вуд — единственный автор, исследовавший взаимоотношения между нефелинитами и оливиновыми нефелинитами. На основании средних

анализов, приведенных в табл. 2, он предположил, что нефелиниты могут быть получены из исходных оливиновых нефелинитов путем отделения оливина и шпинели, однако признавал трудности, связанные с тем, что шпинель не встречается в качестве фенокристаллов в нефелинитах. Йодер и Тилли [57] обнаружили включения шпинели в оливиновых фенокристаллах из оливинового нефелинита дайки Пейли на острове Оаху (анализ 19, табл. 2), но, вероятно, любая шпинель в лавах связана с лерцолитовыми нодулями, которые Вуд, исходя из других данных, рассматривает как случайные, не родственные ксенолиты. Механизм, предложенный Вудом, требует, чтобы шпинель выделялась из жидкости самостоятельно, без одновременного соосаждения оливина.

Альтернативная возможность заключается в том, что две магмы, имеющие состав оливинового нефелинита и нефелинита, представляя различные выплавки, первая из которых включает больше расплавленных оливинового и шпинелевого компонентов. Кусиро и Куно [25] предполагали, что выплавление шпинели может иметь место на глубоких уровнях, но они не привели достаточных доказательств этой точки зрения, а более поздние эксперименты Кусиро [22] показали, что при повышении давления содержание шпинели в жидкости уменьшается.

II.3.9.4. Кристаллизация и плавление при высоком давлении в присутствии H_2O . Экспериментальные работы Балтитьюда и Грина [6] посвящены выяснению взаимоотношений между оливиновыми нефелинитами и оливин-мелилитовыми нефелинитами и, как и другие экспериментальные работы того времени, не дали ничего нового в отношении генезиса бедных оливином нефелинитов. Эти исследователи утверждали, что при высоком давлении в присутствии H_2O преобладающей жидкостной фазой оливинового нефелинита является ромбический пироксен. В результате фракционирования ромбического пироксена должна получаться жидкость, состав которой соответствует оливин-мелилитовому нефелиниту. О'Хара [30] считает, что эти выводы «не приемлемы в настоящее время», и высказывает сомнение, не являются ли конечные продукты этих экспериментов первичным исходным материалом. Кроме того, экспериментальные результаты Кусиро [23, 24], полученные в запаянных капсулах, находятся в прямом противоречии с опытами Балтитьюда и Грина. Кусиро пришел к выводу, что в процессе их опытов происходила потеря воды и щелочей. Учитывая типично взрывной характер нефелинитового вулканизма, следовало бы ожидать, что если генезис нефелинитов определяется сепарацией ромбического пироксена, то по крайней мере некоторые нефелиниты должны содержать фенокристаллы ромбического пироксена, однако этого не наблюдается.

II.3.9.5. Плавление в открытой системе. Одно из основных допущений во всех рассмотренных выше гипотезах заключается в том, что плавление и кристаллизация происходят в закрытой системе, или при постоянном валовом составе. Но если принять во внимание высокие содержания летучих в нефелинитовой ассоциации, это допущение становится весьма сомнительным или даже совершенно неприемлемым. Анализ нефелинитовых ассоциаций показывают такие вариации в содержании большинства главных элементов, которые необъяснимы с точки зрения равновесной системы кристалл \rightleftharpoons жидкость. По этой причине любая гипотеза о генезисе нефелинитов должна учитывать роль летучих и подвижных элементов. И хотя речь идет о факторе, влиянии которого далеко не исследовано, тем не менее высокие концентрации летучих являются характерной особенностью этой ассоциации и было бы нелогично игнорировать их роль в петрогенезисе.

В отношении летучих можно сделать два предположения. Во-первых, плавление должно быть следствием неравномерности распределения энергии в местах генерации магмы и нет априорных причин, которые объясняли бы, почему эти области, открытые в отношении энергии, должны быть закрытыми для летучих: напротив, априори можно сделать обратное предположение. Во-вторых, в присутствии летучих плавление должно начинаться при значительно более низких температурах, чем в безводных условиях [23] и приводит к уменьшению общего объема системы. Первым следствием этого должна быть генерация небольшого объема насыщенного летучими расплава при температурах, значительно более низких, чем те, которые необходимы для частичного плавления в большем масштабе; этот расплав будет содержать более высокие концентрации редких и малых элементов и, следовательно, будет казаться сильно «дифференцированным». Образование и миграция (или извержение) этого начального расплава должны сопровождаться дальнейшим притоком летучих из областей, окружающих расплавленную зону; и действительно, весь процесс может вызываться и распространяться локальной дегазацией мантии (III.2; VI.a, 16).

Можно сделать некоторые заключения также о природе газовой фазы при нефелинитовом вулканизме. Характерной частью нефелинит-ийолитовой ассоциации являются карбонатиты; вулканизм имеет типично взрывчатый характер, а пирокластический материал богат карбонатами.

Все действующие вулканы Восточной Африки являются нефелинитовыми: Ол-Доиньо-Ленгаи в Восточной Рифтовой зоне, а также Ньярагонго и Ньямалагира в Западной Рифтовой зоне. Самые последние фазы деятельности вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи представлены пеплами и лавами, состоящими из щелочных карбонатов. Газы непрерывно выделяются из лавового озера в Ньярагонго и преобладающей составной частью их является углекислота [8]. Горячие пары, исходящие из трещин вокруг лавового озера Ньярагонго, также богаты CO_2 [Хантингдон, устное сообщение, 1972]. Тазиев отметил, что, хотя отношение CO_2 к твердым продуктам из этого вулкана трудно определить, оно должно быть необычайно высоким (устное сообщение, 1969). Из этого неизбежно следует вывод, что мы имеем дело не просто с силикатной системой, но с такой системой, в которой CO_2 и карбонаты играют важную, если не первостепенную роль.

Во всех этих явлениях вода играет вспомогательную роль по отношению к двуокиси углерода. Это подтверждается и экспериментальными исследованиями. Кусиро [23, 24] указывает, что добавление H_2O к мантийным составам при высоких давлениях расширяет поле устойчивости оливина в области ликвидуса, в то время как ряд экспериментальных работ с нефелинитовыми составами [57, 47, 7] свидетельствует о том, что устойчивость оливина уменьшается при высоких давлениях. Оливин отсутствует также в мельтейгитах, плутонических эквивалентах нефелинитов; таким образом, вопреки ожиданиям, вода играет подчиненную роль в повышении устойчивости оливина. Экспериментальное изучение системы флогопит — H_2O — CO_2 [56] показывает, что устойчивость этого минерала, который имеет существенное значение в высокобарических эквивалентах нефелинит-мелилититовой ассоциации, возрастает по мере увеличения парциального давления двуокиси углерода.

При попытках найти петрогенетические факторы, определяющие образование трех типов магм — нефелинитовой, оливин-нефелинитовой и оливин-мелилит-нефелинитовой, — вероятно, наиболее многообещающим кандидатом является двуокись углерода. Химические анализы

и вариационные диаграммы (фиг. 1 и 2) подтверждают, что оливиновые нефелиниты могут быть представлены как нефелин + оливин + шпинель. Некоторые из этих пород, содержащие обильные фенокристаллы оливина, вероятно, являются кумулатами, образующимися при низких давлениях, что подтверждается высокими температурами оливинового ликвидуса в этих породах. Другие породы, являющиеся типичными представителями океанических оливиновых нефелинитов, могут представлять мантийные выплавки, образующиеся в присутствии ограниченных количеств CO_2 и H_2O (возможно, с преобладанием H_2O), что не слишком сильно уменьшает устойчивость оливина и шпинели. Бедные оливином нефелиниты, которые характерны для континентальных вулканов, и их более глубокие эквиваленты — мельтейгиты представляют собой выплавки, образовавшиеся в условиях более высокого содержания летучих с преобладанием CO_2 , когда устойчивость оливина резко понижена. Такие условия предположительно существуют под стабильными континентами, где процесс дегазации мантии затруднен, и это приводит к широкому развитию метасоматоза и появлению щелочных ультрамафических ассоциаций, бедных оливином.

По мере увеличения количества мелилита нефелиниты постепенно переходят в мелилититы с одновременным понижением содержания кремнезема и относительным повышением содержания окислов металлов, в особенности СаО. Эти изменения трудно уловимы, и для того, чтобы получить ясную картину, требуется большое количество анализов свежих, совершенно неизмененных пород. При столь высокой активности летучих в этих расплавах, вероятно, нет необходимости привлекать какой-либо специальный процесс фракционирования или частичного плавления, чтобы увязать нефелиниты с мелилититами. Сахама [38] предположил, что богатые мелилитом магмы вулкана Ньирагонго могут представлять собой силикатный расплав с высоким содержанием карбонатов, образующийся в результате накопления летучих в верхних частях нефелинитовой магматической камеры. Вероятные взаимоотношения проще всего могут быть суммированы следующим образом: ассоциация нефелинит + карбонатит эквивалентна мелилититу + CO_2 . Таким образом, карбонатиты образуются в условиях отделения от силикатного расплава дискретного карбонатного флюида.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Agard J., Les carbonatites associées du massif de roches alcalines du Tamazert, XXIst Int. Geol. Cong. Part XIII, 293—303, 1960.
2. Almeida F. F. M., de, Geologia e petrologia da Ilha da Trindade, Brazil Div. Geol. Min. Monographia, 18, 1961.
3. Bailey D. K., Schairer J. F., The system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ at 1 atms., and the petrogenesis of alkaline rocks, Jour. Petrol., 7, 114—170, 1966.
4. Bowen N. L., Genetic features of the alnöitic rocks of Isle Cadieux, Quebec, Am. Jour. Sci., 3, 1—34, 1922.
5. Brogger W. C., Das Fengebiet in Telemark, Norway, Vidensk. selsk. Skrifter, I, Mat.-Naturv. Klasse, 9, 1921.
6. Bultitude R. J., Green D. H. Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite, Earth Planetary Sci. Letters, 3, 325—337, 1968.
7. Bultitude R. J., Green D. H., Highly undersaturated rocks in upper mantle conditions, Nature, 226, 748—749, 1970.
8. Chaigneau M., Tazieff H., Fabre R., Composition des gaz volcaniques du lac de lave permanent du Nyiragongo, Acad. Sci. (Paris), C. R., 250, 2482—2485, 1960.
9. Davies K. A., The building of Mt. Elgon, E. Africa, Geol. Surv. Uganda, Mem. 7, 1952.
10. Dawson J. B., Oldoinyo Lengai, In The Carbonatites, Eds., Tuttle and Gittins, John Wiley and Sons, New York, 155—168, 1966.

11. *Eckermann von H.*, The alkaline district of Alnö Island, Sver. Geol. Underök. Ser Ca. № 36, 1948.
12. *Eckermann von H.*, The petrogenesis of the Alnö alkaline rocks, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 40, 25—36, 1961.
13. *Erikson R. L., Blade L. V.*, Geochemistry and petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 425, 1963.
14. *Harris P. G.*, Zone refining and the origin of potassic basalts, Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 195—208, 1957.
15. *Holmes A.*, Petrogenesis of katungite and its associates, Am. Mineral., 35, 772—792, 1950.
16. *Johannsen A.*, A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, U. of Chicago Press, Chicago, 1938.
17. *Joplin G. A.*, A Petrography of Australian Igneous Rocks, Angus & Robertson, Sydney, 1964.
18. *Jung J., Brousse R.*, Bull. Serv. Carte Geol. France, 58, 569—629, 1961.
19. *King B. C.*, The Napak area of Karamoja, Uganda, Geol. Surv. Uganda, Mem. 5, 1949.
20. *King B. C.*, Petrogenesis of the alkaline igneous rock suites of the volcanic and intrusive centers of E. Uganda, Jour. Petrol., 6, 67—100, 1965.
21. *King B. C., Sutherland D. S.*, Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa, Science Progress, 48, 298—321; 504—524, 709—720, 1960.
22. *Kushiro I.*, Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle, Jour. Geophys. Res., 73, 619—634, 1968.
23. *Kushiro I.*, Discussion of the paper The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle, by *Green D. H.*, Tectonophys., 7, 427—436, 1969.
24. *Kushiro I.*, Systems bearing on melting of the upper mantle under hydrous conditions, Carn. Inst. Wash. Yr. Bk., 68, 240—245, 1970.
25. *Kushiro I., Kuno H.*, Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks, Jour. Petrol., 4, 75—89, 1963.
26. *Lacroix A.*, La constitution lithologique des îles de la Polynésie australe, Mem. Acad. Sci. France, 59, 1—80, 1929.
27. *Lehijärvi M.*, The alkaline district of Iivaava, Kuusamo, Finland, Bull. Comm. Geol. Fin., 185, 1960.
28. *Nockolds S. R.*, Average chemical compositions of some igneous rocks, Bull. Geol. Soc. Amer., 65, 1007—1032, 1954.
29. *Nolan J.*, Melting-relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSiO}_4 - \text{NaFeSi}_2\text{O}_6 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{H}_2\text{O}$, Quart. Jour. Geol. Soc. Lond., 122, 119—158, 1966.
30. *O'Hara M. J.*, The bearing of phase equilibria studies on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks, Earth Sciences. Revs., 4, 69—133, 1968.
31. *O'Hara M. J., Biggar G. M.*, Diopside + spinel equilibria, anorthite and forsterite reaction relations in silica-poor liquids in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ at atmospheric pressure, Am. Jour. Sci., 267-A, 364—390, 1969.
32. *Onuma K., Yagi K.*, The system diopside — akermanite — nepheline, Am. Min., 52, 227—243, 1967.
33. *Parsons G. E.*, Niobium-bearing complexes east of Lake Superior, Ontario Dept. Mines, Geol. Rep., 3, 1961.
34. *Part G. M.*, Volcanic rocks from the Cape Verde Islands, Bull. Brit. Mus., 1, № 2, 27—72, 1950.
35. *Pulfrey W.*, Ijolitic rocks near Homa Bay, W. Kenya, Quart. Jour. Geol. Soc. Lond., 105, 425—459, 1950.
36. *Rapson J. E.*, Carbonatite in the alkaline complex of the Ice River area, Min. Soc. India, I.M.A. Volume, 9—22, 1966.
37. *Sæther E.*, The alkaline rock province of the Fen area in southern Norway, Norske Vidensk. selsk. skrifter, № 1, 1957.
38. *Sahama Th. G.*, Petrology of Mt. Nyiragongo, Trans. Edin. geol. Soc., 19, 1—28, 1962.
39. *Sahama Th. G., Hytönen K.*, Calcium-bearing magnesium-iron olivines, Am. Mineral., 43, 862—871, 1958.
40. *Schäirer J. F., Tilley C. E., Brown M. A.*, The join nepheline — diopside — anorthite and its relation to alkali basalt fractionation, Carn. Inst. Wash. Yr. Bk., 66, 467—471, 1968.
41. *Schäirer J. F., Yoder H. S. Jr.*, The system forsterite — nepheline — diopside, Carn. Inst. Wash. Yr. Bk., 59, 70—71, 1960.
42. *Schäirer J. F., Yoder H. S. Jr.*, The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline — diopside — silica, Am. Jour. Sci., 258-A, 273—283, 1960.
43. *Schäirer J. F., Yoder H. S. Jr.*, Crystal and liquid trends in simplified alkali basalts, Carn. Inst. Wash. Yr. Bk., 63, 65—74, 1964.
44. *Schäirer J. F., Yoder H. S. Jr.*, The join albite-anorthite-akermanite, Carn. Inst. Wash. Yr. Bk., 67, 104—105, 1969.

45. Schairer J. E., Yoder H. S. Jr., Pyroxenes and related systems, Carn. Inst. Wash. Yr. Bk. 68, 202—214, 1970.
46. Strauss C. A., Truier F. C., The alkaline complex at Spitskop, Trans. Geol. Soc. S. Africa, 53, 81—125, 1951.
47. Tilley C. E., Yoder H. S. Jr., The pyroxenite facies conversion of melilite-bearing assemblages, Carn. Inst. Wash. Yr. Bk., 66, 457—460, 1968.
48. Tilley C. E., Yoder H. S. Jr., Schairer J. F., Melting relations of volcanic tholeiite and alkali-rock series, Carn. Inst. Wash. Yr. Bk., 64, 69—82, 1965.
49. Tuttle O. F., Gittins J., The Carbonatites, John Wiley and Sons, New York, 1966.
50. UNESCO Seminar on the East Africa Rift System, University College, Nairobi, 1965.
51. Varne R., The petrology of Moroto Mountain, Eastern Uganda, and the origin of nephelinites, Jour. Petrol., 9, 169—190, 1968.
52. Vlasov K. A., Kuzmenko M. V., Eskola E. M., The Lovozero alkali massif, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1966.
53. Vorobieva O. A., Alkali rocks of the U.S.S.R., XXI Int. Geol. Cong. Part XIII, 7—17, 1960.
54. Winchell H., Honolulu Series, Oahu, Hawaii, Bull. Geol. Soc. Amer., 58, 1—48, 1947.
55. Wood C. P., A geochemical study of E. African alkaline lavas and its relevance to the petrogenesis of nephelinites, Unpublished Ph. D. thesis, U. of Leeds, 1968.
56. Yoder H. S. Jr., Phlogopite—H₂O—CO₂, an example of the multicomponent gas problem, Carn. Inst. Wash. Yr. Bk., 68, 236—240, 1970.
57. Yoder H. S. Jr., Tilley C. E., Origin of basalt magmas, Jour. Petrol., 3, 342—532, 1962.

II.4. МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРОД

Д. Уилкинсон

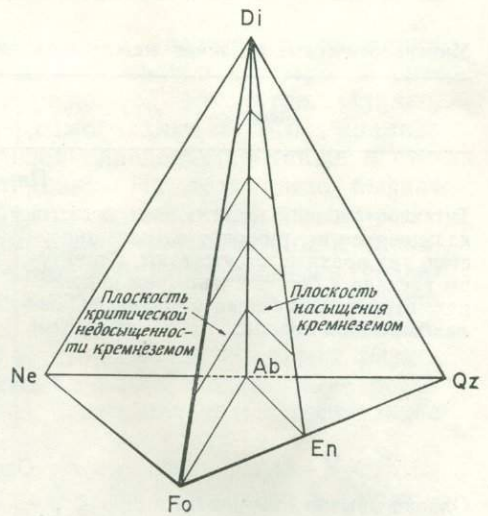
II.4.1. Введение

Базальтовые породы, главным образом разности, состоящие из обогащенного кальцием моноклинного пироксена и кальциевого плагиоклаза, могут быть в первом приближении подразделены на щелочной и субщелочной типы [37, 186, 106]. Субщелочные базальты включают в себя основные разности толеитовых и известково-щелочных серий, т. е. серии Р и Н в соответствии с определением Куно [93]. Щелочные базальты и базаниты совместно с их интрузивными аналогами (в данной работе они все вместе называются щелочно-базальтовыми породами) принадлежат к числу наиболее распространенных членов щелочной оливин-базальтовой магмы [150, 35]. Вначале термин «оливиновые базальты» был употреблен применительно к группе пород острова Малл [9], а затем был выделен оливин-базальтовый тип магмы [91].

Не учитывающая ни железа, ни калия система диопсид — форстерит — нефелин — кварц (так называемый базальтовый тетраэдр) представляет собой удобный способ изображения основных минералогических особенностей главных типов базальтов, которые в соответствии с их нормативными составами образуют пять групп (фиг. 1) [204]:

1. Толенты (пересыщенные): нормативные кварц и гиперстен.

Фиг. 1. Схематическая диаграмма системы Di—Fo—Ne—Qz, на которой показаны плоскость насыщения кремнеземом Di—En—Ab и плоскость критической недосыщенности кремнеземом Di—Fo—Ab [204].



2. Толейты (насыщенные, гиперстеновые базальты): нормативный гиперстен.
3. Оливиновые толейты (недосыщенные): нормативные гиперстен и оливин.
4. Оливиновые базальты: нормативный оливин.
5. Щелочные базальты: нормативные оливин и нефелин.

Многие петрологи считают породы, принадлежащие к группам 1—3, субщелочными. Щелочные базальты, располагающиеся вблизи критической плоскости недосыщенности кремнеземом со стороны нефелинсодержащих составов, сложены оливином, моноклинным пироксеном с высоким содержанием кальция, плагиоклазом (более кальциевым, чем Ap_{50}) и окислами железа; нефелин и анальцит могут присутствовать лишь в качестве второстепенных минералов. С увеличением недосыщенности, выражающейся в росте количества модалльного нефелина или анальцита, щелочные базальты сменяются базанитами, в которых содержание нормативного нефелина (ne) превышает 5% [109, 70, 44]. Были описаны также высокоалюминиевые разности щелочных и субщелочных базальтов, как афировые, так и с вкрапленниками плагиоклаза; содержание в них Al_2O_3 превышает 17%. Дальнейшие химические вариации в пределах индивидуализированных групп пород могут быть обусловлены различиями отношений $(FeO+Fe_2O_3)/Mg$ и K_2O/Na_2O ; таким образом, в ряду базанит — кварцевый толейт были выявлены определенные семейства пород базальтового состава, что имеет фундаментальное значение как для классификации самих базальтов, так и для многих петрологических построений.

II.4.2. Различия между щелочными и субщелочными базальтами

II.4.2.1. Минералогические и петрографические критерии.

Минералогические различия между щелочными и субщелочными базальтами рассматривались многими петрологами [91, 150, 177, 186, 188, 97, 93, 109]. Некоторые из наиболее широко используемых критериев сведены в табл. 1. Щелочные и субщелочные базальты обычно можно различить по петрографическим признакам, если они представлены средне- или крупнозернистыми породами или если их составы располагаются достаточно далеко от критической плоскости недосыщенности, чтобы

Минералогические различия между щелочными и субщелочными основными породами

Щелочные	Субщелочные
Пироксен	
Титаносодержащий салит или богатый кальцием авгит; пижонит и (или) гиперстен, как правило, отсутствуют. Структуры распада в богатых кальцием пироксенах отсутствуют даже в медленно охлаждавшихся породах	Авгит (обычно с низким содержанием TiO_2), который может окаймляться зонами субкальциевого авгита с пижонитом или гиперстеном (или обоими минералами). Гиперстен — обычный обедненный кальцием пироксен известково-щелочных основных пород. В благоприятных условиях охлаждения в богатых и бедных кальцием пироксенах часто наблюдаются структуры распада
Оливин	
Оливин обычно содержится в виде фенокристаллов и в основной массе; ему присуща нормальная зональность. Оторочки обедненного кальцием пироксена отсутствуют, но в некоторых породах оливины могут окаймляться диопсидом	Оливин, если присутствует, является исключительно минералом вкрапленников. Он обычно незонален, часто резорбируется и окаймляется обедненными кальцием пироксенами
Амфибол	
Может присутствовать обогащенный TiO_2 керсутит	Амфибол обычно нехарактерен для толеитов, за исключением долеритовых пегматитов. Известково-щелочные габбро часто содержат зеленый или зеленовато-коричневый кальцийсодержащий амфибол, нередко в виде оторочек вокруг авгита
Фельзические минералы	
Плагноклаз по составу соответствует лабрадору — натровому битовниту, иногда он содержит зоны анортклаза. Щелочной полевой шпат может присутствовать в интерстициях. Нефелин и анальцит или другие «недосыщенные» цеолиты присутствуют в переменных количествах	Плагноклаз — лабрадор — натровый битовнит. Для толеитов характерен пигментированный стекловатый кислый остаток; в интрузивных породах ему соответствуют кварц-полевошпатовые сростки; в более пересыщенных разностях содержится модалный кварц

Широкое использование некоторых критериев табл. I требует критического подхода. Так, некоторые толеитовые лавы содержат окрашенный в фиолетовые тона (предположительно титаносодержащий) моноклинный пироксен, а в их основной массе может встречаться оливин без признаков реакционных взаимоотношений [32, 37, 188]. В относительно калиевых толеитовых породах и в разностях с нормативным оливином щелочной полевой шпат является потенциальной фазой основной массы и не сопровождается модалным кварцем.

могли появиться минералы, характеризующие степень насыщенности пород кремнеземом, такие, как нефелин или обедненный кальцием пироксен. Петрографическое различие их становится затруднительным или невозможным в случае мелкозернистых пород, сложенных, например, ассоциацией оливин — моноклинный пироксен — плагноклаз — окислы железа — (стекло), составы которых ложатся в переходную зону между щелочными и субщелочными типами. Во многих случаях петрографическое выявление щелочной или субщелочной природы той или иной группы пород невозможно из-за ограниченной возможности использования оптических методов для определения состава моноклинных пироксенов основной массы, особенно если они представлены разновидностями, обогащенными алюминием или титаном.

II.4.2.2. Химические критерии. Химические анализы в сочетании с рассчитанными нормативными составами обеспечивают строгое разграничение щелочных и субщелочных разностей базальтов. Однако, кроме ошибок, зависящих от качества самого химического анализа (Йодер и Тилли, 1965), ценность анализов определяется также и степенью изменения анализируемого материала. На деле часто бывает достаточно трудно отобрать свежие образцы, так как базальтовые породы, а особенно их щелочные разности, очень чувствительны к низкотемпературным преобразованиям, нередко сопровождающимся селективным выщелачиванием [191]. В результате окисления и гидратации оливина и окисления титаномагнетита нормативный состав щелочно-базальтовых пород может сместиться в сторону субщелочных разностей. Поэтому анализимовые оливиновые базальты, содержащие нефелин-нормативный моноклинный пироксен, могут показать значительное количество *hy*, обусловленное изменением оливина [151].

На харкеровскую вариационную диаграмму $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (вес. %), включающую границу между гавайскими щелочными и толеитовыми базальтами [109], были нанесены составы дифференциатов обеих вулканических серий. За исключением меланократовых пикритовых и анкарамитовых разностей, обогащенные темноцветными минералами щелочные лавы содержат больше $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, чем толеитовые породы с аналогичным содержанием кремнезема. Эта диаграмма является хорошим инструментом для предварительного расчленения пород, но ее возможности сильно ограничены в отношении пород, располагающихся вблизи от линии гавайской серии [188], поэтому вряд ли она может быть успешно использована для всех базальтовых провинций [5].

Наиболее бесспорное подразделение базальтовых пород на две группы — щелочную и субщелочную — может основываться только на их нормативных составах, т. е. в зависимости от присутствия *pe* или *qz*. Чейес [37] рассчитал, что породы, не содержащие ни *pe*, ни *qz*, охватывают, по-видимому, менее 25% анализов кайнозойских меланократовых вулканитов. Многие *hy*-содержащие базальты, проецирующиеся на фиг. 1 вблизи переходной зоны, включают разности, которые оказываются за пределами классификации базальтов Йодера и Тилли [204], несмотря на присущий им щелочной характер. Нередко эти базальты ассоциируются с пересыщенными кремнеземом щелочными лейкократовыми лавами типа пантеллеритов, комендитов и т. д. Эти «слабо щелочные» *hy*-содержащие базальты были выделены из числа базальтов, переходных к типичным толеитам на основании величины индикаторного отношения $(\text{IR}) \text{Hy}/(\text{Hy} + 2\text{Di})$ (в молекулярных пропорциях нормативных минералов, вычисленных по системе CIPW) [41]. Слабо щелочные базальты островов Реюньон, Пасхи, Галапагосских и Вознесения характеризуются меньшей степенью насыщенности метасиликатами, чем толеиты ($\text{IR} = 0,65 \pm 0,20$). Польдерваарт [126] выделял *hy*-содержащие щелочные базальты от оливиновых толеитов по положительной или отрицательной величине $\text{Ab} - 1,95886\text{En}_{hy} - 1,49064\text{Of}_{hy}$, где Ab , En_{hy} и Of_{hy} представляют соответственно нормативные альбит и энстатитовый и ферросилитовый миналы в гиперстене. Чейес [37] различает щелочные и субщелочные базальты по отрицательной (щелочные) или положительной (субщелочные) величине $D^* - 32,26$, где $D^* = (x_i + 1,19 x_j) - (0,006x_i^2 + 0,014 x_i x_j + 0,011x_j^2)$, $x_i = hy'$, $x_j = ol'$, а $hy' + ol' + di' = 100$. Эта дискриминантная функция позволила правильно расклассифицировать свыше 96% рассматривавшихся анализов [37]. Ле-Метр [106] также пользовался дискриминантными функциями для разграничения щелочных и субщелочных серий.

Классификация щелочно-базальтовых пород

	Интрузивные	Эффузивные	Примечание
Щелочного полевого шпата < 10% суммы полевых шпатов Фельдшпатоидов < 10% общего объема породы	Щелочное габбро Щелочной долерит	Щелочной базальт	Анальцимсодержащий долерит-кринанит; последний термин употреблять не рекомендуется [174]
Щелочного полевого шпата от 10 до 40% суммы полевых шпатов Фельдшпатоидов < 10% общего объема породы	Монцогаббро Трахидолерит	Трахибазальт	Щелочной полевой шпат входит в число главных минералов; монцогаббро = щелочной мангерит типа Хурум [120] = = сиено-габбро других классификаций (см. [87])
Щелочного полевого шпата < 10% суммы полевых шпатов Фельдшпатоидов > 10% общего объема породы	Тералит Тешенит	Нефелиновый базанит (нефелин-оливиновый тефрит) Анальцимовый базанит (анальцим-оливиновый тефрит)	Нефелин — главный минерал; тералит типа Дюппау сравнительно обогащен щелочным полевым шпатом и близок к эссекситу Анальцим — главный минерал; широко проявлена анальцимизация полевых шпатов
Щелочного полевого шпата от 10 до 40% суммы полевых шпатов Фельдшпатоидов > 10% общего объема породы	Эссексит Гленмуирит	Нефелиновый трахибазальт Анальцимовый трахибазальт	Нефелин и щелочной полевой шпат — главные минералы; в идеальном случае модалльный плагиоклаз должен быть более кальциевым, чем Ap_{50} , и тогда порода может быть названа габбро-эссекситом; во многих эссекситах состав плагиоклаза менее кальциевый, чем Ap_{50} . Эссекситы Осло и Маунт-Ройал не соответствуют определению этих пород [143] Главные минералы — анальцим и полевые шпаты; многие тешениты, по-видимому, близки по модалльному составу к гленмуиритам

Важной чертой всех этих ассоциаций является пара: обогащенный кальцием моноклинный пироксен + кальциевый плагиоклаз ($> Ap_{50}$), обычно присутствует оливин, часто в значительном количестве ($> 10\%$ объема породы).

Габброидные породы крупнозернистые (средний размер зерен > 5 мм); долеритовые — среднезернистые (средний размер зерен 1—5 мм), базальтовые — тонкозернистые (средний размер зерен < 1 мм).

II.4.3. Классификация щелочно-базальтовых пород

Щелочно-базальтовые породы слагаются в основном богатым кальцием моноклинным пироксеном и кальциевым плагиоклазом и могут быть расчленены по относительным количествам плагиоклаза и щелочного полевого шпата и содержанию фельдшпатоидов. Модалльный пла-

гиоклаз имеет более кальциевый состав, чем Ap_{50} , и, хотя нормативные составы плагиоклазов $(An \times 100)/(Ab + An)$ обычно соответствуют ряду лабрадора или натрового битовнита, это отчасти обусловлено присутствием алюминия в моноклинном пироксене, альбита в полевом шпате и наличием модалного анальцима.

В этом разделе рассматриваются только две классификации щелочно-базальтовых пород. Одна из них (табл. 2), основанная на классификации Нокколдса [120], ранее использовалась для общей петрографической классификации базальтовых пород [186]. Другая базируется на рекомендациях Комитета по номенклатуре изверженных пород [143] (II.1). Различия между этими двумя классификациями заключаются главным образом в количестве фельдшпатоидов, включаемых в понятие «главный породообразующий минерал», в небольшой разнице полевошпатового отношения для ряда пород (например, эссекситов) и в выделении Штрекейзенем группы фойдитов при $F=60$, которые связывают умеренно недосыщенные щелочно-базальтовые разновидности пород с ультращелочными, в идеальном случае не содержащими существенных количеств полевых шпатов и включающими такие типы пород, как нефелиниты и анальцитимиты.

Трудности в определении под микроскопом модалного содержания полевых шпатов и фельдшпатоидов, очевидно, вносят некоторые ограничения в табличную классификацию; кроме того, тройные составы полевых шпатов загромождают их упрощенное разделение на плагиоклазы и щелочные полевые шпаты. То, что номенклатура изверженных пород должна в первую очередь основываться на модалных составах, признается многими, но лишь в немногих классификациях одновременно учитываются модалный состав и химизм пород. Возможно более полное соответствие модалного и химического составов является крайне желательным, но редко достигается. Это можно проиллюстрировать на примерах модалного и химического значений термина «щелочной базальт».

Хотя щелочными часто называют слабо недосыщенные тонкозернистые базальты, термин «щелочной базальт» редко используется в петрографических описаниях толщ щелочных вулканитов. Во многих генерализованных классификациях меланократовых пород, основывающихся на модалных составах, верхний предел полевошпатового отношения щелочных базальтов принимается близким к 90, и те породы, в которых модалный и нормативный плагиоклаз является более кальциевым, чем Ap_{50} , и полевошпатовое отношение находится между 90—65, называют трахибазальтами или латит-базальтами (по Штрекейзену). Несмотря на критические высказывания по поводу термина «трахибазальт», он все же употребляется гораздо шире, чем термин «латит-базальт», для обозначения слабокалиевых базальтов, пользующихся довольно широким распространением в ряде щелочно-базальтовых провинций [2, 104, 160, 143].

Так как андезитовые разности пород натрового щелочного ряда, а именно гавайиты, выделяются, помимо прочих признаков, по отношению K_2O/Na_2O , меньшему, чем 1 : 2 [109], то следует попробовать использовать отношение щелочей в качестве возможного параметра применительно и к меланократовым разностям пород этого ряда.

Утимудзу [160] и Курасава [98], следуя в какой-то мере за Куно [95], определили трахибазальты как меланократовые вулканические породы, в которых нормативное отношение $(Or \times 100)/(Or + Ab + An)$ превышает 15. Приняв $(An \times 100)/(Ab + An) = 50$, получим отношение K_2O/Na_2O , близкое к 1 : 2. Величина отношения щелочей, равная 1 : 2 и принятая в качестве граничной при выделении щелочных базальтов от

трахибазальтов, по-видимому, должна выражаться в присутствии избыточного анортноклаза или натрового санидина в щелочных базальтах, если сохраняется необходимое полевошпатовое отношение в соответствии с требованиями модальной классификации. Если $A+P=50$, тогда верхний предел содержания модального щелочного полевого шпата в породе будет примерно составлять лишь 5%.

В связи с весьма ограниченными данными о химическом и модальном составе тонкозернистых щелочно-базальтовых пород и отсутствием детальных сведений о природе и химизме отчетливо зональных плагиоклазов (в которых, по всей вероятности, широко развиты твердые растворы тройных полевых шпатов) корреляция модальных содержаний щелочных полевых шпатов с количеством щелочей в породах в настоящее время невозможна. Нормативные составы полевого шпата щелочных базальтов Гебридских и Гавайских островов проецируются в системе $Ab-Ap-Og$ в однофазное поле полевого шпата, и большая часть K_2O , установленного в анализах пород (табл. 4, 3 и 4), предположительно содержится в калиевом плагиоклазе. Более калиевые нормативные полевые шпаты, например состава $Ab_{42}Ap_{43}Og_{15}$, попадают в поле двух фаз полевых шпатов, и тогда натровый санидин становится потенциальной фазой. Слабо недосыщенные, щелочные породы (содержащие либо *hy*, либо *ne*) с отношением K_2O/Na_2O менее 1:3 по отношению полевых шпатов, вероятно, соответствуют определению щелочных базальтов, основывающемуся на модальном составе. Лавы с отношением щелочей 1:3—1:2 могут быть промежуточными между натровыми щелочными базальтами и трахибазальтами.

Макдоналд и Кацура [109], Грин и Рингвуд [70] и Кумс и Уилкинсон [44] предложили содержание *ne*, равное 5%, считать границей между слабо недосыщенными натровыми щелочными базальтами и трахибазальтами и более недосыщенными базальтами (базанитоидами, если модальный фельдшпатоид не отмечается) и фельдшпатоидными трахибазальтами; 10%-ное содержание модального нефелина (в об. %) при пересчете даст меньшее количество нормативного *ne*, так как большая часть кальсилитовой составляющей будет включена в *or*. Однако часть *ne* появляется за счет моноклинного пироксена, меньшее количество приходится на Fe_2TiO_4 в титаномagnetите, и, следовательно, вновь возникает проблема соответствия модальных и расчетных составов. Кумс и Уилкинсон [44] отмечали, что предельная величина $ne=5\%$ более рационально определяет ведущую роль анальцима (выражающегося при пересчетах на нормативный состав в виде $ab+ne$); среди базальтов с помощью этого параметра ($ne \geq 5\%$) выделяются породы щелочно-трахитовой и фонолитовой серий. В классификации Штрекейзена граница между щелочными базальтами и нефелиновыми базанитами при $F=10$ (что соответствует примерно 5%-ному содержанию модального фельдшпатоида при $A+P+F=50$) может почти точно приближаться к $ne=5$.

В табл. 2 не рассматриваются меланократовые щелочные базальты и близкие им породы с содержанием оливина и моноклинного пироксена, обычно превышающим 60%. К числу их относятся щелочные пикритовые базальты (океаниты) и анкарамиты, в которых главные темноцветные минералы представлены соответственно оливином и моноклинным пироксеном. Лимбургиты (обычно бесполевошпатовые породы) содержат фенокристаллы оливина и моноклинного пироксена в витрофировой основной массе, переполненной микролитами оливина, моноклинного пироксена и рудных минералов; величина *ne* в лимбургитах указывает на принадлежность их к слабо или умеренно недосыщенным породам.

II.4.4. Минералогия щелочно-базальтовых пород

За последние годы появилось значительное количество данных о минералогическом составе щелочно-базальтовых пород. В данном очерке в силу необходимости описание минералов представлено в крайне ограниченном объеме. Более полные сведения изложены в великолепных справочных руководствах Дира, Хауи и Зусмана [46—49] и Брауна [26]. Минералы группы цеолитов, за исключением анальцима, который имеет много общего с фельдшпатоидами, здесь не рассматриваются [46—49].

II.4.4.1. Оливины. Обогащенные магнием члены изоморфного ряда форстерит Mg_2SiO_4 — фаялит Fe_2SiO_4 (табл. 3, 1 и 2) принадлежат к числу важных минеральных фаз щелочных базальтов и пикритов, причем большие содержания фаялитового компонента в оливинах из пород базальтового состава присущи крайним разностям дифференцированных меланократовых интрузий. Составы оливинов, установленные с помощью микроанализатора, приведены в работах Смита и Стренстрома [141] и Смита [139]. Обогащенные фаялитовыми миналом оливины содержат повышенные количества Ti, Mn и Zn, а в существенно форстеритовых оливинах наблюдается повышенное содержание Cr и Ni. Содержание кальция увеличивается с повышением температуры и возрастанием содержания фаялитового компонента. Роддер [129] описал жидкие включения CO_2 в оливинах из базальтов; эти включения для данного парагенезиса не столь обычны, как для оливинов из перидотитовых нодулей.

Составы фенокристаллов оливина в щелочно-базальтовых породах обычно лежат в пределах Fa_{20} — Fa_{35} . Хотя оливины из пикритовых пород являются более магниевыми, чем Fa_{20} , как правило, наблюдаются обычно поддающиеся оценке различия между собственными оливинами и ксенокристаллами оливинов из меланократовых включений, составы которых близки к Fa_{20} . Оливины из основной массы несколько более обогащены фаялитовым компонентом, чем сосуществующие фенокристаллы, но обеднены никелем [66]. Оливины щелочных базальтов часто обладают нормальной зональностью [155] и нередко в пределах одного кристалла разница в содержании фаялитового минала в ядре и внешних зонах составляет 15—20%. В оливинах с четко выраженной зональностью из силла Гарб-Эйлин составы зон меняются от Fa_{33} до Fa_{87} [88].

Последовательность кристаллизации оливинов, контролируемая в условиях низких давлений фракционированием щелочно-базальтовых магм и устанавливаемая по составу последовательно выделяющихся кристаллов и зон в пределах отдельных кристаллов, совпадает с порядком кристаллизации в системе Fo—Fa с точками плавления соответственно 1890 и 1205 °C [22]: по мере снижения температуры происходит обогащение фаялитовой составляющей. Этого могло не произойти, если фракционирование осуществлялось в окислительных условиях, как, например, в интрузии Скуэр-Топ, в которой оливины из сильно различающихся по составу пород имеют примерно одинаковый состав, близкий к Fa_{30} [185]. Непрерывный кристаллизационный ряд оливинов в тешенит-пикритовой ассоциации из Гарб-Эйлин (примерно от Fa_{16} до Fa_{97} [88]) и тешенитового силла Блэк-Джэк (от Fa_{21} до Fa_{60} [176]) может быть противопоставлен раннему исчезновению оливина (и последующему появлению его вновь в случае сильного фракционирования) в результате хорошо известной реакции между оливином и жидкостью с нормативным кварцем, сопровождающейся образованием обедненного кальцием пироксена, наблюдающегося в большинстве дифференцированных толеитовых интрузий. Эта реакция не осуществляется

Химический состав и оптические свойства

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,25	34,08	51,05	48,61	46,51	45,52	49,52
TiO ₂	0,09	0,04	1,30	1,91	2,72	1,90	0,77
Al ₂ O ₃	0,99	0,00	4,46	4,80	6,61	8,50	9,10
Fe ₂ O ₃	0,82	0,27	1,28	2,75	2,28	3,11	1,61
FeO	22,42	47,30	4,87	7,14	8,61	2,76	5,18
MnO	0,28	0,65	He опр.	0,20	0,17	0,10	0,15
MgO	36,66	17,83	15,89	13,42	11,15	14,32	16,06
CaO	0,09	0,00	21,04	20,38	21,40	21,80	16,28
Na ₂ O	0,04	—	0,44	0,63	0,55	0,74	1,35
K ₂ O	0,06	—	0,09	0,11	0,06	0,07	0,13
H ₂ O ⁺	0,39	0,05	—	He опр.	He опр.	0,50	0,00
H ₂ O ⁻	0,04	0,00	—	0,03	He обн.	—	0,00
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,09	—	0,22	0,08
Сумма	100,13	100,22	100,42	100,07	100,06	99,54	100,31
α	—	1,747—1,754	—	—	1,697—1,702	—	1,689
β	—	1,775—1,783	1,698	—	—	1,698	1,694
γ	—	1,790—1,798	—	—	1,725—1,731	—	1,714
2V	—	71(—)	54(+)	—	55(+)	56(+)	50(+)

Число ионов

	4(O)		6(O)				
Si	0,999	1,008	1,866	1,816	1,758	1,701	1,796
Al	0,030	—	0,134	0,184	0,242	0,299	0,204
Al	—	—	0,058	0,027	0,053	0,076	0,185
Ti	0,002	0,001	0,036	0,054	0,077	0,053	0,021
Fe ³⁺	0,016	0,006	0,035	0,079	0,063	0,088	0,044
Cr	—	—	—	0,004	—	0,006	0,002
Fe ²⁺	0,490	1,170	0,149	0,223	0,270	0,086	0,157
Mn	0,006	0,016	—	0,007	0,005	0,003	0,005
Mg	1,428	0,786	0,865	0,751	0,633	0,798	0,868
Ca	0,003	—	0,824	0,816	0,866	0,873	0,632
Na	0,002	—	0,031	0,045	0,041	0,053	0,095
K	0,002	—	0,004	0,004	0,002	0,003	0,006
OH	—	—	—	—	—	—	—
Mg	74,4	40,2	Ca44	44	47	47	37
Fe ³⁺	25,6	59,8	Mg46	40	34	43	51
			Σ Fe10	16	19	10	12

1. Оливин из «килита», Бенбеох, Айршир [57]. Аналитик Макдоналд (анализ породы см. в табл. 5, 9).
2. Оливин из альцимсодержащего трахиднабаза, гора Морого, Уганда [83]. Аналитик Юуринен.
3. Богатый кальцием авгит из пикритового базальта (G 121), остров Гоф, Южная Атлантика [104]. Аналитик Ле-Метр (анализ породы в табл. 4, 15).
4. Богатый кальцием авгит из щелочного оливинового базальта (65992), Хуалалаи, остров Гавайи [204]. Аналитик Скун (анализ породы в табл. 4, 4).
5. Пироксен (салит) из тяжелой фракции базальта (4519-34; 67545), Срединно-Атлантический хребет (45°44' с. ш., 27°43' з. д.) [11]. Аналитик Скун (анализ породы в табл. 4, 2).
6. Салит из базанитоида (HF 109), Хохейфель, ФРГ [82]. Аналитик Хуккенхольц.
7. Мегакристаллы моноклинного пироксена из альцимсового базанита, Армидейл, Новый Южный Уэльс [19]. Аналитик Калоксан (сумма включает P₂O₅=0,08%).
8. Керсутит из керсутитового трахиднабаза (60525), остров Дого, Япония [160]. Аналитик Харамура.

минералов щелочно-базальтовых пород

8	9	10	11	12	13	14	15
39,43	39,68	40,10	0,20	51,60	44,35	47,23	53,98
5,94	4,97	4,44	25,65	0,15	Сл.	—	—
13,60	14,48	14,53	2,39	29,93	32,22	26,72	23,49
4,76	10,72	3,24	18,28	0,94	0,47	1,29	0,47
8,18	1,30	10,05	50,13	0,08	—	—	—
0,14	0,16	0,14	0,68	Сл.	—	—	—
11,58	12,95	11,00	2,04	0,00	0,23	Не опр.	—
10,94	11,92	11,06	0,16	12,46	0,54	1,40	0,77
2,32	2,11	2,99	—	4,19	19,69	14,70	13,33
1,65	1,29	1,62	—	0,54	1,93	0,73	1,32
1,18	0,33	0,73	—	0,10	0,53	8,23	8,11
0,20	0,00	0,10	—	0,01	Не обн.	0,17	0,00
—	—	—	—	—	—	—	—
99,92	99,91	100,00	99,53	100,00	99,96	100,47	100,47
1,689	1,679—1,681	1,680	a 8,493Å	—	e 1,527	n 1,493	n 1,480—1,484
1,704	1,721—1,723	1,700	—	—	o 1,531	a 13,744Å	—
1,719	1,750—1,752	1,715	—	—	—	—	—
80—77(—)	76(—)	80(—)	—	—	—	—	—

Число ионов

24(O, OH)			32(O)	32(O)	32(O)	96(O)	
5,900	5,886	6,039	0,058	9,422	8,495	28,447	31,604
2,100	2,114	1,961	0,821	6,443	7,273	18,972	16,212
0,299	0,417	0,618	—	—	16,02	—	48,01
0,668	0,554	0,503	5,634	0,021	—	—	—
0,536	1,196	0,367	4,019	0,129	0,067	0,590	0,204
—	5,13	—	—	—	—	—	—
1,023	0,161	1,266	12,247	0,012	—	—	—
0,018	0,020	0,018	0,168	—	—	—	—
2,582	2,863	2,469	0,888	—	—	—	—
1,754	1,895	1,785	0,051	2,438	4,06	0,904	0,482
0,673	2,74	0,606	2,75	0,872	2,97	1,484	7,308
0,315	0,244	0,311	—	0,125	0,472	0,557	0,239
1,178	0,326	0,733	—	—	—	(H ₂ O) 16,533	15,839
—	—	—	—	Ab 35,3	Ne 90,9	79,6	69,4
—	—	—	—	Ap 61,5	Ks 6,7	3,0	1,0
—	—	—	—	Or 3,2	Qz 2,4	17,4	29,6

9. Оксикерсутит из оксикерсутитового трахандезита, остров Ики, Япония [4]. Аналитик Аокй.

10. Мегакристаллы керусути из базальта, Сан-Карлос, Аризона [132]. Аналитик Нелен (анализ пересчитан на 100% после вычитания 1% ильменита).

11. Титаномагнетит из анальцим-оливинового тералита (ST. 28), интрузия Скуэр-Топ, Нандл, Новый Южный Уэльс [183]. Аналитик Пайл (нормативный состав магнетит 30,4; ульвошпинель 66,0; ильменит 3,5. Анализ породы в табл. 5, 6).

12. Плагноклаз из тефритового трахибазальта, вулкан Этна [146]. Аналитик Нетийар (анализ пересчитан на 100% после вычитания 1,5% апатита).

13. Нефелин из анальцим-оливинового тералита (ST. 28), интрузия Скуэр-Топ, Нандл, Новый Южный Уэльс [182]. Аналитик Пайл.

14. Анальцим из анальцим-оливинового тералита (ST. 28), интрузия Скуэр-Топ, Нандл, Новый Южный Уэльс [181]. Аналитик М. Тйба.

15. Анальцим из анальцимового щелочного долерита (72103), Окабе, район Такакусяяма, Япония [149, табл. 9]. Аналитик Т. Тйба.

в ходе кристаллизации щелочно-базальтовых пород при низких давлениях, но реакции оливин+жидкость→диопсид была воспроизведена в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—SiO}_2$ [133] и установлена Серлем [135] и Кумсом и Уилкинсоном [44] в некоторых новозеландских щелочных базальтах и нефелиновых базанитах и Уилширом [192] в щелочных долеритах.

В противоположность сосуществующему моноклинному пироксену, обычно всегда неизмененному, оливины щелочно-базальтовых пород крайне подвержены всякого рода преобразованиям, как позднемагматическим, так и гипергенным. Зеленые или зеленовато-коричневые и красные или коричневые продукты изменения оливина называют соответственно боулингом и иддингситом [190, 142, 72, 11]. Высокотемпературное изменение оливина, сопровождаемое в ряде случаев разогревом, приводит к появлению симплектитовых или микросимплектитовых выделений магнетита, которые в дальнейшем в результате окисления могут быть преобразованы в пластинчатый гематит, или же к образованию востков распада гематита в более форстеритовом оливине [135, 104, 72]. Боулинит (смесь сложного листового силиката с глинистым минералом) и иддингсит (смесь гётита и слоистых метасиликатов, также содержащих глинистые минералы) являются характерными низко- и среднетемпературными продуктами изменения оливина.

II.4.4.2. Пироксены. Среди главных минералов щелочно-базальтовых пород присутствует лишь один из пироксенов: либо пироксен ряда диопсид — геденбергит [175], точнее салит, либо обогащенный кальцием авгит, как следует из определения Польшерварта и Хесса [127]. Хотя некоторые базанитовые породы содержат в небольших количествах акмит (в основной массе или в виде каемок вокруг фенокристаллов кальциевых пироксенов), ассоциации пироксенов в щелочно-базальтовых породах обычно проще, чем в субщелочных разностях, в которых может проявляться несколько тенденций кристаллизации и при соответствующих условиях в субсолидусной области могут возникать структуры распада и инверсии [26]. Обогащенным кальцием пироксенам субщелочных пород свойственны меньшие содержания Al, Ti ($\text{TiO}_2 < 1\%$), Na ($\text{Na}_2\text{O} < 0,4\%$) и в какой-то мере Fe^{3+} , чем салитам или обогащенным кальцием авгитам щелочных пород.

Общая формула пироксенов имеет вид $X_{1-p}Y_{1+p}Z_2O_6$ ($0 \leq p \leq 1$), где $X = \text{Ca, Na}$; $Y = \text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn, Ni, Al, Fe}^{3+}, \text{Cr, Ti}$; $Z = \text{Si, Al, Fe}^{3+}$.

В табл. 3 приведены анализы пироксенов из разнообразных типов щелочных базальтов и результаты их пересчета на формулу, исходя из 6 кислородов (3—6). Когда алюминия не хватает для заполнения двух тетраэдрических позиций в каждой формульной единице, для того, чтобы $Z = 2$, берется Fe^{3+} . Казалось бы, что для покрытия дефицита в группе Z более удобно использовать Ti, но, судя по последним данным, изоморфизм $\text{Ti} \rightarrow \text{Si}$ не распространен [149, 202, 76]. Так как большинство моноклинных пироксенов щелочных базальтов сравнительно обогащено Ti [175, 103] и обладает в прозрачных шлифах пурпурно-коричневыми или лиловыми оттенками, они часто называются титансалитами или титанавгитами. Выделение титанавгитов или титансалитов по химическому составу совершенно произвольно. Хуккенхольц [81] в качестве нижнего предела для титанавгитов и титансалитов принял содержание $\text{TiO}_2 = 3\%$, а разности с содержанием TiO_2 от 2 до 3% предложил называть титанистыми авгитами и салитами. Яги и Онума [202] считают, что нижний предел содержания TiO_2 в титанавгитах составляет 2%. Следует указать, что синтетические титанистые моноклинные пироксены (без Fe^{2+} или Fe^{3+}) бесцветны [136, 202] в противоположность природным, в связи с чем фиолетовые оттенки последних связыва-

ваются с присутствием Ti^{3+} , а не Ti^{4+} [69]. Синтетические диопсиды, обогащенные Fe^{3+} , окрашены в яркие оранжево-коричневые цвета [136].

Нормативный состав моноклинных пироксенов отражает степень недосыщенности щелочных базальтов, в которых они содержатся. Моноклинные пироксены из слабо недосыщенных пород содержат небольшое количество hy , тогда как пироксены из пород с нормативным нефелином содержат немного ne , которому в умеренно недосыщенных породах сопутствует lc или cs [151, 204, 41, 116]. Разная степень насыщения, устанавливаемая по нормативным составам обогащенных кальцием моноклинных пироксенов из щелочных и субщелочных пород (обычно со значительным содержанием нормативного hy , а иногда и qz), отражается в различных содержаниях Si и Al. Кусиро [99] и Ле-Ба [103] показали, что количество Al, большая часть которого соответствует тетраэдрическому Al_z , является в первую очередь функцией содержания Si в исходном расплаве, так что моноклинные пироксены из более недосыщенных пород содержат в меньшем количестве Si и в большем Al, чем моноклинные пироксены из субщелочных пород. Содержание Al_z и Ti в титанавгитах имеет тенденцию к взаимосвязанному изменению; Яги и Онума [202] предположили, что ионы этих элементов присутствуют в виде гипотетической молекулы титанпироксена $CaTiAl_2O_6$. Максимальная растворимость $CaTiAl_2O_6$ в диопсиде при атмосферном давлении составляет около 11% [202], что соответствует содержанию TiO_2 до 4% и, следовательно, меньше установленного количества титана в ряде природных титанавгитов. При высоких давлениях (10—25 кбар) растворимость $CaTiAl_2O_6$ в диопсиде заметно снижается, и это позволяет считать, что, несмотря на высокое содержание алюминия, большинство титанавгитов образуется в условиях сравнительно низких давлений; этот вывод согласуется со структурными особенностями содержащих их пород.

Алюминий в октаэдрической координации, по-видимому, присутствует в основном в виде молекул кальциевого чермакита, входящих в диопсид в результате парного замещения $AlAl$ на $MgSi$, чему способствуют условия высоких давлений [38]. Следует отметить, что твердые растворы $CaMgSi_2O_6$ — $CaAl_2SiO_6$, синтезированные при атмосферном давлении, могут содержать до 11,7% Al_2O_3 [84]. Анализы моноклинных пироксенов из основной массы щелочно-базальтовых пород, пересчитанные по методу Кусиро [100], часто характеризуются сравнительно небольшим количеством $CaAl_2SiO_6$ (менее 2 мол. %) в противоположность анализам моноклинных пироксенов из меланократовых включений (до 18 мол. % $CaAl_2SiO_6$), в которых обычно в небольших количествах содержится и жадеит [7]. Исключением являются некоторые моноклинные пироксены (сосуществующие с керсутитом и обогащенной алюминием шпинелью) из щелочных пород острова Ики в Японии [4] и мегакристаллы обедненного кальцием алюминиевого авгита (ассоциирующегося с мегакристаллами алюминиевого ромбического пироксена) из ряда гавайитов и базанитов [95, 19, 20]. Эти мегакристаллы интерпретируются как близкие фазы, кристаллизующиеся в условиях высоких давлений.

Для некоторых фаций долеритов Атуми, Япония, характерным является присутствие бедных кальцием пироксенов в породах с нормативным нефелином [101]. Йодер и Тилли [204] показали, что «пижонитовый пироксен» ($CaO=13,5\%$) из щелочных базальтов Хива-Оа, Маркизские острова [14], на самом деле является высококальциевым моноклинным пироксеном с нормативным содержанием ne , характерным для критически недосыщенных пород.

Определение состава титансодержащих моноклинных пироксенов на основании их оптических свойств не приводит к успеху [175]. Содержание Al, Ti и Na в них часто превышает минимальные значения, свойственные стандартным образцам пироксенов, по которым отстраивались диаграммы оптические свойства — состав [48], а кроме того, возникают еще и дополнительные трудности, связанные с зависимостью оптических свойств от различных положений одних и тех же ионов в структуре пироксена [79, 77, 195]. Некоторые титансодержащие салиты могут иметь небольшой угол $2V$ ($27-40^\circ$), что совершенно не согласуется с высоким содержанием в них кальция [81, 82]. Так как моноклинные пироксены щелочно-базальтовых пород обнаруживают сравнительно небольшие колебания в содержании Ca, Mg и Fe, наиболее надежным средством определения вариаций их составов остаются аналитические методы. Смитом [140] описан метод определения составов минералов серии диопсид — геденбергит с помощью микроанализатора.

Особенности кристаллизации моноклинных пироксенов в дифференцированных щелочных меланократовых интрузиях и вулканических сериях в настоящее время сравнительно хорошо изучены, хотя еще требуется более детальное выяснение причин, контролирующих распределение ряда элементов, например, таких, как Al и Ti. В дифференцированных интрузиях типа силла Гарб-Эйлин, острова Шайант [117], тешенитового силла Блэк-Джэк, Новый Южный Уэльс [177], тералит-тингуанитовой интрузии Скуэр-Топ, Нандл, Новый Южный Уэльс [177] и в сериях щелочных пород, таких, как Мороту, Сахалин [200], Оконжеже, Южная Африка [138], Маунт-Дромедари, Новый Южный Уэльс [21], Шонкин-Саг, Монтана [118], моноклинные пироксены, принадлежащие к Di—Hd-серии, располагаются параллельно линии Di—Hd в пироксеновом четырехугольнике и подвержены обогащению железом лишь в ограниченной степени; составы с содержанием железа выше Fe_{25} , принадлежат к числу исключительных. Однако следует отметить, что результаты исследований с помощью микроанализатора отдельных зерен высококальциевых пироксенов из натровых сиенитов конечных дифференциатов массива Шонкин-Саг указывают на существенное замещение Mg на Fe^{2+} [118]. Отклонение составов моноклинных пироксенов от Ca—Mg—Fe-плоскости в сторону эгирина $NaFe^{3+}Si_2O_6$ по мере усиления дифференциации хорошо видно на примерах пироксенов пород дифференциационного ряда щелочной долерит — монзонит — сиенит из Мороту [201] и шонкинит-сиенитовой серии из Шонкин-Саг [118].

Основой для выделения натровых пироксенов брались различные химические особенности их составов [48, 201]. Начальная стадия обогащения $Na-Fe^{3+}$ выражается в появлении натровых авгитов, окрашенных в фиолетовые или светло-зеленые тона ($Na_2O > 1,5\%$ [200, 81, 185]), образующих либо каемки вокруг более диопсидовых ядер, либо самостоятельные кристаллы, которые в свою очередь могут иметь оторочки эгирин-авгита или эгирина. Экспериментальные исследования системы диопсид — геденбергит — акмит указывают на существование непрерывных серий твердых растворов в субсолидусной области [201, 123, 122]. Эти данные находятся в противоречии с представлениями Аоки [4], который считает, что обогащенные кальцием и натрием моноклинные пироксены разделяются обширным полем несмесимости и что эгирин образуется в результате реакции между гематитом (магнетитом в природных условиях) и жидкостью. Эта реакция в естественных ассоциациях наблюдается редко [121], но была зафиксирована в некоторых натровых сиенитах из массива Шонкин-Саг.

Некоторые из конечных дифференциатов щелочных вулканических серий содержат минералы ряда Di—Hd, в которых замещение Mg на

Fe^{2+} проявлено в весьма значительной степени, так что эти моноклинные пироксены сосуществуют с существенно фаялитовым оливином или энigmatитом и представлены рядом от ферросалита или богатого кальцием ферроавгита до геденбергита или натрового геденбергита [115, 31, 4, 160]. Лишь крайне редко, как, например, в гортонолитовых трахитах острова Какарасима, Япония, можно допустить существование дополнительной тенденции развития в направлении от обогащенного кальцием авгита к субкальциевому ферроавгиту [4].

В природных ассоциациях с обогащенными акмитовой составляющей пироксенами оливин, как правило, отсутствует и образование пироксенов в качестве главной фазы обусловлено не увеличением фугитивности кислорода, а более медленным снижением фугитивности кислорода с температурой, чем требуется для кристаллизации оливина (или магнетита) [119, 118].

Оливины, сосуществующие с обогащенными кальцием пироксенами, имеют более высокое Fe/Mg -отношение, и в конечных дифференциатах различия между двумя минералами становятся наиболее четко выраженными [117, 4]. Зональность в пределах отдельных зерен или различия в составе между пироксенами фенокристаллов и основной массы могут меняться с увеличением Fe/Mg -отношения [177, 82]. Первоначальное увеличение содержания Ti на ранних стадиях дифференциации может позднее смениться его снижением [202]. В некоторых интрузиях, таких, как Блэк-Джэк или Скуэр-Топ, по мере дифференциации в пироксенах происходит уменьшение количества Al_z , и это позволяет считать, что, кроме состава расплава, замещение $Al \rightarrow Si$ контролируется также и температурой: рост температуры благоприятствует вхождению Al в позиции с четверной координацией [147, 29].

II.4.4.3. Керсутит. Керсутит представляет собой паргасит, в котором содержание титана составляет 0,5—1 атом на формульную единицу, часть Mg замещена Fe^{2+} и отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} может меняться в широких пределах (табл. 3, 8 и 10). Приблизительная формула большинства керсутитов может быть представлена в виде $(Na, K)Ca_2(Mg, Fe^{2+})_{3-4}(Ti, Al, Fe^{3+})_{2-1}Al_2Si_6O_{22}(O, OH)_2$. В сравнительно неокисленных керсутитах $Mg < Fe^{2+}$. Коричневые кальциево-железистые амфиболы с $Fe^{2+} > Mg$ и содержанием Ti менее 0,5 атома, более близкие к ферропаргаситу, могут быть названы баркевикитами [180]. Интрателлурический керсутит, изначально характеризующийся низким отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} [80, 149], может быть преобразован в оксикерсутит (аналогично преобразованию: обыкновенная роговая обманка \rightarrow базальтическая роговая обманка [13]) с высоким отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} , низким содержанием OH , более высокими показателями преломления, более сильным двойным лучепреломлением и более интенсивной абсорбцией и плеохроизмом (табл. 3, 9). На основании значительных изменений оптических свойств предполагается, что переход в оксикерсутит происходит при отношении $Fe^{3+}/Fe^{2+} \approx 2$ [3]. Химические и оптические свойства керсутитов и оксикерсутитов из различных парагенезисов описаны Уилкинсоном [180], Диром и др. [48], Аоки [3] и Мейсоном [112].

В излившихся породах керсутит часто обнаруживает признаки резорбции и сопутствующего разложения на ряд минеральных фаз, в том числе таких, как высококальциевый моноклинный пироксен, оливин, окислы железа, полевой шпат и нефелин [16, 2, 160, 44]. Стабильность керсутита экспериментально не исследовалась, но паргасит $NaCa_2Mg_4Al^{VI}Al^{IV}_2Si_6O_{22}(OH)_2$ дегидратируется в интервале от 840 до 1025 °C при давлении водяных паров от 250 до 800 бар с образованием алюминиевого диоксида, форстерита, нефелина, анортита, шпинели и

пара [23]. Нормативный состав многих керсутитов сходен с таковым оливиновых нефелинитов.

Керсутит был установлен в разнообразных основных и средних щелочных породах как натрового [149], так и калиевого [2, 44] ряда. Мейсон [112] обратил внимание на керсутитсодержащие гранат-пироксеновые ксенолиты в щелочных вулканических породах и туфах, а также на мегакристаллы керсутита, сосуществующие с чермакитовым пироксеном, обогащенным пироповой составляющей гранатом, анортноклазом, титанистым биотитом и шпинелью [111, 112, 50, 19]. Он предположил, что такие керсутиты (хотя некоторые из них сравнительно обогащены Fe) происходят из верхней мантии (см. [64, 107, 6, 18]). По-видимому, не существует достаточно определенных химических критериев, по которым можно было бы отличить керсутиты, кристаллизовавшиеся в условиях высоких давлений, от тех, кристаллизация которых происходила при низких давлениях, что однозначно устанавливается по присутствию керсутита в основной массе некоторых меланократовых щелочных пород в виде параллельных сростков с титанистым моноклинным пироксеном или в составе сравнительно лейкократовых секущих жил (см. [200]). Тенденция изменения состава керсутитов в процессе кристаллизации детально не изучалась, но (по аналогии с паргаситами) можно предположить, что она заключается в увеличении содержания Fe^{+2} за счет Mg; это согласуется с уменьшением угла оптических осей по направлению от центра к периферии зональных зерен.

II.4.4.4. Окислы железа и титана. Наиболее важными сериями минералов в системе $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ являются: 1) серия магнетит Fe_3O_4 — ульвошпинель Fe_2TiO_4 , образующая при температуре выше $600^\circ C$ непрерывные твердые растворы [164, 90] и названная Ферхугеном [163] β -серией; 2) серия тригональный гематит $\alpha-Fe_2O_3$ — ильменит $FeTiO_3$, или α -серия, с полной смесимостью конечных членов при температуре выше $100^\circ C$ [30]. Члены ромбической серии твердых растворов псевдобрукит Fe_2TiO_5 — «ферропсевдобрукит» $FeTi_2O_5$, пользующиеся гораздо меньшей распространенностью, чем минералы предыдущих серий, встречаются в небольших количествах в некоторых щелочных габбро, муджиеритах и т. д. [34].

Титаномагнетиты эффузивных пород обычно гомогенны в отличие от магнетитов из более медленно охлаждавшихся пород, которые могут содержать пластинчатые выделения ульвошпинели, обычно приуроченные к плоскостям (100) минерала-хозяина, и (или) ильменита, располагающиеся параллельно плоскости (111).

Хотя окислы железа и титана принадлежат к числу характерных аксессуарных минералов щелочно-базальтовых пород, детальных исследований этих минералов выполнено мало.

Имеющиеся данные позволяют считать, что минералы β -серии (или их окисление разности) более распространены, чем минералы, принадлежащие к тригональной серии; ильменит, если присутствует, может образовывать фенокристаллы, но чаще всего он встречается в основной массе в виде мелких пластинчатых или игольчатых выделений. Сосуществующие окислы железа и титана могут служить полезным источником информации по геотермометрии и кислородной геобарометрии [28]. Метод кислородной геобарометрии может быть слегка видоизменен с учетом равновесных соотношений окисного и закисного железа в зависимости от содержания щелочей в материнских породах [34]. До настоящего времени отсутствуют аналитические данные о сосуществующих титаномагнетитах и ильменитах из щелочно-базальтовых пород.

В ходе кристаллизации титаномагнетитов наблюдается уменьшение содержания Fe_2TiO_4 [183, 81, 160], сопровождающееся также сниже-

нием содержаний Al, Mg, Cr, V, Ni и Co. Кармайкл и Николлс [34] показали, что по сравнению с существующей в основной массе β -фазой вкрапленники титаномагнетита в кените обогащены ульвошпинелевым (Fe_2TiO_4) компонентом. Хромсодержащая шпинель может присутствовать в небольших количествах в виде включений в фенокристаллах силикатных минералов и ядрах титаномагнетитов.

II.4.4.5. Полевые шпаты. Имеется лишь небольшое количество детальных химических анализов и других данных, относящихся к полевым шпатам пород щелочно-базальтового ряда, особенно к их мелкозернистым разностям, отчасти из-за трудностей получения чистых фракций полевых шпатов для химических и рентгеноструктурных анализов, а отчасти из-за того, что составы плагиоклазов обычно определяются только по оптическим свойствам. Во многих анализах полевых шпатов определялось только содержание K_2O , Na_2O и CaO , и, следовательно, возможности выявления систематических отклонений от стехиометрических соотношений, связанных с вариациями составов материнских пород, в настоящее время отсутствуют.

Составы плагиоклазов в щелочно-базальтовых породах обычно соответствуют лабрадору, реже — натровому битовниту. Натровые лабрадоры, содержащие до 0,9% K_2O [182, 81], представляют собой начальную ступень эволюции в направлении калиевых андезинов и калиевых олигоклазов, характерных для более дифференцированных и, следовательно, более обогащенных калием щелочных пород.

Щелочные полевые шпаты в излившихся щелочно-базальтовых породах принадлежат к серии низкий санидин — высокий альбит и могут быть представлены криптопертитовыми санидинами валового состава, попадающего примерно в интервал Og_{45} — Og_{65} [25, 74, 182], анортоклазами или анортоклаз-криптопертитами [81]. Кристаллизация плагиоклазов сопровождается их обогащением Ab и в меньшей мере Og, и составы их меняются через калиевый андезин и калиевый олигоклаз до кальцийсодержащего анортоклаза [115, 81, 44]. Подразумевается, что большая часть плагиоклазов в щелочно-базальтовых породах представлена высоко- и среднетемпературными структурными типами; реже, как, например, в альцимсодержащем трахибазальте из Морото, Уганда, отмечаются низкотемпературные плагиоклазы [83].

Щелочные полевые шпаты из тералитов Скуэр-Топ, Нандл, Новый Южный Уэльс, с самого начала фракционной кристаллизации обнаруживают уменьшение содержания Og, но в тингуаитовых дифференциатах, содержащих только один полевой шпат, в отличие от двуполевошпатовых ассоциаций более меланократовых пород щелочной полевой шпат по мере фракционирования обогащается Og [182]. Некоторые щелочно-базальтовые лавы содержат хорошо заметные мегакристаллы анортоклаза, резко выделяющиеся на фоне полевошпатовой ассоциации основной массы [59, 165, 19], детальный анализ подобных парагенезисов предстоит выполнить в будущем.

II.4.4.6. Нефелин. Из ограниченного числа данных о составах нефелинов из щелочно-базальтовых пород следует, что они характеризуются чрезвычайно высоким содержанием натрия, соответствующим примерно Ne_{90} , в процессе их кристаллизации наиболее заметна тенденция к небольшому обогащению [182, 184, 146, 44].

II.4.4.7. Анальцим. В зависимости от замещения $\text{NaAl} \rightarrow \text{Si}$ составы анальцимов в щелочно-базальтовых породах могут значительно отличаться от «идеальной» формулы $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ($a \approx 13,72 \text{ \AA}$). Экспериментальные исследования [131, 132, 124] свидетельствуют о широком диапазоне твердых растворов анальцима, начиная от $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}$ ($a \approx 13,75 \text{ \AA}$) и до $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ($a \approx 13,67 \text{ \AA}$), т. е. соответствующих натро-

Химический и нормативный

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,28	48,65	47,90	46,53	46,56	47,42	48,98
TiO ₂	2,75	1,44	1,57	2,28	2,02	2,04	2,88
Al ₂ O ₃	14,55	15,99	15,28	14,31	15,93	17,13	14,12
Fe ₂ O ₃	2,45	2,18	1,70	3,16	1,61	2,06	2,25
FeO	9,70	6,19	9,10	9,81	10,32	7,26	7,40
MnO	0,18	0,15	0,17	0,18	0,20	0,16	0,15
MgO	8,74	9,66	7,30	9,54	9,00	8,34	7,98
CaO	10,03	11,52	12,07	10,32	10,51	9,71	10,30
Na ₂ O	2,78	2,71	2,81	2,85	3,21	3,66	2,61
K ₂ O	0,84	0,57	0,53	0,84	0,51	1,45	1,61
H ₂ O ⁺	0,23	0,75	1,27	0,08	0,02	0,48	1,03
H ₂ O ⁻	0,08	0,30	0,46	He обн.	He обн.	0,33	0,32
P ₂ O ₅	0,44	0,21	0,16	0,28	0,26	0,48	0,30
Прочие	—	—	—	0,06	0,06	—	—
Сумма	100,05	100,32	100,32	100,24	100,21	100,52	99,93

Нормативный

Or	4,96	3,37	3,13	4,96	3,01	8,57	9,51
Ab	23,52	22,93	21,78	20,49	19,68	20,09	22,09
An	24,75	29,79	27,52	23,78	27,56	26,04	22,06
Lc	—	—	—	—	—	—	—
Ne	—	—	1,08	1,96	4,05	5,89	—
Di	17,95	20,79	25,63	20,72	18,67	15,30	21,74
Hu	3,21	1,83	—	—	—	—	6,19
Ol	15,55	14,17	13,63	18,62	20,38	15,85	7,56
Mt	3,55	3,16	2,46	4,58	2,33	2,99	3,26
Il	5,22	2,73	2,98	4,33	3,84	3,87	5,47
Ap	1,03	0,49	0,37	0,65	0,61	1,12	0,70
Прочие	0,31	1,05	1,73	0,14	0,08	0,81	1,35
Сумма	100,05	100,31	100,31	100,23	100,21	100,53	99,93
Индекс дифференциации	28,5	26,3	26,0	27,4	26,7	34,6	31,6
Нормативное отношение $\frac{An \times 100}{Ab + An}$	51,3	56,5	55,8	53,7	58,3	56,4	50,0
$\frac{(FeO + Fe_2O_3) \times 100}{MgO + FeO + Fe_2O_3}$	58,2	46,4	59,7	57,6	57,0	52,8	54,7

1. Базальт Re 168), Питон-де-ля-Фурнез, остров Реюньон [16]. Аналитик Уодсуорт.
2. Базальт (4519—34, 67545). Срединно-Атлантический хребет (15°44' с. ш., 27°43' з. д.) [116]. Аналитик Скун (состав тяжелой фракции: моноклинный пироксен Ca₇Mg₃₄Fe₁₉, оливин Fa₁₆₋₃₀, плагиоклаз An₇₅₋₈₅).
3. Щелочной оливиновый базальт (63366), щелочная серия Гебридских островов, Фингалс-Кейв, Стаффа [151]. Аналитик Скун.
4. Щелочной оливиновый базальт (65992), Хуалалаи, остров Гавайи [204]. Аналитик Скун (моноклинный пироксен Ca₄Mg₄₀Fe₁₄).
5. Щелочной оливиновый базальт (S), первая лава, апрель 1964, остров Суртсей, Исландия [154, табл. 4]. Аналитик Скун.
6. Оливиновый базальт (базанитовый (GA 1253), остров Родригес, Индийский океан [162]. Аналитики Эйвери и Андерсон.
7. Оливиновый трахибазальт, Южно-Китайское море [199]. Аналитик Яги (оливин Fa₃₃₋₄₀, плагиоклаз An₅₄₋₅₀).
8. Трахибазальт (оливиновый базальт. C—20—57), остров Кларьон, Мексика [27]. Аналитик Винк.
9. Порфиновый трахибазальт (G 97), остров Гоф, Южная Атлантика [104] (оливин Fa₂₃, плагиоклаз An₅₄₋₃₆).
10. Нефелиновый базанит, 11 км западнее Инверелл, Новый Южный Уэльс [184]. Аналитик М. Тибба (оливин Fa₃₂₋₃₃, плагиоклаз An₆₃, нефелин 100K/(K+Na)=9,2; модальный состав; оливин 24, моноклинный пироксен 29, плагиоклаз 15, нефелин 14, стекло 13, рудные 5).

состав лав щелочных базальтов

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
46,89	48,89	42,63	41,65	46,36	43,03	43,61	46,57	44,44	47,06	47,65
3,03	3,07	2,11	1,96	3,54	2,66	2,43	1,85	3,00	3,44	1,13
15,78	16,15	13,07	15,17	16,19	13,82	10,28	8,20	13,24	17,14	18,13
2,53	1,53	2,02	3,84	3,66	3,70	4,45	1,20	5,44	3,29	2,63
8,68	8,15	10,78	9,59	6,94	8,95	8,95	9,75	6,01	6,65	6,48
0,14	0,13	0,20	0,21	0,18	0,21	0,17	0,14	0,16	0,18	Не опр.
7,86	7,25	10,19	7,64	4,57	8,59	13,97	19,65	8,54	4,35	4,19
8,72	7,58	10,97	10,72	9,45	9,23	12,59	9,43	10,99	9,00	9,01
2,97	3,35	3,35	4,10	3,97	3,91	2,20	1,56	2,15	4,08	2,78
1,78	2,61	0,93	1,20	3,15	2,14	0,62	1,18	2,14	3,40	7,47
0,85	0,42	1,77	2,09	0,29	2,37	0,51	0,11	1,89	0,37	0,13
0,00	0,44	1,22	1,07	0,19	0,78	0,12	0,12	1,46	0,27	0,11
0,68	0,15	1,00	0,67	1,42	0,73	0,30	0,26	1,04	0,75	0,50
—	—	—	—	—	0,23	0,15	0,04	0,05	—	0,26
99,91	99,72	100,24	99,91	99,91	100,35	100,35	100,06	100,55	99,98	100,47

состав

10,52	15,42	5,50	7,09	18,62	12,65	3,66	6,97	12,65	20,10	14,46
24,38	23,59	8,98	6,25	17,92	8,37	6,84	11,52	16,69	15,45	—
24,47	21,33	17,89	19,45	17,06	13,84	16,34	11,89	20,16	18,42	14,73
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23,54
0,41	2,58	10,49	15,41	8,49	13,39	6,38	0,91	0,82	10,33	12,78
11,59	12,38	24,41	23,91	16,51	22,19	35,20	26,52	21,65	17,15	21,80
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
16,70	15,17	20,73	13,81	5,51	14,50	19,38	36,12	9,19	4,85	5,59
3,67	2,22	2,93	5,57	5,31	5,36	6,45	1,74	7,89	4,77	3,94
5,75	5,83	4,01	3,72	6,72	5,05	4,62	3,51	5,70	6,53	2,13
1,59	0,35	2,33	1,56	3,35	1,69	0,70	0,61	2,42	1,77	1,30
0,85	0,86	2,99	3,16	0,38	3,15	0,78	0,27	3,40	0,64	0,24
99,93	99,73	100,26	99,93	99,87	100,19	100,35	100,06	100,57	100,01	100,51
35,3	41,6	25,0	28,8	45,0	34,1	16,9	19,4	30,2	45,9	50,8
50,1	47,5	66,6	75,7	48,8	62,3	70,5	50,8	54,7	54,4	—
58,8	57,2	55,7	63,7	69,9	59,6	49,0	35,8	57,3	69,6	68,5

11. Нефелиновый базанит (OU 20670), Омими, восточное Отаго [44]. Аналитик Калоксан (оливин Fe_{25} , нефелин Ne_{65} ; модалный состав: оливин 12, моноклинный пироксен 40, полевой шпат, преимущественно плагноклаз, — 11, нефелин 22, цеолиты + апатит 7, рудные 8).
12. Трахибазальт (347), острова Тристан-да-Кунья [10]. Аналитик Болдуин (плагноклаз: фенокристаллы Al_{35-40} , основная масса Al_{24} ; в основной массе — немного лейцитита).
13. Санидиновый базанит (OU 5766), Сайбирия-Хилл, северо-восточное Отаго [17]. Аналитик Сибли.
14. Анкарамитовый пикритовый базальт, Халеакала, Мауи, Гавайские острова [153] Аналитик Скуп.
15. Пикритовый базальт (G 121), остров Гоф, Южная Атлантика [104]. Аналитик Ле-Метр (оливин Fe_{15} , моноклинный пироксен $Ca_{44}Mg_{46}Fe_{10}$, плагноклаз Al_{67}).
16. Лимбургит, округ Лансфилд, Виктория [59]. Аналитик Эдуардс.
17. Лейцитосодержащий трахибазальт (351), острова Тристан-да-Кунья [101]. Аналитик Болдуин.
18. Лейцитовый тефрит, лава извержения 1872 г. ниже обсерватории, вулкан Везувий [170]. Аналитик Вашингтон (вычисленный модалный состав: лабрадорит 17,4, лейцит 34,9, нефелин 9,0, авгит 30,3, оливин 5,6, рудные 1,5, апатит 1,3).

литу (см. табл. 3, 14) и альбиту, если не учитывать содержания воды; анальцимы магматического происхождения, содержащие более 34 Si в формульной единице (96O), сравнительно редки. К и Са могут в ограниченной степени замещать Na; максимальное содержание K_2O в природных анальцимах составляет примерно 2% [187]. Мера замещения $NaAl \rightarrow Si$ устанавливается по параметрам элементарной ячейки или изменению на порошкограмме положения линий рефлекса (639) анальцима по отношению к пику (331) кремния, взятого в качестве внутреннего стандарта [124, 43]. Химические, рентгеновские и оптические данные, относящиеся к анальцимам из различных парагенезисов интрузивных пород, описаны Диром и др. [49], Кумсом и Уэттенем [43] и Уилкинсоном [187].

Анальцим в щелочных базальтах принадлежит к числу обычных второстепенных минералов, а в анальцимовых базанитах, тешенитах и родственных им породах является главным первичным минералом. Позднемагматические и вторичные анальцимы из пустот и газовых полостей часто обладают слабым двупреломлением [40]. Хороший идиоморфизм фенокристаллов анальцима в некоторых анальцимитах убедительно свидетельствует об их первичном происхождении [102, 187, 124]. Данные о поведении анальцимов в процессе кристаллизации сравнительно малочисленны. Анальцимы из самых крайних дифференциатов тешенитового силла Блэк-Джэк содержат меньше K_2O , чем более ранние анальцимы [179], а в тералит-тингвантовой дифференцированной серии пород в Скуэр-Топ замещение $NaAl \rightarrow Si$ уменьшается с падением температуры [181].

II.4.5. Краткий петрографический очерк щелочно-базальтовых пород

Щелочно-базальтовые и родственные им породы принадлежат к числу доминирующих на вулканических островах океанических бассейнов. Они также играют значительную роль и на континентах, как, например, в северо-восточной части Нового Южного Уэльса [113]. Щелочные базальты по сравнению с субщелочными разностями характеризуются более высокими содержаниями Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 и меньшими содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 . Чейес [35, 36] рассмотрел химические различия базальтов, располагающихся по периферии океанических бассейнов и на океанических островах. Он [35] пришел к выводу, что, за исключением более высоких содержаний TiO_2 и большей «щелочности» по отношению к SiO_2 (что проявляется в щелочных базальтах островных серий в присутствии *ne* или небольших количеств *hy*), «по содержанию тех компонентов, которые обычно считаются главными, большинство базальтов может с одинаковым успехом встречаться в пределах как одной, так и другой группы». Большинство океанических базальтов содержит значительно больше 1,75% TiO_2 [36]; высокоглиноземистые разности среди щелочных базальтов (табл. 4, 6) [см. также 204], очевидно, менее распространены, чем среди субщелочных пород. Этот вывод Чейеса применим лишь к породам океанических островов и подводных гор, так как в расчет не принимаются низкокальциевые толенты глубоких участков океанов [62, 63].

Анализы, приведенные в табл. 4, иллюстрируют вариации содержания главных окислов в некоторых щелочно-базальтовых лавах. Отношение K_2O/Na_2O в слабо недосыщенных типах пород (1—9) изменяется от 0,16 (5) до 0,78 (9); более или менее сопоставимые изменения этого отношения свойственны и умеренно недосыщенным типам излившихся пород (10—14). Натровым щелочным базальтам обычно свойст-

венно сравнительно высокое отношение $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$, но известны также породы натрового ряда с низким содержанием железа. Хотя это и не так ярко выражено в калиевых основных лавах, но для средних лав калиевого ряда характерны низкие Fe/Mg -отношения (табл. 6, 6—10). Умеренно недосыщенные разновидности пород (базаниты и нефелиновые трахибазальты) обогащены щелочами по отношению к SiO_2 . Меланократовые пикритовые базальты (обогащенные оливином) и анкармиты (обогащенные моноклинным пироксеном) содержат соответственно значительные количества MgO и CaO ; обогащение этих пород темноцветными минералами происходит главным образом за счет уменьшения содержания плагиоклаза, поэтому и содержание алюминия в этих породах является сравнительно низким (табл. 4, 14 и 15).

Куно [93], Чейес [35], Уилкинсон [186] и Ле-Метр [106] приводят перечни значительного числа щелочных вулканических ассоциаций, особенно тех, которые известны в пределах океанических островов. Грин и Полдерваарт [71] и Кумс [41] опубликовали данные о средних химических составах некоторых щелочно-базальтовых серий. Вулканические породы натрового ряда известны на Гебридских островах [8, 152, 1], в слабо недосыщенной Гавайской серии [109, 173], в серии Хохейфель, ФРГ [81], и среди щелочных пород района Такакусаяма, Япония [149]. Сравнительно калиевые серии, в которых видную роль играют трахибазальты и трахиандезиты, были описаны Аоки [2] на острове Ики, Япония; Ле-Метром [104] на острове Гоф, Южная Атлантика; Бейкером и др. на островах Тристан-да-Кунья [10]; Утимудзу [160] на островах Дого, Япония, и Курасава [98] на северо-западе острова Кюсю. Вулканические породы островов Вознесения [45], Пантеллерии [171, 205], Галапагосских [128], Пасхи [12], древней серии островов Маврикий [169] и Реюньон [161] включают слабо щелочные *hy*-содержащие базальты [41, 37]. Умеренно недосыщенные вулканические ассоциации представлены базинитоидами Таити [189], вулканитами Рунгве в Восточной Африке [75], базанитами серии Гонолулу [194], базанитами Окленда [134], базанитами Хохейфеля [82], современными лавами Этны [172, 146] и умеренно недосыщенными разностями пород вулканической провинции восточного Отаго [44].

Интрузивные щелочно-базальтовые породы обычно слагают небольшие несогласные и штокоподобные или согласные пластовые тела и силлы, в которых могут присутствовать пикритовые фации; лейкократовые дифференциаты представлены жилами и шлирами щелочно-трахитового или фонолитового состава, и появление того или иного типа дифференциатов зависит от степени недосыщенности меланократовых материнских пород. Щелочные габбро и щелочные долериты известны в комплексе Оконжеже, Юго-Западная Африка [138], в серии Такакусаяма, Япония [149], в интрузии Проспект близ Сиднея, Новый Южный Уэльс [192]. Примерами районов, где установлены тешениты (см. табл. 5, 4, 5) могут служить силл Гарб-Эйлин, острова Шайант [167, 54], тешенитовые и сопутствующие им интрузии в Срединной долине Шотландии [110], силл Лендивуд, Стаффордшир [15], щелочные интрузии Мороту, Сахалин [200], лакколит Серкьюлар-Хед, Тасмания [60], силл Маунт-Небо, Новый Южный Уэльс [61], и силл Блэк-Джек, Новый Южный Уэльс [179]. Меланократовые фации силла Лугар, Айшир (которые включают также тешениты) [157, 125], силла Уэйола, восточного Отаго [17, 44], и интрузии Скуэр-Топ, Нандл, Новый Южный Уэльс [182], являются характерными представителями тералитов (табл. 5, 6).

Несмотря на относительно простую в целом минералогию, щелочные базальты обнаруживают большое разнообразие структур и зер-

Химический нормативный и модальный состав
и минералогия интрузивных щелочно-базальтовых пород

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,01	43,94	48,21	44,78	46,41	44,90	46,88	43,85	43,15
TiO ₂	2,46	2,45	1,45	2,49	2,43	2,13	2,81	1,12	0,92
Al ₂ O ₃	13,13	14,03	13,29	14,03	15,66	14,97	17,07	11,12	8,67
Fe ₂ O ₃	2,84	1,95	1,87	4,15	4,28	2,62	3,62	2,22	2,86
FeO	10,09	11,65	7,46	9,15	6,31	8,26	5,94	9,79	9,83
MnO	0,18	0,32	0,17	0,14	0,22	0,15	0,16	0,14	0,33
MgO	8,90	10,46	8,51	9,57	5,40	8,45	4,85	17,50	20,70
CaO	9,08	8,99	13,96	8,12	8,13	9,08	9,49	7,73	7,16
Na ₂ O	3,03	2,68	2,55	3,30	4,44	5,02	5,09	2,12	1,66
K ₂ O	0,96	0,33	1,34	1,77	2,47	1,72	2,64	0,98	0,73
H ₂ O ⁺	2,58	2,31	0,53	2,05	3,59	1,21	0,97	2,36	3,86
H ₂ O ⁻	0,30	0,85	0,24	0,14	0,38	0,38	0,97	0,18	0,26
P ₂ O ₅	0,49	0,20	0,48	0,62	0,66	0,97	0,48	0,26	0,29
Прочие	0,06	0,26	—	—	—	—	—	0,26	0,20
Сумма	100,11	100,42	100,06	100,31	100,00	99,86	100,00	99,63	100,62

Нормативный состав

Or	5,67	1,95	7,92	10,46	14,60	10,16	15,60	5,79	4,31
Ab	24,74	20,09	12,71	18,76	21,74	13,29	14,23	12,70	12,95
An	19,40	25,29	20,87	18,25	15,52	13,24	15,94	17,94	14,05
Ne	0,48	1,40	4,80	4,96	8,57	15,81	15,63	2,84	0,59
Di	18,24	14,68	36,59	14,47	16,43	20,58	22,38	15,00	15,63
Ol	18,71	25,65	9,82	19,03	7,20	15,09	3,56	36,62	42,19
Mt	4,12	2,83	2,71	6,02	6,20	3,80	5,25	3,22	4,15
Il	4,67	4,65	2,75	4,73	4,62	4,05	5,34	2,13	1,75
Ap	1,14	0,47	1,12	1,45	1,54	2,26	1,12	0,61	0,68
Прочие	2,94	3,42	0,77	2,19	3,59	1,59	0,97	2,80	4,32
Сумма	100,11	100,43	100,06	100,32	100,01	99,87	100,02	99,65	100,62

Индекс дифференциации	30,9	23,4	25,4	34,2	44,9	39,3	45,5	21,3	17,9
Нормативное отношение $\frac{An \times 100}{Ab + An}$	44,0	55,7	62,2	49,3	41,7	49,9	52,8	58,5	52,0
$\frac{(FeO + Fe_2O_3) \times 100}{MgO + FeO + Fe_2O_3}$	59,2	56,5	52,3	58,2	66,2	56,3	66,3	40,7	35,8

Модальный состав

Оливин (и продукты изменения)	14,9	22	7,0	23,0	—	13,1	—	34,7	49,5
Моноклинный пироксен	33,2	19	41,0	19,7	—	23,0	—	24,5	20,2
Рудные минералы	7,7	5	3,2	10,2	—	8,7	—	1,6	0,8
Плагиоклаз	36,7	52	37,8	38,0	—	24,0	—	28,5	18,2
Щелочной полевой шпат	—	—	2,4	—	—	2,0	—	—	—
Нефелин	—	—	3,1	—	—	12,1	—	—	—
Цеолиты (преимущественно анальцим)	—	2	—	9,1	—	17,1	—	—	—
Мезостази	1,9	—	—	—	—	—	—	—	—
Бiotит	4,7	—	4,9	—	—	—	—	3,2	2,2
Амфибол	—	—	сл.	—	—	—	—	—	—
Апатит	0,9	—	0,6	—	—	—	—	0,1	Не обн.

Продолжение таблицы 5

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Минералогия									
Оливин (Fa)	(25)	—	27—46	25	—	30*	—	26*	—
Моноклинный пироксен									
Ca	46*	—	47*	48*	—	47*	—	48*	—
Mg	37	—	38	37	—	40	—	41	—
ΣFe	17	—	15	15	—	13	—	11	—
Плагиоклаз (An)	(54)	«Лаб- радор»	80—70	69	—	56*	—	—	—

* Состав дается на основе анализов.

1. Щелочный долерит, сколковая проба, верхняя зона закалки, интрузия Проспект, в 29 км западнее Сиднея, Новый Южный Уэльс [192]. Аналитик Пайл.
2. Кринанит (анальцимсодержащий щелочный долерит), в 1,6 км севернее Инвер-Коттедж, Джюра, Аргайлл [65]. Аналитик Радли. Модальный состав определен Кеннеди по шлифам анализировавшейся породы [87].
3. Щелочное габбро [158], Адамс-Шоулдер, Оконжеже, Юго-Западная Африка [138]. Аналитик Симпсон.
4. Тешенит (В1) (приближающийся к гленмуириту), в 6 м выше нижнего контакта, силл Блэк-Джэк, Новый Южный Уэльс [179]. Аналитик Уилкинсон.
5. Средний состав гленмуирита (13 анализов) [120].
6. Анальцим-оливиновый тералит (ST. 28), у нижнего контакта интрузии Скуэр-Топ, близ Нандла, Новый Южный Уэльс [182]. Аналитик М. Тиба (щелочной полевой шпат $Or_{25}Ab_{40}An_5$), нефелин $Ne_{91}Ks_7Qz_2$).
7. Средний состав эссекита (15 анализов) [120].
8. Пикротешенит («килитоный»), в 23 м выше подошвы обрыва, Бенбеох, Айршир [58].
9. Щелочной пикрит, Крейгдонки, Айршир [58].

нистости. Структуры интрузивных пород бывают базальтовыми, долеритовыми и габброидными, которые, по терминологии Уолкера [166], называются соответственно порфиоровыми, офитовыми и неофитовыми. Для излившихся пород, по-видимому, наиболее характерны порфиоровые и гломеропорфиоровые структуры; распространены также афировые и микропорфиоровые структуры, а вариолитовые и субвариолитовые лавы сравнительно редки [116]. Структуры основной массы в лавах офитовые, субофитовые, интергранулярные или интерсертальные.

Оливин обычно встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе; идиоморфные выделения обнаруживают присутствие граней призм. Удлиненные и скелетные выделения оливина с глубокими заливами или параллельные сростки зерен, по мнению Древера и Джонсона [52], обусловлены быстрой (скелетной) кристаллизацией. Фаялитовый оливин имеет тенденцию находиться в субофитовых соотношениях с плагиоклазом. В оливинах из более меланократовых пород довольно обычные включения пикотита или окислов железа и титана. Нормальная зональность в оливинах безошибочно определяется по характеру интерференционных окрасок, которые усиливаются в разрезах $\perp Ng$ и Nt и ослабевают в разрезах $\perp Np$. Замещение «боулингитом» или «иддингситом» обычно начинается с периферии кристаллов или вдоль слабо выраженных трещин спайности; гораздо реже оливин замещается карбонатами. Ядра оливина могут быть окружены зоной, преобразованной в иддингсит, которая в свою очередь может окаймляться оторочкой более фаялитового оливина [162, 11]. Кроме зернистых оторочек моноклинного пироксена, оливины могут иногда иметь керсутитовые каемки [2], а биотит может образовывать прерывистые реакционные оторочки вокруг вкрапленников и зерен оливина в основной массе. Присущие этим породам оливины часто отличаются от ксенокристаллов оливина, заимствованных из перидотитовых ксенолитов (нередко ассоциирующихся с ксенокристаллами ромбического пироксена и шпинели), более идиоморфным обликом, большим содержанием фаялито-

вой составляющей, отсутствием признаков катаклаза и деформаций [73, 116].

Обогащенные кальцием моноклинные пироксены могут быть бесцветными, серовато-зелеными (в пикритовых базальтах), коричневатыми или лиловатыми. Лиловые оттенки более свойственны моноклинным пироксенам из умеренно недосыщенных пород, обладающим сильно выраженной наклонной дисперсией оптических осей. В них широко распространены структуры песочных часов, секториальное строение и зональная окраска [144]; по границам зон с различной окраской часто могут располагаться включения рудных минералов. Многочисленные включения оливина, рудных минералов и материала основной массы придают выделениям пироксена сидовидный облик. В более недосыщенных породах богатый кальцием пироксен окружается оторочкой зеленого акмитового пироксена, особенно в тех участках, где его кристаллы граничат с нефелиновым, анальцимовым или щелочным мезостазиомом. Моноклинный пироксен и окислы рудных минералов могут образовывать графические или субграфические сростки; описаны также сходные сростания моноклинного пироксена с нефелином и плагиоклазом [17, 44].

Выделения раннего титаномагнетита представлены идиоморфными кубическими или октаэдрическими кристаллами, часто образующими синнейсические текстуры; в более дифференцированных типах пород фенокристаллам титаномагнетита свойственны скелетные формы [178]. В основной массе довольно часто присутствует ильменит в виде шестоватых или уплощенных выделений; в медленно остывавших породах ильменит наблюдается в виде пластинчатых вростков в шпинели, располагаясь параллельно плоскости (111).

Керсутит может встречаться как в виде фенокристаллов, так и в качестве минерала основной массы; фенокристаллы в экструзивных породах часто обнаруживают признаки дробления (II.4.4.3). Биотит обычно присутствует лишь в составе основной массы или образует реакционные оторочки вокруг выделений рудных и других магнезиально-железистых минералов.

В экструзивных и долеритовых разностях щелочно-базальтовых пород плагиоклазы чаще всего образуют лейстовидные кристаллы, тогда как в габброидных типах пород их форма приближается к таблитчатой или короткопризматической. Плагиоклазы часто окружаются оторочкой анортоклаза, но в более калиевых разностях пород анортоклаз или санидин образуют самостоятельные выделения. Щелочные полевые шпаты трахибазальтов нередко располагаются в интерстициях плагиоклазов, обнаруживая волнистое погасание. В интрузивных породах плагиоклаз обычно замещается глинистыми минералами, анальцимом, натролитом, или томсонитом, редко, как это, например, имеет место в интрузии Проспект, — пренитом [192]. Нефелин встречается в виде кристаллов прямоугольной или шестиугольной формы, но в более недосыщенных базанитах он образует грубозернистые или пойкилитовые выделения. Первичный анальцим обычно выполняет интерстиционные промежутки, но в таких породах, как тешениты, он встречается в виде продукта позднемагматического изменения плагиоклазов. В щелочных базальтах установлены разнообразны цеолиты, либо выполняющие пустоты, либо являющиеся продуктами изменения нефелина или полевых шпатов; иногда цеолиты принадлежат, вероятно, к числу первичных (позднемагматических) фаз. Цеолиты обычно представлены теми минеральными видами, которые образуются в условиях недостатка кремнезема [42], а именно натролитом, шабазитом, томсонитом, филлипситом и мезолитом. В некоторых трахибазальтах острова Тристан-

да-Кунья присутствует интерстиционный лейцит [10]. Широко распространенным аксессуарным минералом базальтов является призматический апатит, часто отвечающий по составу фторапатиту.

В щелочно-базальтовых породах лав и гипабиссальных интрузий часто обнаруживаются петрографические доказательства существования низкотемпературного остатка, состоящего из щелочных полевых шпатов, натровых моноклинных пироксенов, рудных минералов и переменных количеств нефелина, анальцима и других цеолитов. Эти ассоциации в вулканических породах представлены обособлениями «трахитового» состава [104, 27, 197], а в тешенитах, тералитах и эссекситах — щелочным мезостазисом [179]. Шлировые и пегматоидные выделения, аналогичные пегматитам толеитовых долеритов, выделяются на фоне вмещающих их пород своим более грубозернистым обликом, гораздо интенсивнее проявленными процессами позднемагматического преобразования оливина, плагиоклазов или нефелина и большим содержанием цеолитов или фельдшпатоидов. Форма выделений оливина, моноклинных пироксенов и рудных минералов часто свидетельствует об их свободном и скелетном росте [179, 192, 44]. В быстро охлажденных лавах может присутствовать переменное количество интерстиционного стекла светло-коричневого цвета, соответствующего по составу трахитам или фонолитам [184].

II.4.6. Щелочные пикриты

Щелочные пикриты — наиболее меланократовые породы, ассоциирующиеся со щелочными долеритами, тешенитами и др.; они содержат свыше 40% модального оливина; при содержании модального оливина от 20 до 40% к соответствующему названию породы добавляется приставка «пикро» [55].

Наиболее известными областями распространения меланократовых пикритовых пород являются силл Гарб-Эйлин, острова Шайант [167, 55], интрузии района Небо, Новый Южный Уэльс [61], Срединная долина Шотландии [56] и северная часть острова Скай [137]. Щелочные пикриты сложены оливином Fa_{15-23} , моноклинным пироксеном $Ca_{46}Mg_{43}Fe_{11}$ и кальциевым плагиоклазом Ap_{74-62} с переменным количеством рудных минералов, анальцима, керсутита и флогопита. Часто встречаются пойкилитовые структуры: вростки оливина (обычно незонального) содержатся в виде включений в моноклинном пироксене и битовните [56].

Следует также отметить существование малых интрузий пикритов, представленных сравнительно небольшими дайками, силлами и пластообразными телами, в ассоциации с которыми не встречаются другие типы меланократовых пород; лучше всего они представлены на острове Скай в районе Куйллинс и в западной Гренландии в Убекендт-Айленд [51, 53, 198, 57]. До сих пор еще не установлен тип магмы, из которой образовались эти породы, но их нормативные составы свидетельствуют о том, что они в основном имеют субщелочной характер, реже им свойственна умеренная щелочность (присутствует небольшое количество H_2O) [55].

II.4.7. Лейцитсодержащие базальтовые породы

Присутствие лейцита в меланократовых щелочных вулканиках частично обусловлено сравнительно высоким отношением K_2O/Na_2O , частично благоприятным уровнем недосыщенности. Лейцитовые тефриты (табл. 4, 18) и лейцитовые базаниты (лейцит-оливиновые тефриты),

т. е. лейцитосодержащие аналоги нефелиновых тефритов и нефелиновых базанитов, в соответствии с определением должны содержать лишь акцессорные количества щелочного полевого шпата. Однако модальные составы выделенных под этим названием лав нередко характеризуются присутствием значительных количеств щелочных полевых шпатов; следовательно, эти вулканиты, сравнимые с лейцитосодержащими абсарокитами [85, 78, 89], с большим основанием могут быть названы лейцитовыми трахибазальтами [10]. Более обогащенные лейцитом разновидности соответствуют викойтам Римской провинции [170]. С уменьшением количества модального полевого шпата и увеличением степени недосыщенности лейцитовые тефриты переходят в лейцититы.

Лейцитосодержащие базальтовые породы главным образом распространены в петрографических провинциях, характеризующихся присутствием значительного числа разновидностей лейцитосодержащих эруптивных пород, как, например, в Римской провинции западной Италии [170] и в районе Буфумбиры в Уганде [78, 86]. Лейцитосодержащие трахибазальты островов Тристан-да-Кунья [10] относятся к умеренно калиевым породам, для которых характерно лишь спорадическое появление лейцита. Лава, химический анализ которой приведен в табл. 4, 17 (см. также анализ 12), содержит фенокристаллы моноклинного пироксена, керсутита и плагиоклаза ($Ap_{70}-Ap_{80}$) в интергранулярной основной массе, сложенной плагиоклазом (Ap_{68}), пироксеном, рудными минералами, щелочным полевым шпатом и лейцитом.

Более обогащенные лейцитом тефриты часто содержат заметно выделяющиеся фенокристаллы лейцита, нередко обнаруживающие сложное двойникование, и вторую генерацию этого фельдшпатоида в составе основной массы. Розоватый или серо-зеленый моноклинный пироксен представлен диопсид-салитом [33, 156].

Щелочные полевые шпаты иногда окаймляют плагиоклазы и часто относятся к числу минералов, входящих в состав интерстиционной основной массы. Флогопит встречается как в виде вкрапленников, так и среди минералов основной массы; в небольших количествах в основной массе может присутствовать нефелин.

II.4.8. Включения в щелочно-базальтовых породах

Включения основных и ультраосновных пород наблюдаются почти исключительно в щелочных базальтах (обычно с нормативным нефелином) и крайне редки в толеитовых лавах [173, 8]. Особенно большое внимание уделялось исследованию включений ультраосновного состава [130, 193, 145, 203, 173, 68], но, согласно Форбсу и Куно [67], наиболее распространенными являются включения габброидного состава. Среди включений ультраосновного состава преобладают лерцолиты, сложенные оливином (Fa_{8-15}), алюминиевым энстатитом, алюминиевым хромдиопсидом и слегка обогащенной $MgAl_2O_4$ -компонентом шпинелью. Реже наблюдаются дуниты, верлиты и разнообразные пироксениты. На Гавайских островах включения лерцолитов встречаются в основном в умеренно и сильно недосыщенных породах; слагающие их минералы обладают сравнительно выдержанным составом. В обогащенных железом дунитах, верлитах и пироксенитах составы оливина и пироксена варьируют в более широких пределах; включения этих пород, как и габброидов, характерны для слабо недосыщенных разновидностей базальтов [173]. Лерцолитовые включения обнаруживают признаки деформации и катаклаза, что проявляется в волнистом погасании оливина и изгибе пластинчатых вростков распада, параллельных (100) в волнистом погасании диопсида и в изгибе полосчатости в энстатите. Характерной

особенностью этих включений является предпочтительная ориентировка в них оливина и пироксена [24, 39]. Многочисленны свидетельства неравновесных соотношений ультраосновных пород и вмещающих их базальтов [193, 173]. Ромбический пироксен в криптокристаллической основной массе может быть окаймлен тонкозернистым оливином, зерна диопсида имеют пористые внешние зоны, характеризующиеся меньшим содержанием Na и Al по сравнению с ядром и присутствием мелких включений полевых шпатов и (?) нефелина, а оливин на границах с включениями характеризуется большим содержанием Fe, Ca и Mn и меньшим — Mg и Ni. Вокруг выделений шпинели развиты оторочки непрозрачных минералов, обогащенных Fe и обедненных Al.

Во включениях габброидов может присутствовать ромбический пироксен [105, 173]; в других случаях включения лишены его и состоят из переменных количеств оливина, моноклинного пироксена, плагиоклаза и керсутита [10, 162, 96]. Существуют все промежуточные разности пород между анортозитами и пироксенитами, а в некоторых скоплениях включений можно наблюдать широкие вариации и по степени зернистости; иногда в отдельных включениях отмечается послойное расположение контрастных по составу минералов.

II.4.9. Номенклатура некоторых пород дифференцированных серий

Исследованиями, проведенными в петрографических провинциях щелочных пород на островах Гебридских, Гавайских, Гоф и Тристанда-Кунья, было выявлено общее соответствие минералогического и химического состава отдельных членов соответствующих серий. Эти серии в первом приближении могут быть выделены по таким параметрам, как отношение K_2O/Na_2O и $(FeO + Fe_2O_3)/MgO$, и по степени недосыщенности, характеризующейся величиной *ne*. Слабо недосыщенные серии Гебридских и Гавайских островов представлены рядом щелочной базальт → гавайит → муджиерит → бенморейт → щелочной трахит. Породы с острова Гоф образуют серию натрового и умеренно калиевого ряда трахибазальт → трахиандезит → тристанит → трахит. Описаны серии и более недосыщенного ряда; например, Кумсом и Уилкинсоном [44] в довольно гетерогенной вулканической провинции восточного Отаго выделена серия нефелиновый базанит → нефелиновый гавайит → нефелиновый муджиерит → нефелиновый бенморейт → фонолит.

Гавайиты содержат модальный и нормативный плагиоклаз, состав которого соответствует андезину; кристаллы плагиоклаза обладают зональным строением, меняясь по составу от кальциевого андезина до кальцийсодержащего анортоклаза [115]. По определению Макдоналда [108] и Макдоналда и Кацуры [109], гавайиты характеризуются отношением K_2O/Na_2O , меньшим 1:2 (табл. 6, 1—2). Гавайиты могут содержать примерно равные количества плагиоклаза и кальцийсодержащего анортоклаза, и, следовательно, различие между ними и трахиандезитами основывается в первую очередь на принадлежности пород к натровому или калиевому ряду, а не на различиях в соотношениях полевых шпатов. Трахиандезиты ($K_2O/Na_2O > 1:2$), аналоги дорейтов, по определению Нокколдса [120], характеризуются присутствием плагиоклаза (модального и нормативного), отвечающего по составу андезин-олигоклазу, и щелочного полевого шпата (анортоклаза и санидина), составляющего примерно 10—40% от общего количества полевых шпатов [143]. Индекс дифференциации (DI) трахиандезитов ($\Sigma qz + ab + or + ne + lc$) [148] составляет менее 65. Индекс более дифференцированных калиевых лав, а именно тристанитов (DI=65—75), перекрывает «разрыв Дели» [152, 104, 10]. Отношение K_2O/Na_2O в муджиеритах

Таблица 6

Химический и нормативный состав дифференцированных щелочных вулканитов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,73	48,60	47,56	49,68	55,76	51,46	52,26	49,04	55,37	52,95
TiO ₂	3,36	3,16	2,14	2,13	1,78	2,69	2,62	1,12	1,71	1,43
Al ₂ O ₃	16,30	16,49	17,93	16,99	16,55	17,12	16,90	18,23	17,56	19,14
Fe ₂ O ₃	3,87	4,19	4,64	3,45	3,10	2,96	3,84	2,36	2,83	3,25
FeO	11,45	7,40	6,20	8,99	6,02	6,05	4,69	6,01	4,59	2,86
MnO	0,20	0,18	0,21	0,27	0,22	0,15	0,14	0,15	0,11	0,20
MgO	5,25	4,70	3,13	2,79	1,08	4,03	3,15	4,54	2,22	2,02
CaO	7,42	7,79	7,13	5,46	3,23	5,94	6,25	6,52	4,64	5,33
Na ₂ O	4,33	4,43	6,26	5,78	6,28	4,06	4,87	5,35	4,65	6,55
K ₂ O	0,59	1,60	2,27	1,90	3,87	3,69	3,46	3,25	4,52	4,37
H ₂ O ⁺	0,97	—	0,66	1,77	0,95	1,09	0,66	1,67	1,40	1,12
H ₂ O ⁻	0,48	—	1,15	0,34	0,80	0,26	0,54	1,24	—	—
P ₂ O ₅	0,33	0,69	0,74	0,48	0,40	0,26	0,61	0,29	0,34	0,37
Cl	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—	—
CO ₂	—	—	0,24	—	0,03	—	—	—	—	—
Прочие	—	—	—	0,37	0,07	—	—	—	0,10	0,43
Сумма	100,28	99,23	100,26	100,40	100,14	100,03	99,99	99,92	100,04	100,02

Нормативный состав

Or	3,49	9,45	13,42	11,23	22,87	23,40	20,45	19,21	26,71	25,82
Ab	31,72	34,76	26,87	37,83	47,40	29,66	36,31	21,21	39,35	28,43
An	23,31	20,38	14,12	14,81	5,55	16,80	14,05	16,72	13,70	9,93
Ne	2,66	1,48	14,14	6,00	3,11	2,54	2,65	12,43	—	14,62
Di	9,38	11,10	12,50	7,67	6,52	8,85	10,27	11,21	5,78	11,10
Hu	—	—	—	—	—	—	—	—	1,32	—
Ol	15,52	8,38	4,45	10,22	4,00	7,42	3,10	9,73	3,54	0,28
Mt	5,61	6,08	6,73	5,00	4,49	4,29	5,57	3,42	4,10	4,71
Il	6,38	6,00	4,06	4,05	3,38	5,11	4,98	2,13	3,25	2,72
Ar	0,77	1,60	1,62	1,12	0,93	0,61	1,42	0,68	0,79	0,86
Cs	—	—	0,55	—	0,07	—	—	—	—	—
Прочие	1,45	—	1,81	2,48	1,82	1,35	1,20	2,91	1,50	1,55
Сумма	100,29	99,23	100,27	100,41	100,14	100,03	100,00	99,90	100,04	100,02
Индекс дифференциации	37,9	45,7	54,4	55,1	73,4	55,6	59,4	52,9	66,1	68,9
Нормативное отношение $\frac{Ab \times 100}{Ab + An}$	42,3	37,0	34,4	28,1	10,5	36,2	27,9	44,1	25,8	25,9
$\frac{(FeO + Fe_2O_3) \times 100}{MgO + FeO + Fe_2O_3}$	74,5	71,1	77,6	81,7	89,4	69,1	73,0	64,8	77,0	75,2

1. Гавайт, щелочная серия Гебридских островов, Данн-Хилл, остров Скай [154]. Аналитик Скун.
2. Средний состав гавайского гавайита (33 анализа) [109].
3. Нефелиновый гавайит, приближающийся по составу к нефелиновому, муджнериту (OU 22487), сектор Норт-Хед, вблизи входа в бухту Отаго, Новая Зеландия [44]. Аналитик Тиба.
4. Муджнерит, щелочная серия Гебридских островов, Друм-на-Криш, остров Скай [115]. Аналитик Скун.
5. Бенморит, щелочная серия Гебридских островов, так называемый «муджнерит», восточнее Киндох-Отель, остров Малл [9].
6. Трахиандезит («страхибазальт», G 164), остров Гоф, Южная Атлантика [104]. Аналитик Ле-Метр.
7. Трахиандезит, остров Ики, Япония [2]. Аналитик Аоки.
8. Порфиновый нефелиновый трахиандезит (OU 20658), Бриннс-Пойнт, восточное Отаго [44]. Аналитик Калоксаи (в нормативный состав входит *hl* 0,25).
9. Тристанит (среднее из 3 анализов), остров Гоф [152].
10. Фельдшпатонный тристанит (= средний нефелиновый латит по Нокколду) [152].

меньше чем 1:2 (в соответствии с определением гавайитов, данным Макдоналдом и Кацурой [109]). Состав нормативного плагиоклаза муджиеритов соответствует олигоклазу (табл. 6, 4); кальцийсодержащий анортотоклаз преобладает над калиевым плагиоклазом, а в интерстициях может присутствовать также натровый санидин [115]. Бенморейт — натровый член слабо недосыщенной серии пород, попадающий по составу в «разрыв Дели», имеет $DI=65-75$ при (обычных) содержаниях $53 < SiO_2 < 57$; $3 < CaO < 6$; $5\frac{1}{4} < (FeO + Fe_2O_3) < 8\frac{1}{2}$ (табл. 6, 5).

Типичные гавайиты и муджиериты обладают сравнительно высоким отношением $(FeO + Fe_2O_3)/MgO$, что выражается в образовании высокожелезистых оливинов и пироксенов; лавы с близким соотношением щелочей, но заметно более низким отношением $(FeO + Fe_2O_3)/MgO$; по-видимому лучше называть маложелезистыми гавайитами и муджиеритами. Трахиандезиты часто характеризуются более низким отношением Fe/Mg по сравнению с гавайитами и муджиеритами, что и было использовано Утимудзой [160] для выделения «муджиерит-трахиандезитовой» границы на АМФ-диаграмме. При таком разграничении различия отношения щелочей в лавах, принадлежащих к калиевым или натриевым сериям, не принимаются во внимание.

Нефелиновые гавайиты, нефелиновые муджиериты и нефелиновые бенморейты являются фельдшпатоидными эквивалентами гавайитов и т. д., содержащими фельдшпатоид в качестве главного минерала [44]. Соответствующие калиевые лавы представлены нефелиновыми трахиандезитами (орданшита [120]) и фельдшпатоидными тристанитами, сопоставляемыми Тилли и Муиром со средним нефелиновым латитом Нокколдса [120]. Калиево-натриевое отношение, равное 1:2, используется для разграничения тонкозернистых натровых или калиевых лав с промежуточной величиной индекса дифференциации, так как отражает природу соответствующих полевошпатовых ассоциаций. Однако отношение щелочей в умеренно недосыщенных лавах отчасти определяется составом модального фельдшпатоида, и, следовательно, содержание щелочей в этих породах не обязательно будет отражать преимущественно натровую или калиевую природу присутствующих щелочных полевых шпатов.

Более дифференцированные слабо щелочные лавы могут быть *ne*- или *hy*-содержащими (табл. 6, 9) или пересыщенными, как, например, бенморейты Гебридских островов с содержанием $qz=6,9\%$ [154]. Оливин и богатый кальцием моноклинный пироксен являются главными железо-магнезиальными минералами гавайитов, трахиандезитов и т. д. Хотя керсутит, вероятно, более характерен для пород калиевого ряда, он встречается в виде вкрапленников также и в маложелезистых натровых породах [149]. Высокожелезистые гавайиты и муджиериты обычно не содержат фенокристаллов кальциевого амфибола или биотита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Anderson F. W., Dunham K. C., The geology of Northern Skye, Mem. geol. Surv. U. K., 216, 1966.
2. Aoki K., Petrology of alkali rocks of the Iki Islands and Higashi-Matsuura district, Japan, Tôhoku Univ. Sci. Rept., ser. III, 6, 261—310, 1959.
3. Aoki K., The kaersutites and oxykaersutites from alkali rocks of Japan and surrounding areas, J. Petrology, 4, 198—210, 1963.
4. Aoki K., Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan, Am. Miner., 49, 1199—1223, 1964.
5. Aoki K., Petrography and petrochemistry of latest Pliocene olivine tholeiites of Taos area, northern New Mexico, U. S. A., Contr. Mineral. Petrology, 14, 190—203, 1967.

6. *Aoki K.*, Petrology of kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki Islands, Japan, *Contr. Mineral. Petrology*, **25**, 270—283, 1970.
7. *Aoki K., Kushiro I.*, Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel, *Contr. Mineral. Petrology*, **18**, 326—327, 1968.
8. *Bakbke I., Conqu  r   F., Vilminot J. C.*, Nodules de p  ridotite et cumulats d'olivine, *Bull. Soc. fr. Miner. Cristallogr.*, **89**, 262—268, 1966.
9. *Bailey E. B., and others*, Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline, and Oban, *Mem. geol. Surv. Scotland*, **445**, 1924.
10. *Baker P. E., Gass I. G., Harris P. G., Le Maitre R. W.*, The volcanological report of the Royal Society expedition to Tristan da Cunha, 1962, *Trans. R. Soc. Philos.*, **256**, 439—575, 1964.
11. *Baker I., Haggerty S. E.*, The alteration of olivine in basaltic and associated lavas, Part II, Intermediate and low temperature alteration, *Contr. Mineral. Petrology*, **16**, 258—273, 1967.
12. *Bandy M. C.*, Geology and petrology of Easter Island, *Bull. geol. Soc. Am.*, **48**, 1589—1610, 1937.
13. *Barnes V. E.*, Changes in hornblende at about 800°C, *Am. Miner.*, **15**, 393—417, 1930.
14. *Barth T. F. W.*, Pyroxen von Hiva Oa, Marquesas Inseln und die formel titanhaltiger augite, *Neues Jb. Miner. Abh.*, **64**, 217—224, 1931.
15. *Barton M. E.*, The petrology of a teschenite sill at Landywood, Staffordshire, *Geol. Mag.*, **100**, 533—550, 1963.
16. *Benson W. N.*, Kaersutite and other brown amphiboles in the Cainozoic igneous rocks of the Dunedin district, *Trans. R. Soc. New Zealand*, **69**, 283—308, 1939.
17. *Benson W. N.*, The basic igneous rocks of Eastern Otago and their tectonic environment, Part II, *Trans. R. Soc. New Zealand*, **72**, 85—110, 1942.
18. *Best M. G.*, Kaersutite-peridotite inclusions and kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona, *Contr. Mineral. Petrology*, **27**, 25—44, 1970.
19. *Binns R. A.*, High pressure megacrysts in basanitic lavas near Armidale, New South Wales, *Am. J. Sci.*, Schairer vol., **267A**, 33—49, 1969.
20. *Binns R. A., Duggan M. B., Wilkinson J. F. G.*, High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern, New South Wales, *Am. J. Sci.*, **269**, 132—168, 1970.
21. *Boesen R. S.*, The clinopyroxenes of a monzonitic complex at Mount Dromedary, New South Wales, *Am. Miner.*, **49**, 1435—1457, 1964.
22. *Bowen N. L., Schairer J. F.*, The system $MgO \cdot FeO \cdot SiO_2$, *Am. J. Sci.*, 5th ser., **29**, 151—217, 1935.
23. *Boyd F. R.*, Hydrothermal investigations of amphiboles, in *Abelson P. H.*, ed., *Researches in Geochemistry*, John Wiley & Sons, New York, 377—396, 1956.
24. *Brothers R. N.*, Olivine nodules from New Zealand, *Rep. 21st Intern. geol. Congr.*, Copenhagen, pt. 13, 68—81, 1960.
25. *Brown D. A.*, The geology of Siberia Hill and Mount Dasher, North Otago, *Trans. R. Soc. New Zealand*, **83**, 347—372, 1955.
26. *Brown G. M.*, Mineralogy of basaltic rocks, in *Hess H. H., Poldervaart A.*, Eds., *Basalts*, 1, Interscience, New York, 103—162, 1967.
27. *Bryan W. B.*, Geology and petrology of Clarion Island, Mexico, *Bull. geol. Soc. Am.*, **78**, 1461—1476, 1967.
28. *Buddington A. F., Lindsley D. H.*, Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents, *J. Petrology*, **5**, 310—357, 1964.
29. *Buerger M. J.*, The role of temperature in mineralogy, *Am. Miner.*, **33**, 101—121, 1948.
30. *Carmichael C. M.*, The magnetic properties of ilmenite-hematite crystals, *Proc. R. Soc. Lond.*, ser. A, **263**, 508—530, 1961.
31. *Carmichael I. S. E.*, Pantelleritic liquids and their phenocrysts, *Mineralog. Mag.*, **33**, 86—113, 1962.
32. *Carmichael I. S. E.*, The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland, *J. Petrology*, **5**, 435—460, 1964.
33. *Carmichael I. S. E.*, The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming, *Contr. Mineral. Petrology*, **15**, 24—66, 1967.
34. *Carmichael I. S. E., Nicholls J.*, Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks, *J. geophys. Res.*, **72**, 4664—4687, 1967.
35. *Chayes F.*, A petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans, *J. geophys. Res.*, **69**, 1573—1588, 1964.
36. *Chayes F.*, Titania and alumina content of oceanic and circumoceanic basalt, *Mineralog. Mag. (Tilley vol.)*, **34**, 126—131, 1965.
37. *Chayes F.*, Alkaline and subalkaline basalts, *Am. J. Sci.*, **264**, 128—145, 1966.
38. *Clark S. P., Schairer J. F., de Neufville J.*, Phase relations in the system $CaMgSi_2O_6 - CaAl_2SiO_6$ at low and high pressure, *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, **61**, 59—68, 1962.
39. *Coll  e A. L. G.*, A fabric study of lherzolites with special reference to ultrabasic nodular inclusions in the lavas of Auvergne (France), *Leid. geol. Meded.*, **28**, 3—102, 1963.

40. Coombs D. S., X-ray observations on wairakite and non-cubic analcime, *Mineralog. Mag.*, **30**, 698—708, 1955.
41. Coombs D. S., Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated by the diopside — olivine — silica diagram, *Miner. Soc. Am. Special Paper*, **1**, 227—250, 1963.
42. Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. M., The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **17**, 53—107, 1959.
43. Coombs D. S., Whetten J. T., Composition of analcimes from sedimentary and burial metamorphic rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **78**, 269—282, 1967.
44. Coombs D. S., Wilkinson J. F. G., Volcanic lineages and fractionation trends in some undersaturated volcanic rocks and shallow intrusives from the East Otago Volcanic Province (New Zealand) and related rocks, *J. Petrology*, **10**, 440—501, 1968.
45. Daly R. A., The geology of Ascension Island, *Proc. Am. Acad. Arts Sci.*, **60**, 3—80, 1925.
46. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *Rock-Forming Minerals*, **1**, Ortho- and Ring Silicates, 333, Longmans, London, 1962.
47. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *Rock-Forming Minerals*, **5**, Nonsilicates, 371, Longmans, London, 1962.
48. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *Rock-Forming Minerals*, **2**, Chain Silicates, 379, Longmans, London, 1963.
49. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *Rock-Forming Minerals*, **4**, Framework Silicates, 435, Longmans, London, 1963.
50. Dickey J. S., Eclogitic and other inclusions in the Mineral Breccia Member of the Deborah Volcanic Formation at Kakanui, New Zealand, *Am. Miner.*, **53**, 1304—1319, 1968.
51. Drever H. I., The geology of Ubekendt Ejland, West Greenland, Part II, The picritic sheets and dykes of the east coast, *Meddr. Grønland*, **137**, 1—41, 1956.
52. Drever H. I., Johnston R., Crystal growth of forsteritic olivine in magmas and melts, *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, **63**, 289—315, 1957.
53. Drever H. I., Johnston R., The petrology of picritic rocks in minor intrusions — a Hebridean group, *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, **63**, 459—499, 1958.
54. Drever H. I., Johnston R., The lower margin of the Schiant Isles sill, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, **114**, 343—365, 1959.
55. Drever H. I., Johnston R., New petrographical data on the Shiant Isles picrite, *Mineralog. Mag.*, (Tilley vol.), **34**, 194—203, 1965.
56. Drever H. I., Johnston R., The ultrabasic facies in some sills and sheets, in *Wyllie P. J.*, ed., *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York, 51—63, 1967.
57. Drever H. I., Johnston R., Picritic minor intrusions, in *Wyllie P. J.*, ed., *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York, 71—82, 1967.
58. Drever H. I., MacDonald J. G., Some new data on kyllitic sills and associated picrites in Ayrshire, Scotland, *Proc. R. Soc. Edinburgh, sect. B*, **70**, 31—48, 1967.
59. Edwards A. B., The Tertiary volcanic rocks of central Victoria, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, **94**, 243—320, 1938.
60. Edwards A. B., The crinanite laccolith of Circular Head, Tasmania, *Proc. R. Soc. Vict.*, **53**, 403—415, 1941.
61. Edwards A. B., Crinanite-picrite intrusions in the Nebo district of New South Wales, *Proc. R. Soc. Vict.*, **65**, 9—29, 1953.
62. Engel A. E. J., Engel C., Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge, *Science*, **144**, 1330—1333, 1964.
63. Engel A. E. J., Engel C., Havens R. G., Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle, *Bull. geol. Soc. Am.*, **76**, 719—734, 1965.
64. Ernst W. G., Amphiboles, *Crystal Chemistry, Phase Relations and Occurrence*, 125, Springer-Verlag, New York Inc., 1968.
65. Flett J. S., in *Peach B. N., and others*, The geology of Knapdale, Jura and North Kintyre, *Mem. Geol. Scotland*, **28**, 149, 1911.
66. Forbes R. B., Banno S., Nickel — iron content of peridotite inclusion and cognate olivine from an alkali olivine basalt, *Am. Miner.*, **51**, 130—140, 1966.
67. Forbes R. B., Kuno H., The regional petrology of peridotite inclusions and basaltic host rocks, *Upper Mantle Symposium (New Delhi, 1964)*, 161—179, 1965.
68. Forbes R. B., Kuno H., Peridotite inclusions and basaltic host rocks, in *Wyllie P. J.*, Ed., *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York, 328—337, 1967.
69. Goldschmidt V. M., *Geochemistry*, 730, Oxford, University Press, 1954.
70. Green D. H., Ringwood A. E., The genesis of basaltic magmas, *Contr. Mineral. Petrology*, **15**, 103—190, 1967.
71. Green J., Poldervaart A., Some basaltic provinces, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **7**, 177—188, 1955.

72. *Haggerty S. E., Baker I.*, The alteration of olivine in basaltic and associated lavas, 1967. Part I, High temperature alteration, *Contr. Mineral. Petrology*, **16**, 1967.
73. *Hamilton J.*, Banded olivines in some Scottish Carboniferous olivine basalts, *Geol. Mag.*, **94**, 135—139, 1957.
74. *Hamilton W. B., Neuerberg G. J.*, Olivine-sanidine trachybasalt from the Sierra Nevada, California, *Am. Miner.*, **41**, 851—873, 1956.
75. *Harkin D. A.*, The Rungwe volcanics at the northern end of Lake Nyasa, *Mem. geol. Surv. Tanganyika*, **2**, 172, 1960.
76. *Hartman P.*, Can Ti^{4+} replace Si^{4+} in silicates? *Mineralog. Mag.*, **37**, 1969.
77. *Henriques A.*, The influence of cations on the optical properties of clinopyroxenes, Part I and II, *Ark. Miner. Geol.*, **2**, 341—348, 381—384, 1958.
78. *Holmes A., Harwood H. F.*, The petrology of the volcanic field of Bufumbira, southwest Uganda, *Mem. geol. Surv. Uganda*, **3**, 291, 1937.
79. *Hori F.*, Effects of constituent cations on the optical properties of clinopyroxenes, *Univ. Tokyo Coll. General. Educ., Sci. Papers*, **4**, 71—83, 1954.
80. *Howie R. A.*, Kaersutite from the Lugar sill, Ayrshire, and from alnöite breccia, Alnö Island, Sweden, *Mineralog. Mag.*, **33**, 718—720, 1963.
81. *Huckenholz H. G.*, Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel, I. Die Klinopyroxene der Alkalinolinvinbasalt — Trachyt — Assoziation, *Beitr. Miner. Petrogr.*, **11**, 138—195, 1965.
82. *Huckenholz H. G.*, Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel, II. Die Klinopyroxene der Basanitoiden, *Beitr. Miner. Petrogr.*, **11**, 415—448, 1965.
83. *Hytönen K.*, On the petrology and mineralogy of some alkaline volcanic rocks of Toror Hills, Mt. Morotu and Morolinga in Karamoja, northeastern Uganda, *Bull. Comm. géol. Finl.*, **184**, 75—132, 1959.
84. *Hytönen K., Schairer J. F.*, The plane enstatite-anorthite-diopside and its relations to basalts, *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, **60**, 125—139, 1961.
85. *Iddings J. P.*, Absarokite-shoshonite-banakite series, *J. Geol.*, **3**, 935—959, 1895.
86. *Iddings J. P.*, *Igneous Rocks*, **11**, 685, John Wiley & Sons, New York, 1913.
87. *Johannsen A.*, *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*, **III**, 360, University of Chicago Press, 1937.
88. *Johnston R.*, The olivines of Garbh Eilean sill, Shiant Isles, *Geol. Mag.*, **90**, 1953.
89. *Joplin G. A.*, The shoshonite association, a review, *J. Geol. Soc. Australia*, **15**, 1968.
90. *Kawai N.*, Subsolidus phase relation in titanomagnetite and its significance in rock magnetism, *Rep. 20th Intern. Geol. Congr., Mexico*, pt. II-A, 103—120, 1959.
91. *Kennedy W. Q.*, Trends of differentiation in basaltic magmas, *Am. J. Sci.*, **25**, 1933.
92. *Kuno H.*, *Volcanoes and Volcanic Rocks*, Iwanami and Co., Tokyo, 1954.
93. *Kuno H.*, Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas, *Bull. volcanol.*, **20**, 37—76, 1959.
94. *Kuno H.*, High-alumina basalt, *J. Petrology*, **1**, 121—145, 1960.
95. *Kuno H.*, Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka-Sima, North Kyushu, Japan, in *Advancing Frontiers in Geology and Geophysics*, Osmania Univ. Press, Hyderabad, 205—220, 1964.
96. *Kuno H.*, Mafic and ultramafic nodules from Itinome-Gata, Japan, in *Wyllie P. J.*, ed., *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York, 337—342, 1967.
97. *Kuno H., and others*, Differentiation of Hawaiian magmas, *Jap. J. Geol. Geogr.*, **28**, 179—218, 1957.
98. *Kurasawa H.*, Petrology of the Kita-matsuura basalts in the northwest Kyushu, southwest Japan, *Geol. Surv. Japan*, *Rept.* **217**, 108, 1967.
99. *Kushiro I.*, Si — Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks, *Am. J. Sci.*, **258**, 548—554, 1960.
100. *Kushiro I.*, Clinopyroxene solid solutions, Part I. The $CaAl_2SiO_6$ component, *Jap. J. Geol. Geogr.*, **33**, 213—220, 1962.
101. *Kushiro I.*, Petrology of the Atumi dolerite, Japan, *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, **15**, 135—202, 1964.
102. *Larsen E. S.*, *Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana*, Part II. The extrusive rocks, *Bull. geol. Soc. Am.*, **52**, 1733—1752, 1941.
103. *Le Bas M. J.*, The role of aluminium in igneous pyroxenes in relation to their parentage, *Am. J. Sci.*, **260**, 267—288, 1962.
104. *Le Maitre R. W.*, Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic, *Bull. geol. Soc. Am.*, **73**, 1309—1340, 1962.
105. *Le Maitre R. W.*, The significance of gabbroic xenoliths from Gough Island, South Atlantic, *Mineralog. Mag.*, *Tilley vol.*, **34**, 303—317, 1965.
106. *Le Maitre R. W.*, Chemical variation within and between volcanic rock series — a statistical approach, *J. Petrology*, **9**, 220—252, 1968.
107. *Le Maitre R. W.*, Kaersutite-bearing plutonic xenoliths from Tristan da Cunha, South Atlantic, *Mineralog. Mag.*, **37**, 185—197, 1969.
108. *Macdonald G. A.*, Dissimilarity of continental and oceanic rock types, *J. Petrology*, **1**, 172—177, 1960.

109. *Macdonald G. A., Katsura T.*, Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrology*, **5**, 82—133, 1964.
110. *MacGregor M., MacGregor A. G.*, The Midland Valley of Scotland, *Br. reg. Geol.*, **95**, 1948.
111. *Mason B.*, Pyrope, augite and hornblende from Kakanui, New Zealand *J. Geol. Geophys.*, **9**, 474—480, 1966.
112. *Mason B.*, Kaersutite from San Carlos, Arizona, with comments on the paragenesis of this mineral, *Mineralog. Mag.*, **36**, 997—1002, 1968.
113. *McDougall I., Wilkinson J. F. G.*, Potassium—argon dates on some Cainozoic volcanic rocks from northeastern New South Wales, *J. Geol. Soc. Australia*, **14**, 225—234, 1967.
114. *Muir I. D.*, The paragenesis and optical properties of some ternary feldspars, *Norsk. Geol. Tidsskr.*, **42**, 477—492, 1962.
115. *Muir I. D., Tilley C. E.*, Mugearites and their place in alkali igneous rock series, *J. Geol.*, **69**, 186—203, 1961.
116. *Muir I. D., Tilley C. E.*, Basalts from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge, *J. Petrology*, **5**, 409—434, 1964.
117. *Murray R. J.*, The clinopyroxenes of the Garbh Eilean sill, Shiant Isles, *Geol. Mag.*, **91**, 17—31, 1954.
118. *Nash W. P., Wilkinson J. F. G.*, Shonkin Sag laccolith, Montana, I. Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity, *Contr. Mineral. Petrol.*, **25**, 214—269, 1970.
119. *Nicholls J., Carmichael I. S. E.*, Peralkaline acid liquids, A petrological study, *Contr. Mineral. Petrol.*, **20**, 268—294, 1969.
120. *Nockolds S. R.*, Average chemical compositions of some igneous rocks, *Bull. geol. Soc. Am.*, **65**, 1007—1032, 1954.
121. *Nolan J.*, Melting relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSiO}_4 - \text{NaFeSi}_2\text{O}_6 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{H}_2\text{O}$ and their bearing on the genesis of alkaline undersaturated rocks, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, **122**, 119—157, 1966.
122. *Nolan J.*, Physical properties of synthetic and natural pyroxenes in the system diopside—hedenbergite—acmite, *Mineralog. Mag.*, **37**, 216—229, 1969.
123. *Nolan J., Edgar A. D.*, An X-ray investigation of synthetic pyroxenes in the system acmite—diopside—water at 1000 kg/cm² water vapour pressure, *Mineralog. Mag.*, **33**, 625—634, 1963.
124. *Peters Tj., Luth W. C., Tuttle O. F.*, The melting of analcite solid solutions in the system $\text{NaAlSiO}_4 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$, *Am. Miner.*, **51**, 736—753, 1966.
125. *Phillips W. J.*, The crystallization of the teschenite from the Lugar sill, Ayrshire, *Geol. Mag.*, **105**, 23—34, 1968.
126. *Poldervaart A.*, Chemical definition of alkali basalts and tholeiites, *Bull. geol. Soc. Am.*, **75**, 229—232, 1964.
127. *Poldervaart A., Hess H. H.*, Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma, *J. Geol.*, **59**, 472—489, 1951.
128. *Richardson C.*, Petrology of the Galapagos Islands, in *Chubb L. J.*, Geology of the Galapagos, Cocos, and Eastern Islands, *Bull. Bernice P. Bishop Mus.*, **110**, 45—67, 1933.
129. *Roedder E.*, Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts, *Am. Miner.*, **50**, 1746—1782, 1965.
130. *Ross C. S., Foster M. D., Meyers A. T.*, Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks, *Am. Miner.*, **39**, 693—737, 1954.
131. *Saha P.*, Geochemical and X-ray investigations of natural and synthetic analcites, *Am. Miner.*, **44**, 300—313, 1959.
132. *Saha P.*, The system NaAlSiO_4 (nepheline) — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albite) — H_2O , *Am. Mineral.*, **46**, 859—884, 1961.
133. *Schairer J. F., Yoder H. S.*, The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline—diopside—silica, *Am. J. Sci.*, **258A**, Bradley vol., 273—283, 1960.
134. *Searle E. J.*, Petrochemistry of the Auckland basalts, New Zealand *J. Geol. Geophys.*, **3**, 23—40, 1960.
135. *Searle E. J.*, The petrology of the Auckland basalts, New Zealand *J. Geol. Geophys.*, **4**, 165—204, 1961.
136. *Segnit E. R.*, Some data on synthetic aluminous and other pyroxenes, *Mineralog. Mag.*, **30**, 218—226, 1953.
137. *Simkin T.*, Flow differentiation in the picritic sills of north Skye, in *Wyllie P. J.*, ed., Ultramafic and Related Rocks, John Wiley and Sons, New York, 64—69, 1967.
138. *Simpson E. S. W.*, The Okonjeje igneous complex, South-West Africa, *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, **57**, 124—172, 1954.
139. *Smith J. V.*, X-ray-emission microanalysis of rock-forming minerals, II. Olivines, *J. Geol.*, **74**, 1—16, 1966.
140. *Smith J. V.*, X-ray-emission microanalysis of rock-forming minerals, VI. Clinopyroxenes near the diopside-hedenbergite join, *J. Geol.*, **74**, 463—477, 1966.

141. *Smith J. V., Stenstrom R. C.*, Chemical analyses of olivines by the electron microprobe, *Mineralog. Mag.*, Tilley vol., 34, 436—459, 1965.
142. *Smith W. W.*, Structural relationships within pseudomorphs of olivine, *Mineralog. Mag.*, 32, 823—825, 1961.
143. *Streckeisen A.*, Classification and nomenclature of igneous rocks, *Neues Jb. Miner. Abh.*, 107, 144—240, 1967.
144. *Strong D. F.*, Formation of the hour-glass structure in augite, *Mineralog. Mag.*, 37, 472—479, 1969.
145. *Talbot J. L., and other*, Xenoliths and xenocrysts from lavas of the Kerguelen Island Archipelago, *Am. Miner.*, 48, 159—179, 1963.
146. *Tanguy J. C.*, Les lavas récentes de l'Etna, *Bull. Soc. géol. France*, 8, 201—217, 1966.
147. *Thompson J. B.*, Role of aluminium in the rock-forming silicates, *Bull. geol. Soc. Am.*, 58, 1232, 1947.
148. *Thornton C. P., Tuttle O. F.*, Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation index, *Am. J. Sci.*, 258, 664—684, 1960.
149. *Tiba T.*, Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayma district, Japan, *Tohoku Univ. Sci. Rept.*, ser. III, 9, 541—610, 1966.
150. *Tilley C. E.*, Some aspects of magmatic evolution, *Q. J. geol. Soc. London*, 106, 37—61, 1950.
151. *Tilley C. E., Muir I. D.*, The Hebridean Plateau magma type, *Trans. geol. Soc. Edinburgh*, 19, 208—215, 1962.
152. *Tilley C. E., Muir I. D.*, Intermediate members of the oceanic basalt — trachyte association, *Geol. För. Stockh. Förh.*, 85, 434—443, 1964.
153. *Tilley C. E., Yoder H. S., Schairer J. F.*, New relations on melting of basalts, *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, 63, 92—97, 1964.
154. *Tilley C. E., Yoder H. S., Schairer J. F.*, Melting relations of volcanic rock series, *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, 65, 260—269, 1967.
155. *Tomkeieff S. I.*, Zoned olivines and their petrogenetic significance, *Mineralog. Mag.*, 25, 229—251, 1939.
156. *Tournon J.*, Les roches basaltiques de la province de Gerone, Espagne, basanites à leucite et basanites à analcime, *Bull. Soc. franç. Miner. Cristallogr.*, 92, 376—382, 1969.
157. *Tyrrell G. W.*, The picrite-teschenite sill of Lugar (Ayrshire), *Q. J. geol. Soc. Lond.*, 72, 84—131, 1917.
158. *Tyrrell G. W.*, A boring through the Lugar sill, *Trans. geol. Soc. Glasg.*, 21, 157—202, 1948.
159. *Tyrrell G. W.*, A second boring through the Lugar sill, *Trans. geol. Soc. Edinburgh*, 15, 374—392, 1952.
160. *Uchimuzu M.*, Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands, *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, 16, 85—159, 1966.
161. *Upton B. G. J., Wadsworth W. J.*, The basalts of Réunion Island, Indian Ocean, *Bull. volcanol.*, 29, 7—24, 1966.
162. *Upton B. G. J., Wadsworth W. J., Newman T. C.*, The petrology of Rodriguez Island, Indian Ocean, *Bull. geol. Soc. Am.*, 78, 1495—1506, 1967.
163. *Verhoogen J.*, Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks, *J. Geol.*, 70, 168—181, 1962.
164. *Vincent E. A., and others*, Heating experiments on some natural titaniferous magnetites, *Mineralog. Mag.*, 31, 624—655, 1957.
165. *Влодавец В. И., Шаврова Н. Н.*, Об анортотклазе из лавы Дарингангской вулканической области, *ДАН СССР*, 88, 71—76, 1953.
166. *Walker F.*, Notes on the classification of Scottish and Moravian teschenites, *Geol. Mag.*, 60, 242—249, 1923.
167. *Walker F.*, The geology of the Shiant Isles (Hebrides), *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 86, 355—398, 1930.
168. *Walker F.*, The pegmatitic differentiates of basic sheets, *Am. J. Sci.*, 251, 41—60, 1953.
169. *Walker F., Nicolaysen L. O.*, The petrology of Mauritius, *Colon. Geol. Miner. Resour.*, 4, 3—43, 1954.
170. *Washington H. S.*, The Roman comagmatic region, *Publs. Carnegie Inst. Wash.*, 57, 199, 1906.
171. *Washington H. S.*, The volcanoes and rocks of Pantelleria, Part III. Petrology, *J. Geol.*, 22, 16—27, 1914.
172. *Washington H. S., Arousseau M., Keyes M. G.*, The lavas of Etna, *Am. J. Sci.*, 12, 371—408, 1926.
173. *White R. W.*, Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii, *Contr. Miner. Petrology*, 12, 245—314, 1966.
174. *Wilkinson J. F. G.*, The terms teschenite and crinanite, *Geol. Mag.*, 92, 282—290, 1955.

175. *Wilkinson J. F. G.*, Clinopyroxenes of alkali olivine-basalt magma, *Am. Miner.*, **41**, 724—743, 1956.
176. *Wilkinson J. F. G.*, The olivine of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales, *Geol. Mag.*, **93**, 441—455, 1956.
177. *Wilkinson J. F. G.*, The clinopyroxenes of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales, *Geol. Mag.*, **94**, 123—134, 1957.
178. *Wilkinson J. F. G.*, Titanomagnetites from a differentiated teschenite sill, *Mineralog. Mag.*, **31**, 443—454, 1957.
179. *Wilkinson J. F. G.*, The petrology of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales, *Am. J. Sci.*, **256**, 1—39, 1958.
180. *Wilkinson J. F. G.*, Some aspects of the calciferous amphiboles, oxyhornblende, kaersutite and barkevikite, *Am. Miner.*, **46**, 340—354, 1961.
181. *Wilkinson J. F. G.*, Some natural analcime solid solutions, *Mineralog. Mag.*, **33**, 498—505, 1963.
182. *Wilkinson J. F. G.*, Some feldspars, nephelines and analcimes from the Square Top intrusion, Nundle, N.S.W., *J. Petrology*, **6**, 420—444, 1965.
183. *Wilkinson J. F. G.*, Titanomagnetites from a differentiation sequence, analcime-olivine theralite to analcime tinguaite, *Mineralog. Mag.*, **34**, Tilley vol., 528—541, 1965.
184. *Wilkinson J. F. G.*, Residual glasses from some alkali basaltic lavas from New South Wales, *Mineralog. Mag.*, **35**, 847—860, 1966.
185. *Wilkinson J. F. G.*, Clinopyroxenes from the Square Top intrusion, Nundle, New South Wales, *Mineralog. Mag.*, **35**, 1061—1070, 1966.
186. *Wilkinson J. F. G.*, The petrology of basaltic rocks, in *Hess H. H., Poldervaart A.*, eds., *Basalts*, I, Interscience, New York, 163—214, 1967.
187. *Wilkinson J. F. G.*, Analcimes from some potassic igneous rocks and aspects of analcimerich igneous assemblages, *Contr. Mineral. Petrology*, **18**, 252—269, 1968.
188. *Wilkinson J. F. G.*, The magmatic affinities of some volcanic rocks from the Tweed Shield Volcano, S. E. Queensland, N. E. New South Wales, *Geol. Mag.*, **105**, 275—289, 1968.
189. *Williams H.*, Geology of Tahiti Moorea, and Maio, *Bull. Bernice P. Bishop Mus.*, **105**, 1933.
190. *Wilshire H. G.*, Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions, *Am. Miner.*, **43**, 120—147, 1958.
191. *Wilshire H. G.*, Deuteric alteration of some volcanic rocks, *Proc. R. Soc. New South Wales*, **93**, 105—120, 1959.
192. *Wilshire H. G.*, The Prospect alkaline diabase-picrite intrusion, New South Wales, Australia, *J. Petrology*, **8**, 97—163, 1967.
193. *Wilshire H. G., Binns R. A.*, Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of New South Wales, *J. Petrology*, **2**, 185—208, 1961.
194. *Winchell H.*, Honolulu series, Oahu, Hawaii, *Bull. geol. Soc. Am.*, **58**, 1—48, 1947.
195. *Winchell H.*, Regressions of physical properties on the compositions of clinopyroxenes, II. Optical properties and specific gravity, *Am. J. Sci.*, **259**, 295—319, 1961.
196. *Wright J. B.*, The iron—titanium oxides of some Dunedin (New Zealand) lavas, in relation to their palaeomagnetic and thermomagnetic character, *Mineralog. Mag.*, **36**, 425—435, 1967.
197. *Wright J. B.*, Contribution to the volcanic succession and petrology of the Auckland Islands, II. Upper parts of the Ross Volcano, *Trans. R. Soc. New Zealand*, **5**, 71—87, 1967.
198. *Wyllie P. J., Drever H. I.*, The petrology of picritic rocks in minor intrusions—a picritic sill on the island of Soay (Hebrides), *Trans. R. Soc. Edinburgh*, **65**, 155—177, 1963.
199. *Yagi K.*, Olivine trachybasalt from Weitschou Island, South China Sea, Tôhoku Univ. Sci. Rept., ser. III, **4**, 201—208, 1953.
200. *Yagi K.*, Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin, *Bull. geol. Soc. Am.*, **64**, 769—810, 1953.
201. *Yagi K.*, The system acmite—diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite—hedenbergite—diopside series, *Am. Miner.*, **51**, 976—1000, 1966.
202. *Yagi K., Onuma K.*, The join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ and its bearing on the titanaugites, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, **13**, 463—483, 1967.
203. *Yamaguchi M.*, Petrogenetic significance of ultrabasic inclusions in basaltic rocks from southwest Japan, *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, **15**, 163—219, 1964.
204. *Yoder H. S., Tilley C. E.*, Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrology*, **3**, 342—532, 1962.
205. *Zies E. G.*, A titaniferous basalt from the island of Pantelleria, *J. Petrology*, **3**, 177—180, 1962.

II.5. КАЛИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

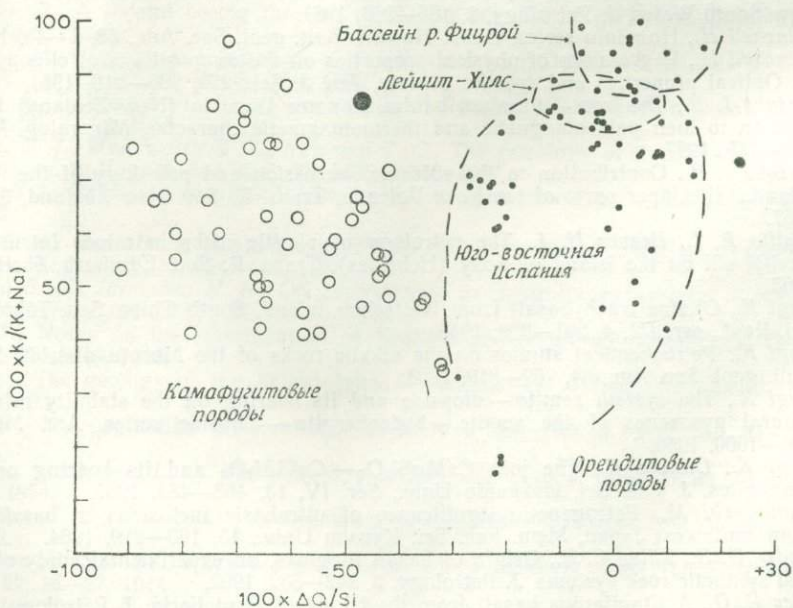
Т. Сахама

II.5.1. Введение

Щелочные породы калиевого ряда (средиземноморского типа) характеризуются значительным преобладанием K_2O над Na_2O . Избыток калия в них в основном определяется присутствием лейцита (реже кальсилита), калиевого полевого шпата, наличием стекловатой фазы, а в некоторых типах пород — флогопита (биотита). Поскольку лейцит в условиях больших глубин нестабилен, обогащенные калием фельдшпатоидные породы встречаются лишь в вулканических и субвулканических комплексах. Среди plutонических пород не известны также и насыщенные калиевые или ультракалиевые породы с отчетливо выраженным щелочным уклоном.

На диаграмме, связывающей отношение щелочей со степенью недосыщенности, нанесены составы обогащенных калием пород (фиг. 1). Эти ультракалиевые породы можно разделить на две группы: орендитовую (орендит впервые был описан в Лейцит-Хилс, Вайоминг [8]) и камафугитовую (от начальных букв названий пород из Торо—Анколе в Уганде: катунгит, мафурит, угандит [29]).

Породы орендитовой группы концентрируются в области, располагающейся вблизи границы насыщения кремнеземом, и представлены лампроитами (лампрофирами, обогащенными Mg и K) переменного минерального состава. Камафугиты принадлежат к числу сильно недосыщенных кремнеземом пород и объединяют значительно отличающиеся по химическому и минеральному составу разности.



Фиг. 1. Зависимость отношения щелочей $100 \times K / (K + Na)$ от степени недосыщенности $100 \times \Delta Q / Si$.

K, Na, Si даны в атомных количествах. ΔQ — избыток или недостаток кремнезема по отношению к норме насыщения. Крупный черный кружок соответствует мадупиту.

Классификация калиевых щелочных пород сложна. Существующие названия породам давались по их местонахождению и в основном используются для обозначения пород только данного региона. Это обстоятельство объясняется значительной изменчивостью минералогического состава описываемых пород; во многих регионах присутствуют свойственные только им породы. Если воспользоваться классификацией Штрекейзена, основанной лишь на модальном составе светлоокрашенных минералов [62], то породы орендитовой группы попадут в поля щелочных трахитов, фонолитов и даже фельдшпатоидитов (II.1). Все камафугитовые породы должны быть отнесены к фельдшпатоидитам. Поэтому в этой главе сохраняются используемые в литературе первоначальные наименования пород.

Здесь невозможно рассмотреть все известные разновидности калиевых пород, поэтому будет дана характеристика только небольшого числа пород ультракалиевого ряда.

II.5.2. Породы орендитовой группы

II.5.2.1. Распространение и петрографические особенности. Для рассмотрения выбраны следующие районы, где развиты лампроиты орендитовой группы:

а. Бассейн реки Фицрой в западной части Кимберли, Западная Австралия [65, 46]. На площади диаметром около 150 км встречаются поверхностные потоки и штокообразные, силлоподобные или пологопадающие пластовые тела интрузивных пород этой группы. Трубки взрыва, выполненные лампроитами юрского возраста, пересекают как гранитные породы докембрийского комплекса основания, так и толщи различных осадочных пород, включая известняки, песчаники и сланцы.

Для лампроитов характерны следующие ассоциации минералов:

фицроит:	лейцит + флогопит
седрисит:	лейцит + диопсид
мамилит:	лейцит + магнофорит
волжидит:	лейцит + магнофорит + диопсид + флогопит

Породы сильно изменены аутометасоматически. Постоянно присутствует измененный оливин. Содержащийся в значительных количествах лейцит является единственным светлоокрашенным компонентом пород; первичный калиевый полевой шпат отсутствует. Лейцит сильно пелитизирован; к пелитизированным участкам приурочен вторичный ортоклаз [48], указывающий на то, что кристаллизация лейцита из обогащенного кремнеземом остатка происходила при температурах, близких к лейцит-ортоклазовому переходу.

Рассматриваемые лампроиты подразделяются на группу недосыщенных волжидитов, в которых содержание кремнезема составляет менее 46% (крупнозернистые волжидиты), и группу пересыщенных орендитов с содержанием SiO_2 свыше 51% (все остальные лампроиты, включая и мелкозернистые, — волжидиты).

На основании полевых наблюдений установлено, что породы орендитовой группы кристаллизовались в поверхностных и близповерхностных условиях, тогда как кристаллизация пород волжидитовой группы происходила на значительной глубине. Лампроитовая магма во время подъема подвергалась химической дифференциации: кремнеземистая более щелочная орендитовая фракция концентрировалась в верхней части резервуара, а менее щелочная волжидитовая — в нижней. Дифференциация осуществлялась за счет обогащения щелочными верхних частей путем газового переноса и осаждения кристаллов оливина.

Ассимиляция пород, через которые проникала магма, заметного влияния на формирование орендитовой и волжидитовой фракций не оказывала.

Разнообразные лампроиты орендитовой группы фактически характеризуются постоянным химическим составом и отличаются друг от друга лишь минеральным составом, непосредственно отражая последовательные стадии кристаллизации в едином ряду фицроит—седрицит—мамилит—волжидит.

6. Лейцит-Хилс, Вайоминг [8, 34, 35, 61, 5]. Для этого района характерны миоцен-плиоценовые вулканические конуса, сопровождающиеся поверхностными потоками, изолированные неки и дайки, интрузивные пластовые тела. Лампроиты распространены примерно на площади $40 \times 50 \text{ км}^2$; они прорывают осадочные породы раннетретичного возраста, которые в свою очередь залегают на крупном куполе меловых отложений.

Две главные разновидности пород, вайомингит и орендит, содержат фенокристаллы флогопита и оливина (как правило, измененного). Магнофорит и диопсид являются постоянными компонентами основной массы, в составе которой в вайомингите в значительных количествах присутствует лейцит, а в орендите — лейцит и санидин. Местами орендиты чередуются с вайомингитами. Третья разновидность пород, мадупиты из Пайлот-Бьютт, встречается в виде поверхностных потоков, сложенных главным образом стекловатой основной массой с фенокристаллами диопсида и пойкилитовыми выделениями флогопита.

Имеющиеся полевые наблюдения не исключают возможность генетической взаимосвязи между различными типами пород района Лейцит-Хилс.

В изверженных породах этого района в виде ксенолитов, помимо осадочных пород, встречаются граниты и габброиды.

в. Территория на юго-востоке Испании, протягивающаяся от провинции Альбасете через Мурсию до Альмерии [18, 4]. В районе на площади $100 \times 120 \text{ км}^2$ в основном распространены окаймляющиеся брекчиями трубки и дайки и лишь изредка встречаются субаэральные вулканы. Миоценовые лампроиты прорывают подстилающие осадочные образования восточного края Бетского и Суббетского орогенических поясов альпийской складчатости.

Лампроиты сложены оливином и флогопитом (оба частично изменены), диопсидом, лейцитом (анальцимом), магнофоритом и санидином. Лейцит и флогопит, по-видимому, были устойчивы в начале процесса кристаллизации, санидин и магнофорит — на последних стадиях консолидации пород.

Различаются три разновидности полнокристаллических пород: хумилиты (с потенциальным оливином и лейцитом), канкалиты (с потенциальным оливином) и фортуниты (насыщенные). Эти породы нельзя отличить друг от друга лишь на основе изучения шлифов; для их идентификации требуются данные химических анализов. Химический состав стекловатых разновидностей, веритов, изменив, что отчасти объясняется влиянием гидротермальных преобразований.

Упомянутые породы имеют в основном калиевый и ультракалиевый состав, но среди хумилитов и фортунитов известны натрово-калиевые и натровые разновидности.

Соотношения друг с другом различных типов лампроитов на основании полевых наблюдений не ясны.

II.5.2.2. Химизм. В табл. 1 приведены средние химические составы различных лампроитов орендитовой группы (без учета воды и большинства малых элементов).

Таблица 1

Средний химический состав некоторых обогащенных калием щелочных пород орендитового ряда

Количество анализов	Бассейн реки Фицрой ¹		Корсика ³	Лейцит-Хилс ³		Юго-восточная Испания ⁴			
	Группа волжидитов	Группа орендитов	Лампроит	Мадупит	Вайомингит	Орендит	Хумилит, Хумилья	Канкалит, Канкарикс	Фортунит, Фортуна
	2	8	1	2	4	4	13	13	6
SiO ₂	44,92	52,57	56,23	43,11	52,40	54,12	47,72	55,39	56,68
Al ₂ O ₃	6,58	9,81	12,06	8,50	10,57	9,74	7,72	9,30	10,81
Fe ₂ O ₃	6,03	5,47	1,91	5,35	3,05	3,42	3,01	2,33	1,85
FeO	2,00	1,52	2,91	0,96	1,44	0,80	3,40	2,88	4,09
MnO	0,08	0,06	0,07	0,14	0,06	0,06	0,10	0,08	0,04
MgO	11,44	6,31	6,90	10,96	6,78	7,74	16,27	12,01	10,17
CaO	4,66	2,84	3,48	12,13	4,57	3,69	7,11	3,71	2,72
BaO	1,91	0,88		0,78	0,78	0,53			
Na ₂ O	0,56	0,37	1,03	0,82	1,32	1,24	1,71	1,49	2,15
K ₂ O	7,71	10,80	10,00	7,59	11,03	11,54	4,99	8,77	6,90
TiO ₂	6,96	4,90	1,14	1,98	2,28	2,44	1,43	1,74	1,41
P ₂ O ₅	1,69	0,96	0,79	1,51	1,74	1,40	1,68	1,00	0,73

Источники анализов:

¹ Вычислен на основе анализов [65, 46].² [63].³ Вычислен на основе анализов [5].⁴ [18].

Их характерным химическим признаком является высокое содержание К и Mg при умеренном содержании Si, сравнительно низком Al и очень небольшом Na. Отчетливо выражено обогащение Ti (особенно ярко проявленное в бассейне реки Фицрой) и P.

Важным свойством большинства лампроитов орендитовой группы является избыток щелочей над Al. В породах из бассейна реки Фицрой и в вайомингитах и орендитах из Лейцит-Хилс этот избыток проявляется даже при учете одного калия, а не всей суммы щелочей.

Имеющиеся данные [65, 5] свидетельствуют о значительном обогащении этих пород Ba (при высоком отношении Ba/K), Sr (Ba преобладает над Sr), Zr, F, S, Cr, Ni.

II.5.2.3. Минеральный состав. Последовательность кристаллизации главных минералов следующая: оливин, флогопит, диопсид, лейцит (анальцит), санидин, магнофорит, кварц (если присутствует). Некоторые лампроиты Испании (ядро штока Серро-Негро, Фортуна) вместо оливина содержат ромбический пироксен (от бронзита до энстатита).

В большинстве случаев оливин и флогопит частично резорбированы, оливин замещен монтмориллонитом, нонтронитом, сапонитом и т. д. или окаймляется реакционными оторочками флогопита или санидина. Относительная последовательность кристаллизации лейцита и санидина изменчива (Лейцит-Хилс).

В составе неизмененного оливина отмечается присутствие 10± мол. % Ca-компонента [5, 18] и высокое содержание Ni [5].

Из пород орендитовой группы всех рассмотренных районов был выделен и проанализирован бледноокрашенный наиболее характерный для них минерал — флогопит [45, 65, 63, 8, 5, 18, 4]. Он характеризуется крайне высоким содержанием титана (наименее ярко это выражено в породах района Лейцит-Хилс). По сравнению с валовыми составами пород флогопиты значительно обогащены Cr, несколько меньше Ba и содержат заметные количества Ni. В большинстве случаев Al не хватает

для заполнения позиций в четверной координации и К находится в избытке над Al (особенно в породах бассейна реки Фицрой).

Составы моноклинных пироксенов [5, 16, 4] соответствуют существенно магниевым членам диоксид-геденбергитовой серии.

Лейцит sdвойникован, исключение составляют породы из района Лейцит-Хилс, в которых этот минерал полностью изотропен, что может быть обусловлено особенностями температурного режима или состава. Лейцит из пород района Лейцит-Хилс характеризуется нестехиометрическим составом с отчетливо выраженным избытком Si и К над Al и с довольно высоким содержанием железистого компонента [5]. Из пород бассейна реки Фицрой проанализирована лишь единственная проба лейцита [5], который обладает предельно выраженным стехиометрическим составом с достаточно заметным содержанием Fe.

Санидин сравнительно обогащен железистым компонентом [63, 5, 17], и в образцах санидина из района Лейцит-Хилс содержание железа даже выше, чем в классическом обогащенном железом К-полевоом шпате с острова Мадагаскар. Содержание в нем натрового компонента, как и следовало ожидать, низкое и составляет 6 мол. % Ab в образцах лампроитов из Испании и менее 2 мол. % Ab в породах из района Лейцит-Хилс.

Магнофорит (калиевый аналог рихтерита) встречается лишь в лампроитах орендитовой группы. Этот амфибол с весьма характерным плеохроизмом от бесцветного или светло-желтого до красноватого был установлен Кроссом [8] в породах бассейна реки Фицрой. Позднее он был встречен в юго-восточной Испании [22, 63] и на острове Корсика. Минерал обнаруживает высокое содержание K_2O , равное или даже превышающее содержание Na_2O (в вес. %), и очень высокое — магния (железа в минерале из Корсики). Он сравнительно обеднен Al и обогащен Sr.

Прайдерит [43] и вадеит [45] являются акцессорными минералами, свойственными лампроитам орендитовой группы. Оба минерала были впервые обнаружены в породах бассейна реки Фицрой, а позднее были установлены в качестве характерных минералов и в породах района Лейцит-Хилс [51]. На Корсике присутствие прайдерита в лампроитах было обнаружено Велде [64]. Прайдерит представляет собой тетрагональный K—Ba—Ti-окисел нестехиометрического состава [14] и вначале ошибочно был принят за рутил. Фустер [18] указывает на присутствие рутила в лампроитах Испании; наличие прайдерита не проверялось.

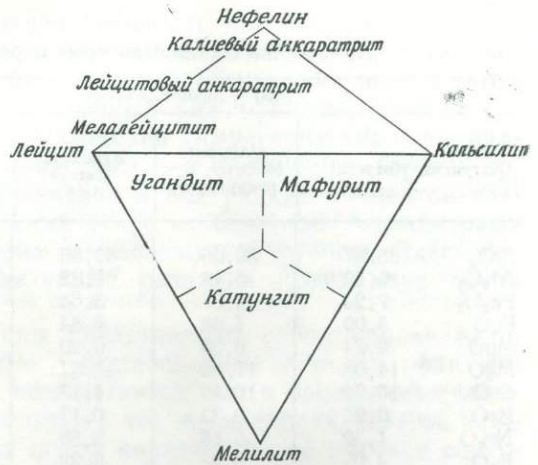
Апатит принадлежит к числу распространенных акцессорных минералов. Шпинель описана в породах из района Лейцит-Хилс (хромшпинель) и из юго-восточной Испании. Барит отмечается в Лейцит-Хилсе (стронцийсодержащая разновидность) и в бассейне реки Фицрой. В некоторых волжидитах (Фицрой) и мадупитах (Лейцит-Хилс) обнаружен перовскит. В пределах рассмотренных провинций мадупит является единственным представителем пород группы орендитовых лампроитов, в котором присутствует титансодержащий магнетит. Ильменит отсутствует.

II.5.3. Породы камафугитовой группы

II.5.3.1. Формы проявления и петрография. Здесь рассматриваются два региона, в пределах которых установлены ультракалиевые породы камафугитовой группы:

а. Провинции Торо и Анколе в юго-западной Уганде, восточнее и юго-восточнее горста Рувензори. Серия средне-позднеплейстоценовых

Фиг. 2. Петрографическая классификация вулканитов Торо—Анголе [по Холмсу, с изменениями].



вулканитов прорывает докембрийские породы основания и перекрывающую толщу плейстоценовых озерно-речных отложений серии Каисо. Известны следующие разообщенные вулканические поля: Рузекере, Форт-Портал, Ндале, Катве-Кикоронго, Буниаругуру и Катунга [32, 24, 25, 26, 28, 29, 30, 31, 6, 7, 42, 59, 54].

Породы характеризуются широкими вариациями минералогического состава. Типичными минералами наиболее известных типов пород являются:

угандиты: оливин, авгит, лейцит;

мафуриты: оливин, авгит, кальсильит;

катунгиты: оливин, мелилит, стекловатая фаза.

Крайне редко встречающаяся разновидность катунгитов, называемая протокатунгитом, не содержит оливина. Калиевые представители анкаратрит-мелалейцититовой серии являются натрово-калиевыми аналогами собственно камафугитовых пород и характеризуются преобладанием авгита, а не оливина. Светлоокрашенные минералы представлены нефелином в калиевых анкаратритах, нефелином и лейцитом в лейцитовых анкаратритах и лейцитом в мелалейцититах.

Между этими типами пород установлены постепенные переходы. На фиг. 2 изображены типы взаимоотношения пород в пределах рассматриваемой серии. Слюда не относится к числу характерных минералов этих пород, однако среди них известны разновидности, содержащие биотит (флогопит).

Извержения известных небольших вулканов были в основном взрывными, в связи с чем на этой территории преобладают пирокластические образования, а настоящие лавы встречаются лишь в небольшом объеме. Хотя представители всех вышеперечисленных типов пород были обнаружены в лавовых потоках, вся серия разновидностей установлена на основе изучения материала вулканических брекчий. Из-за плохой обнаженности невозможно установить генетические соотношения различных типов пород, как это было сделано Прайдером [46] для пород бассейна реки Фицрой.

Обычны вулканиты с тем или иным количеством карбонатного материала, а типичные карбонатиты встречены в обломках вулканических брекчий и даже в виде поверхностных потоков [36].

Блоки пород камафугитового состава и ксенолиты родственных им субвулканических пород в изобилии отмечаются среди пирокластического материала и в лавах. Субвулканические породы были названы

Химический состав некоторых пород камафугитового ряда

Торо — Анколе, Уганда				Умбрия, Италия		
Катунгит, Катунга ¹	Мафурит, Мафуру, Буниаругуру ²	Угандит, Катве ³	Калиевый анкаратрит, Набугандо, Катве — Кикоронго ⁴	Венанцит Пиан-ди-Селле ⁵	Коппаелит, Коппаелло ⁶	
SiO ₂	35,37	39,06	43,85	38,58	40,52	41,45
Al ₂ O ₃	6,50	8,18	7,32	9,27	10,43	7,56
Fe ₂ O ₃	7,23	4,61	3,63	5,56	4,66	4,41
FeO	5,00	4,98	6,84	7,02	2,92	2,96
MnO	0,24	0,26	0,20	0,30	0,11	0,14
MgO	14,08	17,66	15,37	10,78	12,65	11,20
CaO	16,79	10,40	11,13	15,72	16,23	15,99
BaO	0,25	0,32	0,17			
Na ₂ O	1,32	0,18	2,50	2,34	1,11	0,55
K ₂ O	4,09	6,98	3,28	2,50	7,41	5,33
TiO ₂	3,87	4,36	3,12	5,08	0,74	1,20
P ₂ O ₅	0,74	0,61	0,52	0,67	0,32	1,21

Источники анализов:

- 1 [25]. 4 [30].
 2 [26]. 5 [40].
 3 [31]. 6 Миттемпергер, устное сообщение.

Холмсом [29] серий О. В. Р., по первым буквам названий преобладающих в них минералов (olivine, biotite, ругохене).

Породы этой серии представлены пироксенитами, биотитовыми пироксенитами, слюдитами и перидотитами. Минералы серии О.В.Р. встречаются в туфах в виде ксенокристаллов. Обычным являются ксенолиты пород кристаллического фундамента (метаосадочные породы серии Карагве — Анколе, граниты). Были описаны оплавленные ксенолиты кварца [24] и частично лейцитизированного гранита [28, 7].

6. Умбрия, Италия. Здесь известны два небольших рядом расположенных вулкана Сан-Венанцо (конус сложен в основном пирокластическом материалом) и Пиан-ди-Селле (стратовулкан, в основании которого залегает пирокластический материал, а выше — эффузивы) и небольшой (сложенный эффузивами) вулкан Коппаелло [51, 40].

Эти плейстоценовые вулканы принадлежат к периферическим проявлениям вулканизма вулканского типа в Римской провинции и прорывают позднегерцинические глинистые отложения и подстилающие их мезозойские известняки.

Лавы Пиан-ди-Селле, называемые венанцитами, сложены в основном оливином и мелилитом с небольшим количеством лейцита и кальсилита. Установлены также диопсид и в качестве конечного продукта кристаллизации — флогопит [27, 40]. По минеральному составу венанцит соответствует содержащему авгит катунгиту из региона Торо — Анколе. Известны пегматоидные разновидности с большим содержанием флогопита. Туфы вулкана Сан-Венанцо, извергавшиеся до лав и располагавшиеся в верхней части магматического столба, значительно обогащены кремнеземом и даже содержат санидин и плагиоклаз, тогда как кальсилит в них не встречается, а лейцит и мелилит принадлежат к числу редких минералов [60]. Главным компонентом этих пород является моноклинный пироксен. Широко распространены остатки бомб карбонатного состава.

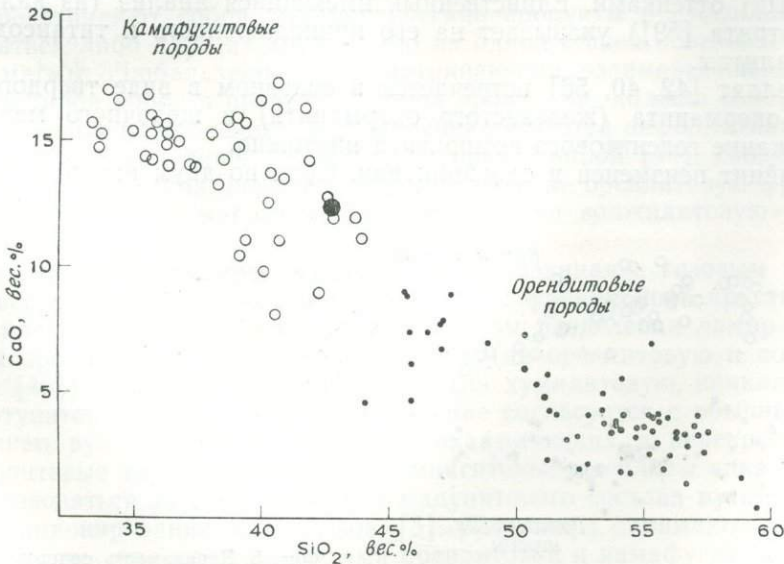
Лавы вулкана Коппаелло также представлены мелилитами [51], называемыми коппаелитами, в которых установлено присутствие кальсилита [40].

II.5.3.2. Химизм. В табл. 2 охарактеризован химический состав некоторых типичных представителей пород камафугитового ряда (аналогично тому, как это было сделано в табл. 1). Поскольку породы этой группы образуют практически непрерывный ряд (фиг. 2), средние составы их не вычислялись. Сводки имеющихся химических анализов вулканитов региона Торо—Анколе приведены в работах Денайера и др. [13] и Эль-Хиннави [15]. Распределение в них редких элементов изучалось Хигази [23]. Некоторые химические особенности орендитовых лампроитов свойственны и породам камафугитовой группы. Здесь будут рассмотрены наиболее характерные различия этих двух групп пород.

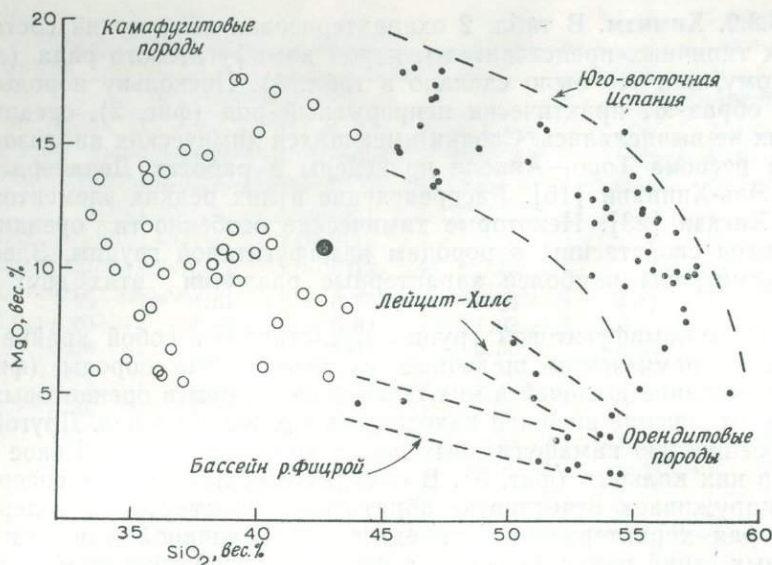
Породы камафугитовой группы представляют собой крайне недоисщенные кремнеземом щелочные ультраосновные породы (фиг. 1). Хотя содержание щелочей в них обычно ниже, чем в орендитовых лампроитах, отношение щелочей находится в тех же пределах. Другой важной особенностью камафугитовых пород является более высокое содержание в них кальция (фиг. 3). В орендитовых лампроитах содержание Mg обнаруживает отчетливую обратную зависимость от содержания Si, которая характеризуется определенной величиной для каждой из изученных серий пород. В породах камафугитовой группы не наблюдается никакой корреляции между Mg и Si (фиг. 4). Суммарное содержание железа (FeO на фиг. 5) достаточно независимо от содержания Mg в обеих группах пород, но отношение Fe/Mg более высокое в камафугитовых породах.

В отличие от орендитовых лампроитов, в которых преобладание щелочей над Al является скорее правилом, чем исключением, камафугитовым породам обычно не свойственно наличие нормативного As.

Общая тенденция поведения малых элементов в камафугитовых породах сходна с их поведением в орендитовых лампроитах. По-видимому, наиболее значительное различие между этими группами пород заключается в величине отношения Ba/Sr. В орендитовых лампроитах это отношение заметно выше единицы. На основании данных, приведенных в работе Хигази [23], следует, что это отношение близко к еди-



Фиг. 3. Зависимость содержания CaO от SiO₂.
Большой черный кружок соответствует мадупиту.



Фиг. 4. Зависимость содержания MgO от SiO₂.
Большой черный кружок соответствует мадупиту.

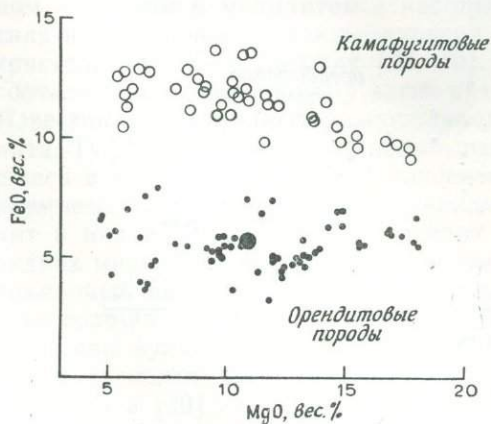
нице в мафуритах и угандитах, но значительно меньше единицы в катунгитах и в породах серии калиевый анкаратрит — мелалейцитит.

II.5.3.3. Минеральный состав. Химические анализы породообразующих минералов камафугитовых пород немногочисленны.

Оливин (монтichelлит в коппаелитах, табл. 2) — свежий и встречается главным образом в виде фенокристаллов. Имеющиеся два химических анализа оливина [42, 54] указывают на содержание в нем $10 \pm$ моль % Фа-компонента. Моноклинный пироксен редко бывает бесцветным (лишь в породах, обогащенных мелилитом) и обычно обладает слегка зеленоватыми (акмитовый) или фиолетово-коричневыми (титанистый) оттенками. Единственный имеющийся анализ (из калиевого анкаратрита [59]) указывает на его принадлежность к титансодержащим салитам.

Меллит [42, 40, 56] встречается в основном в виде твердого раствора окерманита (железистого окерманита) и щелочного мелилита. Содержание геленитового компонента ничтожно.

Лейцит неизменен и sdвойникован. Судя по двум имеющимся ана-



Фиг. 5. Зависимость содержания FeO (суммарное железо) от MgO.
Большой черный кружок соответствует мадупиту.

лизам [59, 2], в нем отмечается несколько повышенное содержание Fe без каких-либо отклонений от стехиометрического состава.

Нефелин (калиевый) отмечается в породах калиевой анкаратрит-мелалейцититовой серии [59].

Поскольку нефелин и кальсилит в шлифах друг от друга не отличаются, одновременное их присутствие в камафугитовых породах не установлено. Лишь в Сан-Венанцо отмечалось присутствие небольших количеств нефелина в кальсилитсодержащих породах [58].

Кальсилит впервые был обнаружен в мафуритах района Буниаругуру [1], а затем было установлено его широкое присутствие в мелилитсодержащих породах регионов Торо—Анколе и Умбрии. Дополнительные анализы кальсилита из Торо—Анколе были опубликованы Неувоненом [42] и Сахамой [54], а из Сан-Венанцо — Баннистером, Сахамой и Винком [2].

Единственный имеющийся анализ слюды (названной биотитом [7]) соответствует барий- и титансодержащему флогопиту, сравнительно обогащенному железом. Полевые шпаты и амфиболы в лавах отмечаются лишь в виде ксенокристаллов.

Апатит принадлежит к числу постоянно присутствующих минералов. Перовскит (см. анализ [42]) характерен в основном для мелилитсодержащих пород. Непрозрачные железорудные минералы присутствуют во всех типах пород камафугитовой группы. Щелочные Ti—Zr-минералы, соответствующие по составу прайдериту и другим минералам, характерным для пород орендитовой группы, не установлены.

II.5.4. Петрогенезис

II.5.4.1. Обзор существующих представлений. В петрогенезисе рассмотренных обогащенных калием пород можно выделить две самостоятельные проблемы: а) генетические взаимоотношения различных типов пород в пределах одного региона; б) отделение обогащенных калием магм от материнского источника.

а) Химические и минералогические особенности пород конкретных провинций свидетельствуют о том, что отдельные потоки, штоки и пласты представляют собой комагматические продукты и способны образовываться либо друг из друга, либо из одной общей обогащенной калием магмы. Любая теория, рассматривающая взаимоотношения различных типов пород в пределах данной провинции, должна основываться на полевых наблюдениях. К сожалению, имеются информативные полевые наблюдения лишь для бассейна реки Фицрой [46], свидетельствующие о химической дифференциации магмы на орендитовую фракцию в верхних участках магматического очага и на волжидитовую — в более глубоких.

Химическая дифференциация, скорее связанная с газовым переносом сверху более летучих элементов, а не с фракционной кристаллизацией, представляла собой главный механизм разделения лампроитовой магмы провинций бассейна реки Фицрой (на орендитовую и волжидитовую [46]) и юго-восточной Испании (на хумилитовую, канкалитовую и фортунитовую [18]). Это представление согласуется с обычным присутствием вулканических брекчий, окаймляющих и перекрывающих лампроитовые трубки. Орендит-вайомингитовые расплавы едва ли могли образоваться за счет исходного мадупитового состава путем простого фракционирования кристаллов [5]. Мадупиты занимают промежуточное положение между породами орендитовой и камафугитовой групп и по химизму не слишком отличаются от коппаелитов. Не могут ли мадупиты представлять локальное проявление камафугитового магма-

тизма (взаимодействие карбонатитовых карманов в магматической массе) в условиях специфического развития орендитовой магмы?

б) При обсуждении происхождения сильно обогащенных калием изверженных пород многие исследователи распространяют свои выводы на породы как орендитовой, так и камафугитовой групп. Породы этих двух групп, несомненно, обнаруживают сходство в главных особенностях химизма, проявляющихся в общем характере поведения малых и ряда главных элементов. Однако, как было показано выше (табл. 1 и 2, фиг. 1, 3—5), содержания некоторых других элементов и их соотношения в этих двух группах пород значительно разнятся.

Исследователи, изучавшие породы орендитовой группы, не придавали серьезного значения процессам контаминации в изменении химизма лампроитовой магмы. Это положение считалось верным, несмотря на то, что большая часть лампроитовых магм проходила через толщи различных осадочных пород, в том числе и через известняки.

С другой стороны, Миттемпергер [40] ассимиляцию известняков, захваченных обогащенными калием магмами, считал причиной возникновения недосыщенных кремнием камафугитовых пород Умбрии. Синтексис (ассимиляция) известняков как причина образования пород провинции Торо — Анколе был отклонен Холмсом [29]. В соответствии с его последними представлениями, породы этой серии возникли за счет взаимодействия карбонатитовой магмы глубинного происхождения с гранитным основанием, что схематически может быть представлено в виде следующего равенства:

гранит + карбонатит = камафугит + породы серии О.В.Р.

Предполагаемый состав карбонатитов несколько необычен, а породы серии О.В.Р. могут, вероятно, интерпретироваться как продукты субвулканической кристаллизации самой камафугитовой магмы. Основываясь на *n*-мерных статистиках ряда анализов лейцитсодержащих пород Бирунги, Кандари и Ле-Метр [9] связывают образование этих магм с неполным фракционированием родоначальной магмы, родственной биотитовым пироксенитам.

С химической точки зрения нет разницы в том, поступал ли карбонатный материал за счет ассимиляции известняков или он имел глубинное магматическое происхождение. Главное заключается в том, что сильно недосыщенные обогащенные калием щелочные породы, подобные породам камафугитовой группы, могут возникать только в том случае, если обогащенные калием магмы десицифицируются за счет взаимодействия с карбонатным веществом [38]. Следовательно, можно считать, что различия в степени недосыщенности кремнеземом орендитовых и камафугитовых пород (фиг. 1) объясняются интенсивностью процесса взаимодействия обогащенных калием магм с карбонатным веществом.

Десицификация щелочной магмы прекрасно видна на примере непрерывно функционирующего лавового озера в кратере вулкана Ньирагонго (северное Киву). Затвердевшие участки лавого озера и выброшенные обломки, часто содержащие кальсилитовые вкрапления, характеризуются присутствием многочисленных пустот, выполненных кварцем [55]. Кремнезем, по-видимому, выносится газовой фазой из более глубоких участков магматической камеры, где, возможно, находится современный карбонатитовый очаг [39].

Кармайкл [5] считает, что лампроитовая магма имеет мантийное происхождение. По мнению Прайдера [46], лампроиты бассейна Фицрой являются дериватами магмы слюдястых перидотитов, возникающими в небольших куполах в кровле обширных резервуаров перидотитовых магм. В соответствии с его представлениями, химические особенности лампроитов были заложены в основном до подъема магмы на верх-

ние уровни. Упомянувшиеся выше вулканы Умбрии являются слишком разобщенными, чтобы их можно было считать связанными с какой-либо определенной стадией магматической эволюции Римской провинции [40, 41].

Калиевые вулканы северной части области Лацио в целом рассматриваются как дифференцианты анатектических магм [38]; если это и не так, то по крайней мере нельзя исключать возможность формирования их за счет корового вещества или при активном участии синтексиса. Гипотеза Холмса о происхождении вулканитов Торо—Анколе предполагает смешение материала корового и мантийного происхождения.

II.5.4.2. Химическая дифференциация. Независимо от предполагаемого способа образования рассматриваемых в этой главе обогащенных калием магм важно подчеркнуть следующее. Обогащенные калием породы с отчетливо выраженной орендитовой или камафугитовой тенденцией крайне редки и обнаружены в ограниченном числе районов земного шара. Породы подобного типа встречаются лишь в вулканических и субвулканических условиях, а отвечающие им по составу плутонические эквиваленты не установлены. Химические составы пород, в том числе и содержание малых элементов, характеризуются исключительной близостью, несмотря на то что районы их распространения значительно удалены друг от друга. Большое число калиевых и натрово-калиевых щелочных пород обнаруживает в разной степени проявленное сходство химических составов с собственно орендитовыми (Хайвуд-Маунтинс, Монтана [37]) или камафугитовыми породами (вулкан Ньирагонго, северное Киву [55]). Эти факты указывают на то, что процессы, ведущие к возникновению магм подобного типа, имеют универсальное значение, но условия, благоприятные для образования типичных орендитовых и камафугитовых пород, крайне своеобразны.

Главным моментом в петрологии орендит-камафугитовых пород является характер химической дифференциации, которая проявляется в возникновении наблюдаемых составов. Гипотеза зонной очистки, предложенная Харрисом [20], объясняет своеобразие химизма пород (за исключением значительного обогащения их Ti [46]), но подразумевает существование довольно сложного механизма плавления и осаждения во время подъема магм. Эта сложность исчезает в условиях фильтрационной дифференциации [38], в какой-то мере сходной с хроматографическим процессом. В расплаве, перемещающемся в направлении уменьшающегося давления, происходит селективное обогащение более подвижными элементами верхних участков. Фильтрационный эффект может быть усилен газовым переносом щелочей и других элементов, ассимиляцией боковых пород и фракционной кристаллизацией в моменты, когда происходит задержка поступления магмы.

Фильтрационная дифференциация, по предположению Маринелли и Миттемпергера, является определяющим механизмом эволюции калиевой серии магматических пород провинции северного Лацио. По химическому составу породы этой серии еще далеки от орендитов и камафугитов. Вполне возможно, однако, что при определенных особо благоприятных условиях (небольшое поперечное сечение субвертикально ориентированного столба магматического расплава, характеризующегося значительным перепадом давлений; вулканическая или субвулканическая обстановка) процессы химической дифференциации могут привести даже к образованию магм орендит-камафугитового типа. Подобные магмы являются конечным продуктом далеко зашедшего процесса эволюции, поэтому они и редко встречаются.

Гипотеза фильтрационной дифференциации в основном совпадает с представлениями Сэтера [53] и Прайдера [46] о диффузии наиболее

летучих компонентов кверху, а также Грина и Рингвуда [19] о селективном обогащении магм контрастными элементами. Карбонатный материал может накапливаться, а может и не накапливаться в количествах, достаточных для изменения характера протекающих процессов.

П.5.4.3. Селективное обогащение щелочами. Локальное, а иногда и региональное селективное обогащение магм калием по отношению к натрию свойственно многим щелочным вулканическим и субвулканическим породам. Крайнюю степень такого обогащения, проявляющуюся в образовании пород собственно орендит-камафугитового типа, нельзя убедительно объяснить фракционной кристаллизацией.

Единственный минерал, который распространен в вулканических и субвулканических комплексах щелочных пород и который может быть следствием селективного экстрагирования калия, — это лейцит. Обладая крайне низким удельным весом, фенокристаллы лейцита в благоприятных условиях могли концентрироваться локально в верхних частях магматического столба. Примеры таких лейцитовых скоплений описаны Бюи (см. [37]) и Сахамой и Мейером [57]. Подобные образования известны также в классических лейцитосодержащих туфах Вилла-Сенни и Рошамонфина в центральной Италии. Такие лейцитовые обособления не достигают значительных размеров. Однако повсюду, где встречаются довольно крупные фенокристаллы лейцита, нельзя исключать возможность появления их за счет процесса аккумуляции. Процессы аккумуляции не могут оказывать существенного влияния на валовой состав магм.

С другой стороны, известны многочисленные примеры, когда селективное обогащение калием или натрием обусловлено не фракционной кристаллизацией, а иными процессами (фильтрационной дифференциацией, газовым переносом, миграцией элементов в верхние участки и т. д.). Некоторые из этих примеров рассматриваются ниже.

Ритман [49] на примере Везувия показал, что селективная миграция натрия обусловила пассивное обогащение калием серии недосыщенных лейцитовых пород. Избыток Na, устанавливаемый по нормативному Ns^1 характерен для натровых риолитов (гиалопантеллеритов) острова Пантеллерия. Романо [52] проанализировал серию образцов из раскристаллизованных внутренних и расположенных по соседству преимущественно стекловатых наружных зон одних и тех же потоков и обнаружил, что избыток натрия приурочен именно к наружным зонам потоков. После извержения и в момент застывания лавовых потоков Na в газовой фазе переносился из внутренних зон к внешним стекловатым участкам. Наиболее ярким примером обогащения лав Na за счет газового переноса может служить вулкан Ол-Доиньо-Ленгаи в Танзании [10, 11, 12].

Селективное обогащение калием по отношению к натрию верхней части столба магматической жидкости вулкана Катунга было показано Холмсом [29]. Сходные явления в глубоко эродированном древнем лавовом озере вулкана Радикофани в юго-восточной части Тосканы были обнаружены Иноценти [33]. Здесь отчетливо наблюдается обогащение верхних частей магматического столба калием за счет переноса его в газовой фазе.

Поскольку заметный сдвиг отношения K/Na проявляется в продуктах близповерхностного вулканизма уже после их извержения, то можно ожидать, что еще более ощутимые изменения этого отношения происходят в процессе длительного непрерывного подъема магматического столба. Который из этих двух щелочных элементов будет накапливать-

¹ Метасиликат натрия. — Прим. перев.

ся, зависит от множества факторов, и это трудно предсказуемо. Аналогом процесса селективного газового переноса щелочей в столбе магматической жидкости в масштабе образца может считаться кристаллизация некоторых цеолитов в пустотах застывающих лав при отделении газовой фазы.

II.5.4.4. Заключение. Как следует из вышеприведенных разделов, генерирование калиевых и ультракалиевых магм представляет, вероятней всего, довольно сложное явление и вряд ли может быть объяснено действием лишь одного универсального процесса. Необходимо принимать во внимание следующие моменты:

1. Подъем мантийного материала, уже несколько обогащенного наиболее летучими компонентами. Это обогащение могло быть вызвано диффузией в магматической массе в предшествовавшие подъему моменты и (или) частичным плавлением пород кровли в пределах обширных магматических резервуаров.

2. Химическая дифференциация в магматической колонне обуславливается селективной диффузией, газовым переносом и кристаллизационным фракционированием. Эффект этих процессов возрастает с увеличением перепада давлений.

3. Образование в коре анатектических магм с их последующей дифференциацией.

4. Обрушение и ассимиляция прорванных магмой вмещающих пород при ее подъеме кверху.

5. Взаимодействие карбонатитовых дифференциатов магм (синтектических или глубинных). В одних случаях карбонатитовые магмы не оказывают существенного воздействия на состав образующихся пород (породы орендитовой группы); в других же их влияние может быть решающим (породы камафугитовой группы). Мафуриты и угандиты провинции Торо — Анколе могли образоваться при ограниченном участии карбонатитовых магм, тогда как катунгиты и калиевые анкарариты могли возникнуть за счет более сильно насыщенных карбонатов и обогащенных калием порций магм.

Очевидно, что влияние, оказываемое этими факторами на эволюцию обогащенных калием магм, неодинаково и должно определяться отдельно для каждой провинции или комплекса. Данные по изотопии и содержанию малых элементов могут служить дополнительным источником информации. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканитах провинции Торо — Анколе, кажется, свидетельствует в пользу их смешанного мантийно-корового происхождения [3]. Интерпретация этих данных позволяет предполагать, что поднимающийся мантийный материал вначале был обеднен калием и радиогенным стронцием. Поскольку такое допущение может оказаться неверным, к использованию данных стронциевой изотопии для генетических построений следует подходить крайне осторожно [44].

Сравнение пород орендит-камафугитовой группы с кимберлитами кажется возможным, но столь же спорным, как и проблема самих кимберлитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bannister F. A.*, Kalsilite, a polymorph of KAlSiO_4 , from Uganda, *Mineralog. Mag.*, 26, 218—224, 1942.
2. *Bannister F. A.*, *Sahama Th. G.*, *Wiik H. B.*, Kalsilite in venanzite from San Venanzo, Umbria, Italy, *Mineralog. Mag.*, 30, 46—48, 1952.
3. *Bell K.*, *Powell J. L.*, Strontium isotopic studies of alkalic rocks, The potassium-rich lavas of the Birunga and Toro — Ankole regions, East and Central Equatorial Africa, *J. Petrology*, 10, 536, 1969.

4. *Borley G. D.*, Potash-rich volcanic rocks from southern Spain, *Mineralog. Mag.*, **36**, 364—379, 1967.
5. *Carmichael I. S. E.*, The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming, *Contr. Miner. Petrology*, **15**, 24—66, 1967.
6. *Combe A. D.*, The Katunga volcano, South-West Uganda, *Geol. Mag.*, **74**, 195—200, 1937.
7. *Combe A. D., Holmes A.*, The kalsilite-bearing lavas of Kabirenge and Lyakauli, South-West Uganda, *Trans. R. Soc. Edinburgh*, **61**, 359—379, 1945.
8. *Cross W.*, Igneous rocks of the Leucite Hills and Pilot Butte, Wyoming, *Am. J. Sci.*, **4**, 115—141, 1897.
9. *Cundary A., Le Maitre R. W.*, On the petrogeny of the leucite bearing rocks of the Roman and Birunga volcanic regions, *J. Petrology*, **11**, 33, 1970.
10. *Dawson J. B.*, The geology of Oldoinyo Lengai, *Bull. volcan.*, **24**, 349—387, 1962.
11. *Dawson J. B.*, Oldoinyo Lengai — an active volcano with sodium carbonate flows, in *O. F. Tuttle, J. Gittings*, eds., *Carbonatites*, John Wiley and Sons, New York, 155—168, 1966.
12. *Dawson J. B., Bowden P., Clarke G. C.*, Activity of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai, 1966, *Geol. Rundschau*, **57**, 865—879, 1968.
13. *Denaeyer M. E., Schellinck F., Coppez A.*, Recueil d'analyses des laves du fossé tectonique de l'Afrique Centrale (Kivu, Rwanda, Toro — Ankole), *Ann. Musée Roy. de l'Afrique Centrale ser IN 8°*, *Sci. Geol.*, **49**, 1—234, 1965.
14. *Dryden J. S., Wadsley A. D.*, The structure and dielectric properties of compounds with the formula $Ba_x(Ti_{8-x}Mg_x)O_{16}$, *Trans. Faraday Soc.*, **54**, 1574—1580, 1958.
15. *El-Hinnawi E. E.*, Petrochemical characters of African volcanic rocks, Part III. Central Africa, *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **103**, 126—146, 1965.
16. *Fermoso M. L.*, El diópsido de las rocas volcánicas de Jumilla (S. E. de Espana), *Estud. Geol.*, **23**, 31—33, 1967.
17. *Fermoso M. L.*, Composición química de las sanidinas de las rocas lamproiticas españolas, *Estud. Geol.*, **23**, 29—30, 1967.
18. *Fúster J. M., Gastesi P., Sagredo J., Fermoso M. L.*, Las rocas lamproiticas del S. E. de Espana, *Estud. Geol.*, **23**, 35—69, 1967.
19. *Green D. H., Ringwood A. E.*, The genesis of basaltic magmas, *Contr. Mineral. Petrology*, **15**, 103, 1967.
20. *Harris P. G.*, Zone refining and the origin of potassic basalts, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**, 195—208, 1957.
21. *Henshaw D. E.*, The structure of wadeite, *Mineral. Mag.*, **30**, 585—595, 1955.
22. *Hernández-Pacheco A.*, Una richterita potásica de rocas volcánicas alcalinas, Sierra de las Cabras (Albacete), *Estud. Geol.*, **20**, 265—270, 1965.
23. *Higazy R. A.*, Trace elements of volcanic ultrabasic potassic rocks of southwestern Uganda and adjoining part of the Belgian Congo, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **65**, 39—70, 1954.
24. *Holmes A.*, Transfusion of quartz xenoliths in alkali basic and ultrabasic lavas, South-West Uganda, *Mineral. Mag.*, **24**, 408—421, 1936.
25. *Holmes A.*, The petrology of katungite, *Geol. Mag.*, **74**, 200—219, 1937.
26. *Holmes A.*, A suite of volcanic rocks from south-west Uganda containing kalsilite (a polymorph of $KAlSiO_4$), *Mineral. Mag.*, **26**, 197—216, 1942.
27. *Holmes A.*, A heteromorph of venanzite, *Geol. Mag.*, **79**, 225—232, 1942.
28. *Holmes A.*, Leucitized granite xenoliths from the potash-rich lavas of Bunyaruguru, South-West Uganda, *Am. J. Sci.*, **243-A**, *Daly Volume*, 313—332, 1945.
29. *Holmes A.*, Petrogenesis of katungite and its associates, *Am. Miner.*, **35**, 772—792, 1950.
30. *Holmes A.*, The potash ankaratrite-melaleucitite lavas of Nabugando and Mbuga craters, South-West Uganda, *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, **15**, 187—213, 1952.
31. *Holmes A.*, The ejectamenta of Katwe crater, South-West Uganda, *Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouw. Genoot.*, **16**, 1—28, 1956.
32. *Holmes A., Harwood H. F.*, Petrology of the volcanic fields east and south-east of Ruwenzori, Uganda, *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, **88**, 370—442, 1932.
33. *Innocenti F.*, Studio chimico-petrografico delle vulcaniti di Radicofani, *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana*, **23**, 99—128, 1967.
34. *Kemp J. F.*, The Leucite Hills of Wyoming, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **8**, 169—182, 1897.
35. *Kemp J. F., Knight W. C.*, Leucite Hills of Wyoming, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **14**, 305—336, 1903.

36. *Knorring v., O., Du Bois C. G. B.*, Carbonatitic lava from Fort Portal area in Western Uganda, *Nature*, **192**, 1064—1065, 1961.
37. *Larsen E. S., Hurlbut Jr., C. S., Griggs D., Buie B. F., Burgess C. H.*, Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, 1043—1112; **52**, 1733—1868, 1939, 1941.
38. *Marinelli G., Mittempergher M.*, On the genesis of some magmas of typical Mediterranean (potassic) suite, *Bull. volcan.*, **29**, 113—140, 1966.
39. *Meyer A.*, Carbonatites — quelques grands traits, Commissions de Cooperation Technique en Afrique au Sud du Sahara, Réunion Conjointe, Léopoldville, 295—301, 1958.
40. *Mittempergher M.*, Vulcanismo e petrogenesi nella zona di San Venanzo (Umbria), *Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Serie A*, **72**, 437—479, 1965.
41. *Mittempergher M.*, Volcanism and petrogenesis in the S. Venanzo area (Italy), *Bull. volcan.*, **28**, 1—12, 1965.
42. *Neuwonen K. J.*, Mineral of the katungite flow, *Compt. Rend. Soc. Géol. Finlande*, **29**, 1—7, 1956.
43. *Norrish K.*, Priderite, a new mineral from the leucite-lamproites of the West Kimberley area, Western Australia, *Mineral. Mag.*, **24**, 496—501, 1951.
44. *Powell J. L., Bell K.*, Strontium isotopic studies of alkalic rocks, Localities from Australia, Spain and The Western United States, *Contr. Mineral. Petrology*, **27**, 1, 1970.
45. *Prider R. T.*, Some minerals from the leucite-rich rocks of the West Kimberley area, Western Australia, *Mineral. Mag.*, **25**, 373—387, 1939.
46. *Prider R. T.*, The leucite lamproites of the Fitzroy Basin, Western Australia, *J. Geol. Soc. Australia*, **6**, 71—118, 1960.
47. *Prider R. T.*, Noonkambahite, a potassic batistite from the lamproites of Western Australia, *Mineral. Mag.*, **34**, 403—405, 1965.
48. *Prider R. T., Cole W. F.*, The alteration products of olivine and leucite in the leucite-lamproites from the West Kimberley area, Western Australia, *Am. Miner.*, **27**, 373—384, 1942.
49. *Rittmann A.*, Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuv Magmas, *Z. Vulkanol.*, **15**, 8—94, 1933.
50. *Roedder E. W.*, The system $K_2O - MgO - SiO_2$, *Am. J. Sci.*, **249**, 81—130, 224—249, 1951.
51. *Rodolico F.*, Le zone vulcaniche di San Venanzo a di Cupaello, *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **56**, 33—66, 1937.
52. *Romano R.*, Sur l'origine de l'excès de soude (Ns) dans certaines laves de l'île de Pantelleria, Symposium International de Volcanologie, Canary Islands, To be published in *Bull. Vulkanol.*, 1968.
53. *Saether E.*, On the genesis of peralkaline rock provinces, International Geological Congress 18, London, Part II, 123—130, 1950.
54. *Sahama Th. G.*, Mineralogy of mafurite, *Compt. Rend. Soc. Géol. Finlande*, **27**, 21—28, 1954.
55. *Sahama Th. G.*, Petrology of Mt. Nyiragongo, *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, **19**, 1—28, 1962.
56. *Sahama Th. G.*, Iron content of melilite, *Compt. Rend. Soc. Géol. Finlande*, **39**, 17—28, 1967.
57. *Sahama Th. G., Meyer A.*, Study of the volcano Nyiragongo, a progress report, Institut des Parcs Nationaux du Congo Belge, Exploration du Parc National Albert, Missions d'études volcanologiques, Fasc. 2, 1—85, 1958.
58. *Sahama Th. G., Neuwonen K. J., Hytönen K.*, Determination of the composition of kal-silites by an X-ray method, *Mineral. Mag.*, **31**, 200—208, 1956.
59. *Sahama Th. G., Wiik H. B.*, Leucite, potash nepheline, and clinopyroxene from volcanic lavas from southwestern Uganda and adjoining Belgian Congo, *Am. J. Sci.*, Bowen Volume, 457—470, 1952.
60. *Sartori F.*, Su di una tufite della zona di San Venanzo (Umbria), *Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Serie A*, **73**, 25—48, 1966.
61. *Schultz A. R., Cross W.*, Potash-bearing rocks of the Leucite Hills, Sweetwater County, Wyoming, *U. G. Geol. Surv., Bulletin* 512, 3—39, 1912.
62. *Strecksien A.*, Die Klassifikation der Eruptivgesteine, *Geol. Rundschau*, **55**, 478—491, 1967.
63. *Velde D.*, Sur un lamprophyre hyperalcalin potassique, la minette de Sisco (île de Corse), *Bull. Soc. Franc. Mineral. Crist.*, **90**, 214—223, 1967.
64. *Velde D.*, A new occurrence of priderite, *Mineral. Mag.*, **36**, 867—870, 1968.
65. *Wade A., Prider R. T.*, The leucite-bearing rocks of the West Kimberley area, Western Australia, *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, **96**, 39—98, 1940.

II.6. ПЕРЕСЫЩЕННЫЕ КРЕМНЕЗЕМОМ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ: ГРАНИТЫ, ПАНТЕЛЛЕРИТЫ И КОМЕНДИТЫ

П. Боудек

II.6.1. Введение

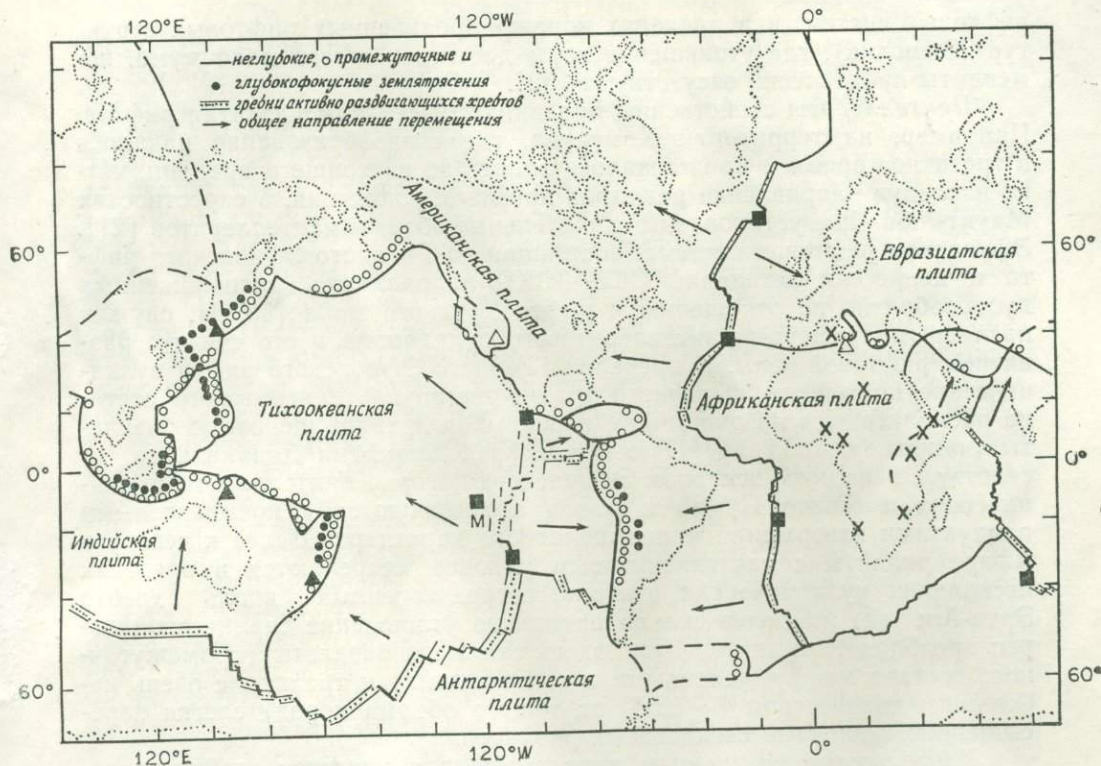
В этой главе в основном рассматриваются высококремнеземистые породы, характеризующиеся избытком щелочей над алюминием и в соответствии с определением Шенда считающиеся *ультращелочными*. Числовые величины отношений молекулярных количеств щелочей к алюминию называются индексом (коэффициентом) агпаитности (II.2.1).

Мурти и Венкатараман [33] привели систематическое описание распределения щелочных гранитов на земном шаре. В этой главе главное внимание будет обращено на размещение кремнекислых вулканитов семейств комендитов и пантеллеритов. Комендиты и пантеллериты представляют собой ультращелочные эквиваленты риолитов и характеризуются более низкими содержаниями Al и более высокими — Fe, Ti и Na, чем их известково-щелочные или щелочные аналоги. В этом разделе под названием *пантеллериты* будут выделяться наиболее щелочные и обогащенные железом представители кислых вулканитов, аналогичные типовым образцам с острова Пантеллерия в Средиземном море, расположенного между побережьем Туниса и островом Сицилия. *Комендиты*, которым свойственна меньшая щелочность и железистость, впервые были описаны в Комендо на острове Сан-Пьетро к юго-западу от Сардинии. Различия между комендитами и пантеллеритами неоднократно обсуждались различными исследователями, причем по этому поводу высказывались противоречивые мнения. Лакруа [24] указал на постепенное изменение состава в пределах комендит-пантеллеритовой серии пород и предложил отличать пантеллериты от комендитов по содержанию нормативных фемических минералов: в первых оно должно быть более, а во вторых — менее 12,5%. По мере появления новых данных этот критерий оказался не совсем удовлетворительным [14, 34]. Для решения этой проблемы автор совместно с Стефансом применил метод анализа главных компонентов и кластер-анализ [41]. Эти исследования показали, что для разграничения комендитов и пантеллеритов могут быть использованы величины содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, Na_2O и MnO. С помощью этого статистического метода удавалось преодолеть затруднения в идентификации пород.

II.6.2. Характер залегания

Ультращелочные кремнеземистые породы приурочены к областям щелочного и известково-щелочного магматизма, как в континентальных, так и в океанических провинциях. Вайном [58] была предпринята попытка увязать наиболее достоверно установленные местонахождения проявлений ультращелочных кремнекислых пород с положением сейсмически активных зон и литосферных плит (фиг. 1). Это позволило выявить существование нескольких тектонических обстановок ультращелочного магматизма.

II.6.2.1. Ультращелочный кремнекислый магматизм, связанный со сводообразованием и рифтогенезом в пределах континентов на примере Африки. Ультращелочные кремнекислые породы обычно встречаются



Фиг. 1. Связь ультращелочного магматизма с тектоникой плит.

Примеры проявлений ультращелочного магматизма выбраны из различных источников. Основные контуры сейсмических зон и границы литосферных плит заимствованы у Вайна [58]. Крестами обозначены проявления ультращелочного магматизма в областях сводо- и рифтообразования на Африканском континенте; темные квадраты соответствуют проявлениям ультращелочного кремнекислого магматизма в пределах активно раздвигающихся гребней хребтов; светлыми треугольниками изображены проявления ультращелочного кремнекислого магматизма на окраинах континентальных плит (остров Пантеллерия принадлежит к этой группе [31]); темные треугольники представляют собой проявления ультращелочного вулканизма вблизи океанических желобов в тыловых зонах островных дуг.

в пределах континентов в неорогенных областях, испытавших сводо- и рифтообразование [25]. Ультращелочной магматизм может проявляться в *дорифтовый* период (во время эпейрогенического формирования сводовых поднятий), в *первые этапы рифтообразования* (в моменты заложения линейных разломов и в начальные стадии утонения коры) и в *последующие этапы развития рифтовых систем* (сопровождающиеся процессам интенсивного утоньшения сиалической коры дна рифтовых трогов). Каждой из названных геологических обстановок свойственны характерные серии магматических пород и определенные количественные соотношения кислых ультращелочных и сопутствующих им пород.

Комендиты часто встречаются в составе субвулканических кольцевых комплексов в ассоциации с неультращелочными вулканитами. Вулканические продукты комендитового состава типичны для магматизма эпейрогенических сводовых поднятий, примером которых могут служить купольные структуры Тибести с проявленными в их пределах лавами (от стекловатых до гранофировых) ультращелочного состава [57]. В рифтовых долинах комендиты более тесно сопряжены с ультращелочными трахитами и пантеллеритами. Примеры подобных ассоциаций известны в Кении (III.2.3.). Однако объемы продуктов вулканизма комендитового состава уменьшаются по мере прогрессивного развития

рифтовых систем, и в пределах хорошо проявленных рифтовых структур (Эфиопия), где утоньшение коры достигает своего максимума, коммендиты практически отсутствуют [32].

Пантеллериты свойственны продвинутым стадиям развития рифтов. Например, на территории Камеруна, где сводообразование началось в третичное время и продолжалось вплоть до настоящего времени, четко наследуя направление разломов древнего заложения, в окрестностях Маунт-Мба-Нше установлены значительные объемы пантеллеритов [21]. Эфиопская рифтовая система, состоящая из Главного Эфиопского рифта и депрессии Данакиль ССЗ—ЮЮВ-направления, расположенных кулисообразно по отношению к рифту Красного моря [53, 4], служит наглядным примером пантеллеритового вулканизма и его связи с развитием рифтовой зоны. В пределах Главного Эфиопского рифта вулканические комплексы щелочного трахит-риолит-пантеллеритового состава располагаются на дне рифта, перекрывая древние щелочные базальты (например, Фанталь [17]). Вдоль края депрессии Данакиль по соседству с западным эскарпом Эфиопского нагорья пантеллериты вулканических массивов Прюво и Боина ассоциируются с кремнекислыми продуктами извержений менее щелочного характера. Далее к северу в Афаре риолиты с пантеллеритовым уклоном встречаются в пределах нескольких вулканических центров, сосредоточенных вдоль хребта Эрта-Але, где наиболее сильно проявлено утоньшение сиалической коры; преобладающими породами здесь являются базальты (промежуточного состава между щелочными и толеитовыми) и трахиты с очень небольшим количеством ($\sim 0,5\%$ от общего объема пород) слегка переиспещенных щелочами стекловатых риолитов.

Ультращелочные граниты характерны для участков эпейрогенических сводовых поднятий на континентах, где они часто представлены субвулканическими кольцевыми структурами. В периоды постепенного воздымания этих участков, предшествующие рифтообразованию, составы плутонических пород образующихся магматических комплексов могут сильно варьировать. Так, например, формирование кольцевых комплексов ультращелочных и сопутствующих им менее щелочных гранитов Нигерии и южного Нигера, по-видимому, совпадает с ранними стадиями сводообразования. В отличие от этого ассоциации ультращелочных гранитов, сиенитов, габбросиенитов, габбро и анортозитов Аира, вероятно, сопряжены с заключительными стадиями дорифтового развития структур. Сходные типы пород Гардарской провинции также могут принадлежать к формациям, связанным с существованием древних грабенных. Ясно, что ультращелочной интрузивный магматизм является существенным элементом *дорифтовой* тектоники, а ультращелочные граниты обычно сопряжены только с этой обстановкой. Подобные граниты известны на Западном плато депрессии Данакиль и в остаточном горсте в центре рифта в Аффара-Дара [4]. По данным Варе (устное сообщение, 1971), граниты имеют одинаковый третичный возраст (25 млн. лет) и, следовательно, непосредственно предшествуют началу рифтообразования. Ультращелочные граниты и кварцевые сиениты были описаны также в виде ксенолитов в ультращелочных лавах океанических островов, располагающихся на гребнях активно раздвигающихся срединно-океанических хребтов, в связи с чем ультращелочный интрузивный магматизм может также рассматриваться в качестве слабо проявленной, но важной начальной стадии развития большинства регионов, для которых характерны растягивающие тектонические напряжения.

II.6.2.2. Ультращелочной кислый вулканизм океанических островов. Примеры магматических проявлений такого типа известны на островах Сокорро и Пасхи Восточно-Тихоокеанского поднятия, на островах

Исландия, Азорских и Вознесения Срединно-Атлантического хребта и на острове Сен-Поль Центрально-Индийского хребта. Все эти острова приурочены к грабенам активно раздвигающихся хребтов (фиг. 1). Можно также предположить, что Маркизские острова (М на фиг. 1) в Тихом океане переместились к западу от Срединно-Тихоокеанского хребта вместе с Тихоокеанской плитой, и, следовательно, они также сформировались в обстановке, сходной с обстановкой формирования островов Пасхи и Сокорро. По данным Брайана [5], на острове Сокорро развиты породы, практически аналогичные породам острова Пантеллерия. Однако проявления пантеллеритов на океанических островах крайне редки. Преобладающим типом кислых пород являются комендиты, но и они в пределах каждого центра составляют лишь небольшую долю от общего объема вулканитов, среди которых преобладают щелочные базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и фонолиты. В Атлантическом океане известны также острова в абиссальных областях или на континентальных склонах, где фонолиты более распространены, чем трахиты, но даже и здесь в качестве конечных дифференциатов могут присутствовать комендиты.

II.6.2.3. Ультращелочной кислый вулканизм островных дуг. Примерами областей подобного вулканизма служат острова Мейор (Новая Зеландия), Новая Гвинея и Хоккайдо (северо-восточная часть Японии), расположенные в районах проявления землетрясений небольших и средних глубин и вблизи зон активного поддвигания плит. Присутствие ультращелочных кислых вулканитов в тектонической обстановке сжатия на первый взгляд кажется аномальным явлением, ибо ультращелочной магматизм в океанических провинциях обычно присущ областям растяжения и спрединга в осевых частях срединных хребтов. Однако «в тыловых зонах островных дуг» в ограниченном объеме может происходить процесс, эквивалентный растяжению коры [58], и этим регионам свойственен комендитовый вулканизм.

II.6.2.4. Ультращелочной кислый вулканизм окраин континентальных плит. Единственный достоверный пример вулканизма этого типа находится в Большом Бассейне, штат Невада. Здесь ультращелочные кислые породы в виде потоков пепловых туфов и лав преимущественно комендитового состава с подчиненным объемом пантеллеритов приурочены к краевым частям Большого Бассейна [36]. В противоположность этому обогащенные стронцием и калием кварцевые латиты располагаются в центре Бассейна. Кислые ультращелочные вулканиты рассматриваемого региона связываются с явлениями перекрытия северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия Североамериканской плитой в третичное время, сопровождавшимися процессами растяжения континентальной коры и рифтообразования. Противоположная гипотеза была высказана Кристиансенем и Липманом [10], которые связывают кайнозойский ультращелочной вулканизм с поддвиганием Восточно-Тихоокеанского поднятия под среднетретичный желоб на окраине континента, в результате чего были приведены в непосредственный контакт Американская и Западно-Тихоокеанская плиты по правосторонней системе трансформных разломов.

II.6.3. Петрографические особенности

II.6.3.1. Граниты. Большинство ультращелочных гранитов представляет собой лейкократовые полнокристаллические гипидиоморфные среднезернистые породы, главными породообразующими минералами которых являются калиевый полевой шпат, альбит, кварц, эгирин и амфибол арфведсонит-рибекитового состава. Энигматит, астрфиллит и биотит

Модальный состав ряда ультращелочных гранитов, об. %

	1	2	3	4	5	6
Кварц	32,9	93,6	31,8	40	25	39,4
Полевой шпат	57,0		62,5	50	37	54,0
Щелочной амфибол	8,70	3,9	3,0	9	9	5,5
Пироксен		—	0,5	1	25	—
Циркон	2,41	0,1	Сл.	—	4	—
Астрофиллит		2,4	2,0			—
Рудные и другие минералы		—	—	—		—

Прочерк—минерал отсутствует. 1. Мулжера, западный Раджастхан [33]. 2. Квингат, южная Гренландия [55]. 3. Эжерит, Осло, Норвегия [13]. 4. Корсика [33]. 5. Роколл, Северная Атлантика [46]. 6. Норт-Конуэй, Нью-Гэмпшир, США [8].

относятся к числу второстепенных, но характерных минералов; флюорит, пироклор, криолит и эльпидит принадлежат к мало распространенным минералам, однако в ряде случаев их содержание может значительно повышаться. В менее щелочных разновидностях этих пород встречаются гастингсит, катофорит, магнезиорибекит, натровый геденбергит и псевдоморфозы по фаялиту. Характерные модальные составы некоторых типов щелочных гранитов из различных провинций приведены в табл. 1.

В этих породах обычно присутствуют два вида пертитовых полевых шпатов: ортоклаз-пертит с вростками низкого альбита, возможно более ранний, и микроклин-пертит с вростками. низкого альбита, частично или полностью замещающий ортоклаз-пертит. В целом для ультращелочных гранитов характерны значительные количества микроклин-пертита замещения со степенью триклинности от 0,75 до 1,00. В них отмечается также присутствие переменных количеств антипертита с оторочками грубо сдвойникового альбита (Ap_{-5}) на контакте с соседними кристаллами. Альбитовое двойникование отмечается также и в натровой фазе антипертита.

В некоторых случаях отчетливо проявляется поздняя альбитизация с широким развитием позднемагматического альбита (Ap_{-4}), замещающего ранее образованные полевые шпаты и амфибол. Исследуя систему альбит—вода в интервале давлений от 1 до 10 кбар и температур от 200 до 700 °С, Мартин [30] установил, что в присутствии силиката натрия образование низкого альбита легко осуществляется в интервале 300—400 °С. Поэтому присутствие низкого альбита в ультращелочных гранитах может рассматриваться как указание на важную роль в гидротермальном преобразовании пород растворов, обогащенных Na и Fe.

Крупнозернистые разности ультращелочных гранитов содержат до 40% модального кварца, образующего ксеноморфные зерна, в ряде случаев несущие признаки деформации. В большинстве подобных гранитов кварц, очевидно, принадлежат к числу поздних минералов и часто замещает микроклин-пертит. Однако в ассоциирующихся с ними менее щелочных породах содержание свободного кварца более низкое, но в них часто наблюдается высокотемпературный бипирамидальный кварц.

II.6.3.2. Вулканыты. Комендиты могут быть представлены как крупнозернистыми светло-голубоватыми до зеленовато-серых полосчатыми лавами с толщиной отдельных полос до 3 см, так и тонкозернистыми или стекловатыми темными зеленовато-серыми лавами с чередующимися слоями желтовато-зеленого и темно-серого цвета толщиной от 1 до 10 мм. Крайне характерны эвтакситовые структуры. Иногда встречаются

Таблица 2

Модальные составы некоторых порфирировых ультращелочных обсидианов, об. %

	1	2	3	4	5	6
<i>Фенокристаллы</i>						
Кварц	6,0	—	—	0,8	—	0,7
Полевой шпат	9,3	0,6	<1	10,7	3,3	5,5
Пироксен	—	Сл.	Сл.	0,2	Сл.	0,3
Энигматит	—	Сл.	—	0,8	—	0,3
Амфибол	—	—	—	—	—	1,8
Рудные	—	—	Сл.	—	Сл.	—
Тридимит	0,3	—	—	—	—	—
<i>Стекловатая основная масса</i> ¹	84,3	99,4	>99	87,5	96,7	91,7

¹ Составляет главную часть основной массы; Сл.—следы, прочерк—минерал отсутствует.

1. Комендит, остров Сан-Пьетро, близ Сардинии [9]. 2. Комендит, остров Мейср, Новая Зеландия [14] (имеется некоторая неувязка в номенклатуре обсидианов, см. текст). 3. Комендит, Миндхима, Исландия [2]. 4. Пантеллерит, Гелкхамер, остров Пантеллерия [9]. 5. Пантеллерит, Фангаль, Эфиопия [12]. 6. Пантеллерит, озеро Найваша, Кения [34].

ся и обсидианы комендитового состава, представляющие собой либо быстро затвердевшие корочки на поверхности комендитовых потоков, либо линзообразные тела в пепловых потоках и сваренных витрокластических туфах. Характерный количественный состав трех комендитовых порфирировых обсидианов приведен в табл. 2.

В шлифах структура комендитов меняется от стекловатой или полустекловатой до микрозернистой; она может быть сферолитовой, порфирировой или афирировой. Фенокристаллы в комендитах наиболее часто представлены натровым санидином и кварцем, которые могут нести признаки частичной коррозии и резорбции. Фаялит (Fa_{98-100}), геденбергит-эгириин, арфведсонит-рибекит и феррогастингсит лишь очень редко образуют микрофенокристаллы. В стекловатой, микрофельзитовой или гранофирировой основной массе часто присутствует вторая генерация минералов вкрапленников в виде микролитов, ассоциирующихся с одним или несколькими нижеперечисленными минералами: энигматитом, кристобалитом, тридимитом, коричневым амфиболом (катофоритом, баркевикитом?), магнетитом или гематитом. Обсидианы комендитового состава, не подвергшиеся девитрификации, крайне редки (2—3 в табл. 2); например, почти все комендиты Сардинии [15] имеют частично или полностью микрокристаллическую основную массу. В некоторых комендитах иногда отмечаются вкрапленники анортоклаза и энигматита вместо натрового санидина. Эта ассоциация, по-видимому, более характерна для пантеллеритов, чем для комендитов.

Среди пород пантеллеритового ряда также встречаются лавы, туфы и обсидианы. Макроскопически пантеллериты очень похожи на комендиты, отличаясь от них лишь более темной окраской, варьирующей по цвету от зеленой до черной, и более широко развитыми трахитовыми структурами течения. Типичные образцы пантеллеритов с острова Пантеллерия [6] и сходные вулканы из других районов представлены порфирированными обсидианами с фенокристаллами бедного кальцием анортоклаза. Во вкрапленниках, помимо анортоклаза, встречаются корродированные зерна кварца, натровый геденбергит и энигматит, а также фаялит (Fa_{98-100}) и арфведсонит-рибекит. Ильменит образует редко встречающиеся микрофенокристаллы. Основная масса может быть сложена переменным количеством коричневого стекла ($N \sim 1,510$) и вто-

рой генерацией минералов-вкрапленников в виде микролитов, ассоциирующихся с коричневым амфиболом (катофоритом, баркевикитом?) и редкими выделениями магнетита, биотита и апатита. В пантеллеритах из окрестностей озера Найваша в Кении обнаружен феррорихтерит как в виде вкрапленников, так и в составе основной массы [34].

Обсидианы пантеллеритового состава встречаются гораздо чаще комендитовых обсидианов. Это обстоятельство может быть связано с более высоким содержанием в пантеллеритах натрового метасиликата, присутствие которого препятствует девитрификации. Типичный минеральный состав таких вулканитов приведен в табл. 2.

Очевидно, что главной ранней минеральной фазой ультращелочных кремнеземистых вулканических пород является полевой шпат. Как правило, вкрапленники полевых шпатов не зональны и характеризуются сравнительно ограниченными вариациями химического состава. В комендитах их состав находится в интервале $\text{Og}_{60}\text{Ab}_{40}$ — $\text{Og}_{35}\text{Ab}_{65}$ [15], но в некоторых пантеллеритах этот интервал сужается до $\text{Og}_{39}\text{Ab}_{61}$ — $\text{Og}_{33}\text{Ab}_{67}$ [34]; при этом микролиты полевых шпатов бывают несколько обогащены калием по сравнению с вкрапленниками. Следует отметить, что вкрапленники кварца в пантеллеритах могут отсутствовать, но в комендитах они встречаются постоянно вместе с кристобалитом и чаще тридимитом в девитрифицированной основной массе. В комендитах, в которых встречаются выполненные цеолитами пустоты, обнаружен также и халцедон.

II.6.4. Геохимия

II.6.4.1. Главные элементы. При рассмотрении данных химических анализов ультращелочных кислых пород возникает целый ряд проблем. Например, если мы будем считать, что ультращелочные кислые стекла (обсидианы) соответствуют магматическим жидкостям, то в этом случае мы должны иметь в виду, что такие стекла легко гидратируются, теряя при этом щелочи и другие важные в петрогенетическом отношении компоненты (VI.2.4.) [36, 27]. По данным Тейлора [51], гидратированные обсидианы и перлиты западных штатов США имеют изотопные отношения D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, указывающие на то, что стекла не просто абсорбируют воду, но что в них в больших объемах происходит обмен воды. Подобные явления могут иметь место и в гранитах небольших глубин [52], где циркулирующие подземные воды могут обогащать граниты одними компонентами и обеднять другими, существенно изменяя их химический и изотопный состав. Поэтому данные химических анализов ультращелочных кислых пород могут быть использованы в геохимических целях лишь после тщательной проверки их доброкачественности и подтверждения путем изучения шлифов отсутствия гидратации, перекристаллизации или других преобразований пород под воздействием воды.

Все имеющиеся данные позволяют допустить, что негидратированные стекловатые породы ближе всего соответствуют составу ультращелочных кислых расплавов непосредственно перед их затвердеванием. В табл. 3 приведены анализы шести специально отобранных образцов, два из которых представляют собой отделенную от порфириковых вкрапленников стекловатую негидратированную основную массу. Следует, однако, подчеркнуть, что анализы выделенных таким образом стекол не могут рассматриваться полностью соответствующими составам первичных магматических жидкостей, поскольку в этом случае из рассмотрения исключается вещество порфириковых вкрапленников. Тем не менее, основываясь на данных сравнения химических анализов стекол, можно

Таблица 3

Химический состав некоторых порфировых ультращелочных обсидианов и негидратированных стекол после удаления из них вкрапленников

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	75,31	75,8	75,25	69,25	69,81	70,13
ZrO ₂	0,18	He опр.	0,09	0,78	0,25	0,22
TiO ₂	0,21	0,09	0,13	0,25	0,45	0,30
Al ₂ O ₃	10,43	12,14	11,99	9,10	8,59	7,97
Fe ₂ O ₃	3,22	0,80	0,90	3,70	2,28	2,77
FeO	0,80	0,94	1,25	2,61	5,76	5,27
MgO	0,10	0,01	0,02	0,01	0,10	0,07
CaO	0,13	0,30	0,27	0,06	0,42	0,55
Na ₂ O	3,99	5,22	4,79	7,00	6,46	7,46
K ₂ O	4,65	4,48	4,67	4,29	4,49	4,24
H ₂ O ⁺	0,51	0,12	0,15	0,14	0,14	0,54
H ₂ O ⁻	0,38	0,14	0,05	0,01	0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,03	—	—	0,01	0,13	0,04
MnO	0,09	0,06	0,08	0,19	0,28	0,26
SO ₃	сл.	He опр.	He опр.	0,08	0,06	He опр.
Cl	0,05	0,25	0,18	0,78	0,76	0,37
F	0,18	0,29	0,25	1,30	0,30	He опр.
O=F, Cl	100,26 0,09	100,64 0,18	100,07 0,14	99,56 0,72	100,33 0,30	100,25 0,08
Сумма	100,17	100,46	99,93	98,84	100,03	100,17
Индекс агпаитности	1,11	1,10	1,08	1,79	1,81	2,12
SiO ₂	85,30	82,42	83,67	82,31	83,11	82,74
Al ₂ O ₃	6,96	7,87	7,85	6,37	6,02	5,54
Na ₂ O+K ₂ O	7,74	8,71	8,47	11,31	10,86	11,72

сл.—следы; не опр.—не определялось.

1. Комендит, остров Сан-Пьетро, близ Сардинии [9]. 2. Комендит, Мидхима, Исландия [2]. 3. Стекло, выделенное из порфирового комендитового обсидиана; Невада, туфы Терсти-Каньон [37]. 4. Стекло, выделенное из порфирового пантеллеритового обсидиана; Невада, туфы Терсти-Каньон [35]. 5. Пантеллерит, Гелихамер, остров Пантеллерия [9]; содержание F взято из [38], остальных элементов—из [9]. 6. Пантеллерит, озеро Найваша, Кения [34].

получить представление об основных особенностях их составов, скоррелировав затем их с анализами порфировых обсидианов. Важной особенностью ультращелочных стекловатых пород является их исключительная обедненность MgO и несколько невыдержанное, но тем не менее низкое содержание CaO [37]. Из рассмотрения анализов, приведенных в табл. 3, следует, что пантеллериты более обогащены Fe₂O₃, FeO, TiO₂ и MnO по сравнению с комендитами и что им свойствен значительно более высокий коэффициент агпаитности, что связано с ростом абсолютного содержания Na₂O и снижением Al₂O₃ при примерно постоянном содержании K₂O. Среднее содержание кремнезема в пантеллеритах составляет 69,8%, тогда как в комендитах оно равно 73,5%. Анализ комендита с острова Сан-Пьетро (табл. 3, 1), возможно, соответствует несколько измененному под воздействием грунтовых вод образцу.

В табл. 4 приведены пересчеты на нормативные составы по методу CIPW пород, анализы которых помещены в табл. 3. Однако широко распространенный способ изображения нормативных составов кислых пород на сечении Qz—Or—Ab экспериментально исследовавшейся системы [54] имеет ограниченное значение для ультращелочных составов,

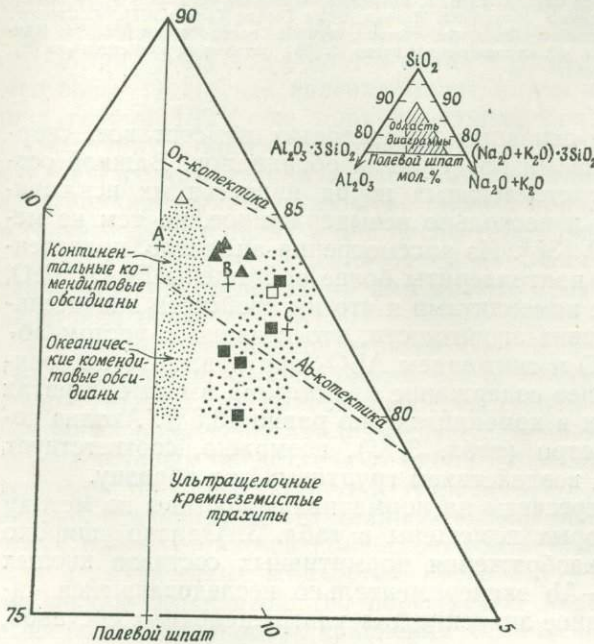
Нормативный состав некоторых ультращелочных порфировых обсидианов и изолированных от вкрапленников негидратированных стекол

	1	2	3	4	5	6	
Q	35,80	30,77	30,77	27,52	29,08	29,08	
or	27,47	26,47	27,59	25,35	26,53	25,05	
ab	27,76	37,50	35,67	22,92	19,19	17,39	
ac	4,63	2,31	1,93	10,70	6,60	8,01	
ns	—	0,08	—	2,93	3,90	7,25	
di	{	wo	0,18	0,18	—	0,06	1,03
		en	—	—	—	—	0,02
fs	{	fs	0,20	0,19	—	0,06	1,14
		en	0,25	0,02	0,05	0,02	0,25
hy	{	en	—	1,84	4,73	10,29	8,52
		fs	—	—	—	—	—
mt	2,26	—	0,34	—	—	—	
hm	0,05	—	—	—	—	—	
il	0,40	0,17	0,25	0,47	0,85	0,57	
ap	—	—	—	—	0,31	0,09	
Z	0,27	—	0,13	1,16	0,37	0,33	
fl	0,18	0,60	0,51	0,08	0,62	—	
hl	0,08	0,41	0,30	1,29	1,25	0,61	

Пояснения к образцам 1—6 см. в табл. 3.

так как он не дает возможности продемонстрировать степень пересыщенности щелочами. Поскольку SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в составе ультращелочных кислых пород составляют свыше 90 вес. %, то Бейли и Макдоналд [1] использовали эти компоненты для построения специальной треугольной диаграммы (фиг. 2), на которой можно проанализировать тенденции, обусловленные фракционированием полевых шпатов (VI.2.4).

Химические анализы комендитовых обсидианов [2] и некоторых пантеллеритовых обсидианов [29] образуют на этой диаграмме (фиг. 2)



Фиг. 2. Молекулярные количества SiO_2 , Al_2O_3 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в сериях комендитовых и пантеллеритовых порфировых обсидианов и выделенных из них стекол [2, с изменениями].

Положение рассматриваемой части диаграммы в треугольнике показано в правом верхнем углу. Жирный крап — поле пантеллеритов [29]; тонкий крап — поле комендитов [2]. Анализы обсидианов острова Мейор [14], изображены в виде темных треугольников; анализ пантеллерита PRC 2000 с острова Пантеллерия [9] нанесен на диаграмму в виде светлого прямоугольника, а комендита с острова Сардиния [9] — в виде светлого треугольника. Остальные анализы пород с острова Пантеллерия [6, 59, 40] обозначены темными квадратами. Кварц-полевошпатовая котектическая зона ооконтурена пунктиром. Кварц-полевошпатовые минимумы А, В и С заимствованы у Кармайкла и Маккензи [7].

две обособленные группы, занимающие участки, покрытые крапом. Комендитовые обсидианы бесспорно континентального происхождения и некоторые пантеллеритовые обсидианы лежат в пределах кварц-полевошпатовой котектической зоны, нанесенной на диаграмму в соответствии с экспериментально установленными границами *Og* — кремнезем и *Ab* — кремнезем при давлении 1 атм [47, 48]. Точки группируются вокруг кварц-полевошпатовых минимумов *A*, *B* и *C*, определенных экспериментально в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ с добавленными количествами акмита и натрового метасиликата [7]. Примечательно, что комендиты (в точном смысле этого слова) имеют тенденцию группироваться вокруг минимума *A* (менее щелочная обстановка), тогда как пантеллериты группируются вокруг минимума *C* (наиболее щелочная среда, характеризующаяся 8,3% *ac* и 8,3% *ns*). Анализ некоторых типов подобных пород, в частности обсидианов острова Мейор, концентрируются около минимума *B* (4,5% *ac* и 4,5% *ns*). Поскольку из анализа статистических данных следует, что эти обсидианы более тесно связаны с комендитами, то можно предположить, что комендиты в более широком смысле слова могут быть подразделены в пределах котектической зоны на подгруппу более щелочных, группирующихся вокруг минимума *B*, и подгруппу менее щелочных, концентрирующихся около минимума *A*. Такие ассоциации установлены на острове Сан-Пьетро около Сардинии [15].

Комендиты континентальных провинций располагаются внутри котектической зоны, подтверждая тем самым свою принадлежность к составам кварц-полевошпатовых минимумов повышенной щелочности. Наоборот, составы комендитов океанических провинций из областей раздвигающихся хребтов, а также из областей островных дуг, в частности с острова Новая Гвинея, ложатся между зоной кварц-полевошпатовой котектики и составами трахитов; для пантеллеритов подобного разделения сделать нельзя, так как, несмотря на то что на диаграмме (фиг. 2) составы некоторых пантеллеритов лежат за пределами котектической зоны, большинство их представлено пантеллеритовыми обсидианами континентальных рифтовых систем и острова Пантеллерия. Анализировавшиеся Цисом [59] и Кармайклом [6] образцы этих пород могут располагаться в котектической зоне вокруг минимума *C* или же за ее пределами в сторону состава трахитов. Кроме хорошо заметных различий в содержании SiO_2 и Al_2O_3 , наиболее характерной особенностью этих анализов является то, что образцы пород с острова Пантеллерия в котектической зоне обладают значительно более высоким содержанием нормативного галита (*hl*), нормативного флюорита (*fl*) и нормативного метасиликата (*ns*). Анализ пантеллеритовых обсидианов и отделенных от порфировых вкрапленников стекол из других регионов также характеризуются повышенными содержаниями *ns*, но содержания *hl* и *fl* в них не всегда имеют диагностическое значение. Очевидно, данная диаграмма (фиг. 2) нуждается в дальнейшем объяснении.

II.6.4.2. Малые и редкие элементы. Фтор и хлор относятся к числу важных элементов ультращелочных кислых пород, но их количественные соотношения обладают рядом заметных особенностей. Сопоставление имеющихся аналитических данных показывает, что фтор по сравнению с хлором принадлежит к числу наиболее характерных и широко распространенных элементов. Содержание хлора в типовых образцах пантеллеритов [26] выше содержания фтора, но подобное соотношение подтверждено лишь в небольшом числе аналогичных образцов. Романо [44], основываясь на данных анализов образцов из одного потока пантеллеритов с острова Пантеллерия, отмечает одновременное увеличение натрия и хлора от внутренних почти полностью кристаллических участ-

Содержание редких и малых элементов в некоторых ультращелочных порфириновых обсидианах и изолированных от вкрапленников негидратированных стеклах

	1	2	3	4	5	6
B	40	He опр.	30	100	30	He опр.
Ba	10	8,6	<5	5	50	780
Be	10	8,2	6	56	11	11
Co	<5	He опр.	<2	<5	<5	<10
Cr	<1	»	<1	3	<1	<10
Cs	He опр.	5,2	<5	10	He опр.	He опр.
Cu	8	5,6	<1	3	5	2,
Ga	28	32	30	44	45	30
La	170	95	110	580	360	100
Li	He опр.	59	78	260	He опр.	30
Mo	2	12,6	5	9	22	3
Nb	150	69	70	670	450	145
Ni	2	He опр.	<2	5	3	<10
Pb	70	21	40	210	30	23
Rb	He опр.	134	390	950	He опр.	105
Sc	2	0,7	<2	7	4	<10
Sn	16	5,7	6	52	24	<10
Sr	6	0,3	2	1,5	7	19
Th	He опр.	17,4	23,5±0,5	He опр.	He опр.	He опр.
U	»	5,1	5,31±0,9	»	»	»
V	5	He опр.	<5	<5	<5	<3
Y	140	145	73	490	220	110
Yb	14	9,2	6	55	20	10
δ ¹⁸ O	He опр.	He опр.	He опр.	7,0	He опр.	He опр.

Содержание всех элементов дано в млн —1, а δ¹⁸O—в ‰; не опр.—не определялся.

1. Комендит, остров Сан-Пьетро, см. табл. 2, 3, 4 [38]. 2. Комендит, остров Мейор, Новая Зеландия, см. табл. 2, 3. Стекло, выделенное из комендита, туфы Герсти-Каньон; содержание редких и малых элементов определено в обр. D100437 [35], уран и торий заимствованы из [45] (обр. Ttsu-035). 4. Стекло, выделенное из пантеллерита, Невада, см. табл. 3 и 4 [38]; величина δ¹⁸O приводится по данным [51]. 5. Пантеллерит, остров Пантеллерия; см. табл. 2, 3 и 4 [38]. 6. Пантеллерит, Фанталь, см. табл. 2, 5.

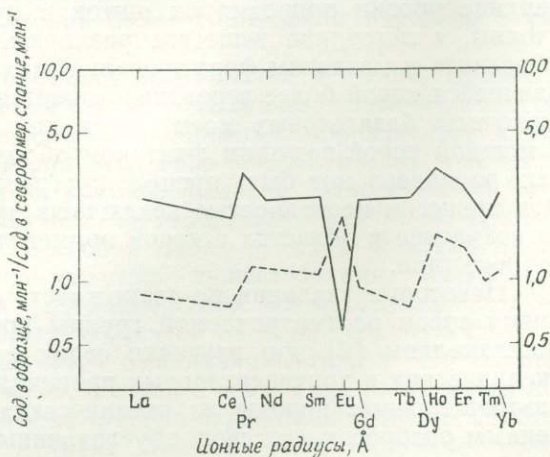
ков к внешним стекловатым зонам закалки. Влияние хлорида натрия на систему альбит—вода при температуре около 900 °С и давлении 4 кбар исследовалось Костером-ван-Гросом и Уилли [23]. Было установлено, что, хотя хлорид натрия оказывает крайне незначительное влияние на жидкости альбитового состава, растворимость воды резко возрастает. Хлорид натрия преимущественно отделяется вместе с водонасыщенной флюидной фазой, а не накапливается в силикатной фазе. Поэтому высокие содержания хлора могут быть обусловлены присутствием несмешивающейся соленасыщенной водной фазы [43], образующей субмикроскопические включения в пантеллеритовом стекле. Фтор, однако, является более важным компонентом ультращелочных гранитов и большинства ультращелочных обсидианов. Примечательно, что фторид натрия в отличие от хлорида натрия более охотно отделяется в силикатную фазу. Подобное отделение фтора и несмешимость хлора могут играть важную роль в поведении редких элементов, так как наиболее распространенными редкими элементами ультращелочных кремнекислых пород являются те, которые легко образуют фторидные комплексы (например, Nb, Zr, Sn). Эти элементы имеют также важное практическое значение, образуя концентрации пирохлора и эльпидита в щелочных кислых породах и колумбита и касситерита в ассоциирующихся с ними слабощелочных кислых породах.

Содержание ряда редких элементов в некоторых порфириновых обсидианах и отделенных от порфириновых вкрапленников стекловатых фа-

зах приведено в табл. 5. Большинство элементов, таких как В, Ga, La, Nb, Sn, Y, Yb и Zr, по мнению многих исследователей, принадлежит к числу накапливающихся в остаточных жидкостях в процессе осаждения и отделения кристаллизующихся фаз. Уменьшение содержания Sr, Ba, V, Sc, Co и Ni объясняется активным удалением этих элементов с вкрапленниками мафических и салических минералов. Например, широкий разброс значений содержания Ba связывается с интенсивностью удаления полевых шпатов. Разница в содержании Ba в порфирировых обсидианах (5—6) и в аналогичных обсидианах после удаления из них вкрапленников (4) свидетельствует в пользу этого предложения. Подобным механизмом может быть объяснено обеднение этих пород стронцием.

Распределение редких земель в ультращелочных кислых породах изучено сравнительно слабо, но тем не менее Эвартом и его коллегами [14] было показано, что на острове Мейор обсидианы относительно обеднены Eu, тогда как включения трахибазальтов соответственно относительно обогащены им (фиг. 3). Хэскином и др. [20] было установлено предпочтительное накопление Eu (2+) во вкрапленниках полевых шпатов по сравнению с сосуществующими вкрапленниками темноцветных минералов. В связи с этим Эварт и др. [14] считают, что полевой шпат, удалявшийся из родоначальной для обсидианов магмы, концентрировался в ассоциирующихся с ними трахибазальтах. Таким образом, данные о содержании редких элементов позволяют предположить, что фракционирование полевых шпатов играло важную роль в образовании ультращелочных кислых жидкостей.

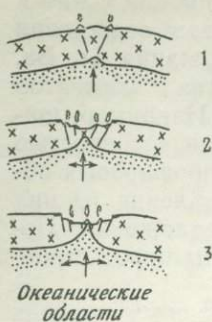
II.6.5. Петрогенезис. При рассмотрении проблем генезиса ультращелочных кислых расплавов прежде всего следует выяснить, являются ли ультращелочные граниты интрузивными эквивалентами ультращелочных кислых лав. Вполне очевидно, что совокупность фенокристаллов и основной массы ультращелочных кислых вулканитов по минералогическому и химическому составу сопоставима с составом кварцевых сиенитов и ассоциирующихся с ними гранитов повышенной щелочности. Тесная пространственная связь некоторых интрузивных пород с выбросами игнимбритов и пепловых туфов позволяет допустить, что их формирование обязано единому механизму и одному и тому же источнику [19]. Описаны также переходы от ультращелочных гранитов к комендитам в пределах глубоко эродированного вулкана Джебель-Хариз на юге Аравийского полуострова [16]. Поэтому ультращелочные граниты могут рассматриваться в качестве интрузивных эквивалентов континентальных комендитов.



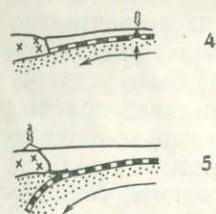
Фиг. 3. Состав редких земель в обсидиане P.29532 и ксенолите трахибазальта с острова Мейор относительно состава редких земель среднего североамериканского сланца [20].

Диаграмма заимствована у Эварта и др. [14].

Континентальные
области



Океанические
области



Фиг. 4. Схема эволюции ультращелочного кремнекислого магматизма [50, с изменениями].

Крестиками изображена континентальная кора; точками — верхняя мантия; черно-белые полосы соответствуют океанической коре; стрелки показывают направление и интенсивность сводообразования и раздвигания.

Типовые примеры: 1 — Нигерия, эпейрогеническое сводообразование. Формирование субвулканических кольцевых комплексов: ультращелочные граниты, не ультращелочные граниты, комендиты, щелочные риолиты; 2 — Кения, начальная стадия рифтообразования. Ультращелочной вулканизм в пределах рифта: пантеллериты, комендиты; 3 — Данакильская депрессия, Эфиопия, продвинутая стадия рифтообразования. Базальтовый вулканизм в приосевой зоне рифта, ультращелочной вулканизм в краевых зонах: пантеллериты; 4 — Срединно-Атлантический хребет. Раздвигающиеся осевые зоны хребта. Океанические острова: комендиты; 5 — остров Мейор, Новая Зеландия. Тыловая зона островных дуг. Ультращелочной вулканизм в области развития известковощелочных пород: комендиты.

Схематический рисунок, на котором показаны различные условия проявления ультращелочного магматизма (фиг. 4), свидетельствует о существовании непрерывного эволюционного процесса, начиная от раннего эпейрогенического сводообразования через раннее растяжение земной коры до континентального рифтообразования, растяжения коры в активных зонах срединных хребтов и наращивания коры вблизи зон поддвига плит. Любая последовательная петрологическая модель должна иметь возможность объяснить появление различных ультращелочных кислых и сопутствующих им типов пород. В этой модели должны быть учтены и их петрохимические различия.

Если принять предложенную модель, тогда образование ультращелочных кислых жидкостей в областях утоньшения коры, например на дне континентальных рифтовых систем, по краям океанических рифтов и на гребнях расширяющихся срединно-океанических хребтов, должно быть тесно связано с процессами, протекающими в верхней мантии. Наоборот, области с более мощной континентальной корой могут служить источником ультращелочных кислых пород, внедряющихся на верхние уровни приподнятых щитов и куполов. Конечные продукты сходны, а источники вещества различны. Таким же образом можно объяснить и механизм формирования этих пород, ибо в областях с утоняющейся корой более вероятным кажется фракционирование умеренно щелочных базальтовых магм, тогда как в континентальных областях с мощной корой ведущим фактором образования ультращелочных кислых расплавов мог быть процесс прогрессивного выплавления (VI.16). Эти процессы не полностью исключают друг друга и могут проявляться совместно в областях с корой промежуточной мощности и промежуточного типа.

Некоторые указания на возможность существования подобных различий среди рассматриваемой группы пород были получены Бейли и Макдоналдом [2] при изучении серии комендитовых обсидианов из океанических и континентальных провинций (фиг. 2). Они считают, что ультращелочные породы из океанических областей обладают определенным разбросом составов, обусловленным их образованием из трахи-

товых расплавов, отделившихся от базальтовых магм, тогда как комендиты континентальных провинций образуются при частичном плавлении сиалической коры (VI.2). Предполагается, что ультращелочные граниты возникали таким же образом, как и континентальные комендиты.

На основании наблюдений в полевых и лабораторных условиях многие исследователи допускают, что решающим процессом в образовании пантеллеритовых расплавов было фракционирование полевых шпатов. Однако Макдоналд и др. [28] установили, что обсидианы из центральной части Восточно-Африканского рифта, меняющиеся по составу от натровых трахитов до пантеллеритов, не могли образоваться ни за счет простой фракционной кристаллизации, ни за счет равновесных соотношений кристалл \rightleftharpoons жидкость. Но если имело место отделение обогащенной щелочами газовой фазы, то это могло привести к кристаллизации серии пород от трахитов до риолитов.

Имеется еще целый ряд факторов, которые не могут быть полностью увязаны с представлениями о генезисе пантеллеритов путем дифференциации за счет фракционирования полевых шпатов. На острове Пантеллерия Виллари [56] достаточно четко установил, что два цикла извержения кислых вулканитов начинались с пантеллеритов и заканчивались натровыми трахитами. Ультращелочные пепловые потоки, изучавшиеся Ноблом [35], имеют наиболее щелочной состав в основании, а кверху переходят в натровые трахиты. Пепловые потоки вулкана Фанталь [18] представляют собой еще один подобный пример. Совокупность этих наблюдений позволяет высказать предположение о том, что пантеллеритовые расплавы могут возникать за счет концентрации летучих и одновременно n_s в верхних частях магматической камеры. Нет необходимости для объяснения генезиса пантеллеритов привлекать фракционную кристаллизацию или какие-либо другие современные гипотезы, встречающиеся в геологической литературе. Они могут представлять собой просто насыщенную летучим натровым силикатом исходную магму состава натровых трахитов [55] (IV.1). Если извержение протекало спокойно и медленно, тогда пантеллеритовые лавы могли возникать непрерывно за счет подъема летучих. Однако если происходит быстрое извержение какого-то объема магмы, тогда могут иметь место описанные Виллари, Ноблом и Гибсоном переходы от пантеллеритов к натровым трахитам. Такую последовательность явлений можно проследить в общем виде на диаграмме, изображенной на фиг. 2, по смещению составов за пределы котектической зоны в сторону трахитов в зависимости от степени концентрации летучих. Подтверждение этой гипотезы может быть получено при более тщательном изучении поведения различных изотопов.

Например, в некоторых регионах встречаются пепловые потоки с хорошо выраженной зональностью как по содержанию изотопов, так и по химизму в целом [40, 18], которые, по-видимому, образовались в результате быстрого извержения значительного объема магмы, что часто имеет место в процессе развития крупных кальдер. Относительное увеличение в фенокристаллах плагиоклаза отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению со стекловатой основной массой в лавах вулкана Фанталь представляет собой еще одно свидетельство существования изотопного фракционирования в камерах ультращелочных магм. Однако следует отметить, что изотопы некоторых элементов не фракционируются. Это было показано на примере изучения отношения изотопов $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$, значительно различающихся по массе, в связи с чем их предполагалось использовать в качестве показателя степени фракционирования. Многочисленные анализы образцов вулкана Фанталь дают постоянное отношение изотопов бора, равное 4,06 (Bowden, неопубликованные данные).

Содержание изотопов Rb и Sr
в некоторых современных пантеллеритах и комендитах

Название породы и местонахождение	Rb, млн ⁻¹	Sr, млн ⁻¹	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Источ- ник
Пантеллерит (P8)	173	13	13,3	38	0,7027	[3]
Порто-ди-Ника, Пантеллерия						
Пантеллерит (P9)	198	14	14,1	41	0,7067	[4]
Кала-Трамонтана, Пантеллерия						
Пантеллерит (CH15)	139	10,5	13,2	38,2	0,7110	[4]
Прюво, Эфиопия						
Пантеллерит (G15)	130	6,4	20,3	58,5	0,7158	[12]
Прюво, Эфиопия						
Пантеллерит (Y408)	119	13,9	8,6	24,8	0,7048	[12]
Фанталь, Эфиопия						
Пантеллерит (Y360)	151	11,0	13,7	39,6	0,7060	[12]
Фанталь, Эфиопия						
Пантеллерит (Y335)	167	6,2	26,9	78,2	0,7074	[11]
Фанталь, Эфиопия						
Комендит (K87)	85,0	82,5	1,0	1,36	0,7045	[11]
Джебель-Хариз, Аравийский полуостров						
Комендит (JB331)	100	129	0,8	2,23	0,7045	
Джебель-ум-Бирка, Аравийский полуостров						

Тем не менее ультращелочные лавы по мере приближения к составу пантеллеритов обнаруживают прогрессивное увеличение отношений Rb/Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Сходные соотношения, по-видимому, свойственны обсидианам острова Пантеллерия [3] и Эфиопии [4] (табл. 6). Хотя наблюдаемые колебания изотопных соотношений связываются с неоднородностью мантийного вещества, с загрязнением магмы коровым материалом или с прогрессивным плавлением отдельных участков коры, они могут быть обусловлены также и разной степенью концентрации летучих в стадии, предшествующие извержению.

Суммируя все вышеизложенное, можно с уверенностью утверждать о существовании настоящей необходимости в разработке последовательной петрологической модели для объяснения всей совокупности фактов, имеющих отношение к ультращелочным кислым породам. Хотя представления об участии летучих в переносе и концентрации необходимых для их возникновения компонентов и не относятся к числу новых, тем не менее именно этот механизм может быть причиной всего наблюдаемого разнообразия ультращелочных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bailey D. K., Macdonald R., Alkali-feldspar fractionation trends and the derivation of peralkaline liquids, *Am. J. Sci.*, 267, 242—248, 1969.
2. Bailey D. K., Macdonald R., Petrochemical variations among mildly peralkaline (co-mendite) obsidians from the ocnas and continents, *Contr. Mineral. Petrology*, 28, 340—351, 1970.
3. Barberi F., Borsi S., Ferrara G., Innocenti F., Strontium isotopic composition of some recent basic volcanites of the southern Tyrrhenian sea and Sicily channel, *Contr. Mineral. Petrology*, 23, 157—172, 1969.
4. Barberi F., Borsi S., Ferrara G., Marinelli G., Varet J., Relations between tectonics and magmatology in the northern Danakil Depression (Ethiopia), *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 267, 293—311, 1970.

5. *Bryan W. B.*, Alkaline and peralkaline rocks of Socorro Island, Mexico, Ann. Rept. Director Geophys. Lab. Carnegie Inst. Washington, Yearbook, **68**, 194—200, 1969.
6. *Carmichael I. S. E.*, Pantelleritic liquids and their phenocrysts, Mineral. Mag., **33**, 86—113, 1962.
7. *Carmichael I. S. E.*, *Mackenzie W. S.*, Feldspar—liquid equilibria in pantellerites, an experimental study, Am. J. Sci., **261**, 382—396, 1963.
8. *Chapman R. W.*, *Williams C. R.*, The evolution of the White Mountain magma series, Am. Miner., **20**, 502—530, 1935.
9. *Chayes F.*, *Zies E. G.*, Sanidine phenocrysts in some peralkaline volcanic rocks, Ann. Rept. Director Geophys. Lab. Carnegie Inst. Washington, Yearbook, **61**, 112—118, 1962.
10. *Christiansen R. L.*, *Lipman P. W.*, Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States, II. Late Cenozoic, Phil. Trans. R. Soc. Lond., **A 271**, 249—284, 1972.
11. *Dickinson D. R.*, *Dodson M. H.*, *Gass I. G.*, *Rex D. C.*, Correlation of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ with Rb/Sr in some late tertiary volcanic rocks of South Arabia, Earth Planet. Sci. Lett., **6**, 84—90, 1969.
12. *Dickinson D. R.*, *Gibson I. L.*, Feldspar fractionation and anomalous $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in a suite of peralkaline silicic rocks, Bull. Geol. Soc. Am., **83**, 231—240, 1972.
13. *Dietrich R. V.*, *Heier K. S.*, Petrology and geochemistry of ekerite, Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo region, **20**, 33, 1965.
14. *Ewart A.*, *Taylor S. R.*, *Capp A. C.*, Geochemistry of the pantellerites of Mayor Island, New Zealand, Contr. Mineral. Petrology, **17**, 116—140, 1968.
15. *Garbarino C.*, *Maccioni L.*, Volcanic rocks of San Pietro Island, South west Sardinia, I Comendites, Period. Mineral. Roma, **37**, 895—983, 1968.
16. *Gass I. G.*, *Mallick D. I. J.*, Jebel Khariz, an Upper Miocene strato-volcano of comenditic affinity on the South Arabian coast, Bull. volcanol., **32**, 33—88, 1968.
17. *Gibson I. L.*, Preliminary account of the volcanic geology of Fantale, Shoa, Ethiopia, Bull. Geophys. Obs. Addis Ababa, **10**, 59—67, 1967.
18. *Gibson I. L.*, A pantelleritic welded ash-flow tuff from the Ethiopian rift valley, Contr. Mineral. Petrology, **28**, 89—111, 1970.
19. *Harris P. G.*, *Kennedy W. Q.*, *Scarfe C. M.*, Volcanism versus plutonism—the effect of chemical composition, Geol. J., Special Issue, 2, Mechanism of Igneous Intrusion, ed. by G. Newall, N. Rast, The Seal House Press, Liverpool, 187—200, 1970.
20. *Haskin L. A.*, *Frey F. A.*, *Schmitt R. A.*, *Smith R. H.*, Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions, Phys. Chem. Earth, **7**, 167—321, 1966.
21. *Koch P.*, Pantellerites of Mount Mba Nsché (Camerouns), Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **241**, 893—895, 1955.
22. *Kogarko L. N.*, Conditions of formation of villiaumite in nepheline syenite (Lovozero massif), Geochemistry, **84**—87, 1961.
23. *Koster Gross A. F. K.*, *van, Wyllie P. J.*, Melting relationships in the system, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — NaF — H_2O to 4kb pressure, J. Geol., **76**, 50—70, 1968.
24. *Lacroix A.*, Les rhyolites et les trachytes hyperalkalins quartzifères a propos de ceux de la Corée, Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, **185**, 1410—1415, 1927.
25. *Le Bas M. J.*, Peralkaline volcanism, crustal swelling and rifting, Nature, **230**, 85—86, 1971.
26. *Lovering J. F.*, Electron microprobe analysis of chlorine in two pantellerites, J. Petrology, **7**, 65—67, 1966.
27. *Macdonald R.*, The petrology of alkaline dykes from the Tugtutoq area, South Greenland, Bull. Geol. Soc. Denmark, **19**, 257—282, 1969.
28. *Macdonald R.*, *Bailey D. K.*, *Sutherland D. S.*, Oversaturated peralkaline glassy trachytes from Kenya, J. Petrology, **11**, 507—517, 1970.
29. *Macdonald R.*, *Bailey D. K.*, The chemistry of peralkaline oversaturated obsidians, U. S. Geol. Surv. Prof. paper, **440-N**, part 1, 1972.
30. *Martin R. F.*, The hydrothermal synthesis of low albite, Contr. Mineral. Petrology, **23**, 323—339, 1969.
31. *McKenzie D. P.*, Plate tectonics of the Mediterranean Region, Nature, **226**, 239—243, 1970.
32. *Mohr P. A.*, Volcanic composition in relation to tectonics in the Ethiopian rift system, a preliminary investigation, Bull. volcan., **34**, 141—157, 1970.
33. *Murthy M. V. N.*, *Venkataraman P. K.*, Petrogenetic significance of certain platform peralkaline granites of the world, The Upper Mantle Symposium, New Delhi, 127—149, 1964.
34. *Nicholls J.*, *Carmichael I. S. E.*, Peralkaline acid liquids, a petrological study, Contr. Mineral. Petrology, **20**, 268—294, 1969.
35. *Noble D. C.*, Gold Flat member of the Thirsty Canyon tuff—a pantellerite ash-flow sheet in Southern Nevada, U. S. Geol. Surv. Prof. paper **525-B**, B85—B90, 1965.
36. *Noble D. C.*, Systematic variation of major elements in comendite and pantellerite glasses, Earth Planet. Sci. Lett., **4**, 167—172, 1968.

37. Noble D. C., Chipman D. W., Giles D. L., Peralkaline silicic volcanic rocks in North-western Nevada, *Science*, **160**, 1337—1338, 1968.
38. Noble D. C., Haffty J., Minor-element and revised major-element contents of some Mediterranean pantellerites and comendites, *J. Petrology*, **10**, 502—509, 1969.
39. Noble D. C., Haffty J., Hedge C. E., Strontium and magnesium contents of some natural peralkaline silicic glasses and their petrogenetic significance, *Am. J. Sci.*, **267**, 598—608, 1969.
40. Noble D. C., Hedge C. E., Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ variations within individual ash-flow sheets, U.S. Geol. Surv. Prof. paper, **650-C**, C133—C139, 1969.
41. Parks J. M., Cluster analysis applied to multivariate geologic problems, *J. Geol.*, **74**, 703—715, 1966.
42. Quin J. P., La lindinosite (granite mésocrate à riebeckite) du massif d'Evisa (Corse), *Bull. Soc. Géol. France*, 7th ser., **4**, 380—383, 1962.
43. Roedder E., Coombs D. S., Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from Ascension Island, *J. Petrology*, **8**, 417—451, 1967.
44. Romano R., Sur l'origine de l'excès de sodium (*ns*) dans certaines laves de l'île de Pantelleria, *Bull. volcan.*, **33**, 694—700, 1969.
45. Rosholt J. N., Noble D. C., Loss of uranium from crystallized silicic volcanic rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**, 268—270, 1969.
46. Sabine P. A., The geology of Rockall, North Atlantic, *Bull. Geol. Surv. Gt. Br.*, **16**, 156—178, 1960.
47. Schairer J. F., Bowen N. L., The system K₂O—Al₂O₃—SiO₂, *Am. J. Sci.*, **253**, 681—746, 1955.
48. Schairer J. F., Bowen N. L., The system Na₂O—Al₂O₃—SiO₂, *Am. J. Sci.*, **254**, 129—195, 1956.
49. Sundius M. N., The classification of the hornblendes and the solid solution relations in the amphibole group, *Arsbok. Sveriges Geol. Undersök.*, **40**, N 4, 36, 1946.
50. Tarling D. H., Tarling M. P., Continental Drift, G. Bell and Sons Ltd., London, 112, 1971.
51. Taylor H. P., Jr., The oxygen isotope geochemistry of Igneous rocks, *Contr. Mineral. Petrology*, **19**, 1—71, 1968.
52. Taylor H. P., Jr., Forester R. W., Low—O¹⁸ igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull and Ardnamurchan, Western Scotland, *J. Petrology*, **12**, 465—497, 1971.
53. Tazieff H., Marinelli G., Barberi F., Varet J., Geologie de l'Afar Septentrional, Première expedition du CNRS-France et du CNR-Italie (Decembre 67—Février 68), *Bull. volcanol.*, **33**, 1039—1072, 1969.
54. Tuttle O. F., Bowen N. L., Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈—SiO₂—H₂O, *Geol. Soc. Am. Mem.*, **74**, 1—153, 1958.
55. Upton B. G. J., The alkaline igneous complex of the Kungnat Fjeld, South Greenland, *Medd. Grønland*, **123**, № 4, 145, 1960.
56. Villari L., The caldera of Pantelleria, *Bull. volcan.*, **34**, 758—766, 1970.
57. Vincent P. M., The evolution of the Tibesti volcanic province, eastern Sahara, in *African Magmatism and Tectonics*, T. N. Clifford, Gass I. G., eds., Oliver and Boyd, Edinburgh, 301—319, 1970.
58. Vine F. J., The Geophysical Year, *Nature*, **227**, 1013—1017, 1970.
59. Zies E. G., Chemical analyses of two pantellerites, *J. Petrology*, **1**, 304—308, 1960.

II.7. ЩЕЛОЧНЫЕ ГНЕЙСЫ

П. Флор

II.7.1. Введение

Обсуждение проблемы щелочных гнейсов в этой книге оправдано тем, что их формирование отражает поведение щелочных пород в условиях метаморфизма и (или) метасоматоза, которые резко

отличаются в некоторых отношениях от условий магматической кристаллизации.

II.7.1.1. Для того чтобы охватить все щелочные породы, называемые в литературе гнейсами, нужно ввести следующее уточнение: под гнейсами в данной главе подразумевается лейкократовая метаморфическая, метасоматическая или магматическая порода, существенной составной частью которой является полевой шпат и которая характеризуется одной или несколькими из следующих текстурных особенностей:

1) полосчатостью, выраженной чередованием полос, сложенных породами различного минералогического состава;

2) сланцеватостью, вызванной чередованием тонких пластинок темных и светлых минералов в единой породе;

3) (суб)параллельной ориентировкой одного или нескольких минеральных видов.

II.7.1.2. Щелочные гнейсы могут быть недосыщенными (ультращелочные, с Na-амфиболом и Na-пироксеном) или пересыщенными (с биотитом, Ca-амфиболом и Ca-пироксеном), глиноземом.

Метаосадочные породы могут иметь признаки ультращелочных пород, в случае обогащения эгирином и натровым амфиболом. Однако обычно они бедны полевым шпатом и потому не соответствуют определению гнейса, данному выше. Такие ультращелочные сланцы не будут рассматриваться в этой главе (по этому вопросу см. [23, 52]).

II.7.1.3. Первым известным автором сообщением о щелочных гнейсах является описание Макферсоном (1881) глаукофановых гнейсовидных сиенитов района Виго, Испания. В дальнейшем оказалось, что минерал, принятый за глаукофан, на самом деле представляет собой озанит — оптическую разновидность рибекита, впервые описанную Глейуотчем (1906) в щелочных гнейсах района Севадес, Португалия, которые были названы Розенбушем (1898; стр. 484) «первым известным представителем щелочных глубинных пород фации кристаллических сланцев», хотя о гнейсах Виго он также упоминал.

II.7.1.4. В литературе существуют следующие объяснения *способа образования щелочных гнейсов*:

1. Проникающая деформация и метаморфическая перекристаллизация щелочных магматических пород. Большая часть пород была разгнейсована после их консолидации [25]; в нескольких случаях интрузии рассматривались как синметаморфические [64].

2. Метасоматическое преобразование первично (мета)осадочных и (мета)магматических пород [68].

3. Ориентировка течения в магматических породах [61].

4. Син- и позднекинематическая кристаллизация магматических пород [48]. Имеющихся данных недостаточно для того, чтобы однозначно решить, вызвана ли гнейсовидность деформацией уже закристаллизованных минералов перед полным затвердеванием интрузивного расплава (протоклаз) или ориентированной кристаллизацией всего расплава в условиях стресса.

5. Изохимическая метаморфическая перекристаллизация осадков соответствующего состава [12].

В большинстве щелочных гнейсов перекристаллизация в значительной степени или полностью сглаживает структуры деформации и формирует вместо них гранобластовые структуры. Перекристаллизованные минералы часто характеризуются преимущественной оптической или кристаллографической ориентировкой в соответствии с направлением деформации пород, что указывает на метаморфический характер перекристаллизации.

Проявления

(пояснения см. в разд. II.7.5,

Местонахождение		Тип породы
1	2	3
Европа		
Австрия	<i>Глогниц</i>	Эгирин-рибекитовые риолито-гнейсы (присутствуют реликты пертита)
Финляндия	<i>Киштелисваара</i> <i>Отанмяки</i>	Катаплент?-астрофиллит-эгирин-На-амфибол-нефелиновые сиенито-гнейсы Эгирин-рибекитовые гранито-гнейсы
Норвегия	<i>Сёрёй</i>	(Эгирин-авгит-гастингсит)-биотит-нефелин-двуполевошпатовые гнейсы; биотит-двуполевошпатовые гнейсы, редко биотит-нефелиновые сиенито-гнейсы (присутствуют реликты пертита)
Португалия	<i>Севадес, Ароншиш Вайамонте, Монфорти</i> (провинция Алту-Алентежу) <i>Алтер-Педросо, различные проявления к западу и югу от Элваш</i> (провинция Алту-Алентежу)	Рибекит-эгирин (кварцевые) сиенито- и гранито-гнейсы; эгирин-нефелиновые сиенито-гнейсы (несколько выходов лишь в Севадас; присутствуют реликты пертита) Разгнейсованные участки среди массивных (эгирин)-рибекит-(-кварцевых) сиенитов и гранитов (в разгнейсованных участках присутствуют реликты пертита)
Шотландия	<i>Карн-Чуиннеаг</i> (Росс и Кромарти) <i>Глен-Дессари</i> (графство Инвернесс) <i>Глен-Луи</i> (графство Абердин)	Эгирин-рибекитовые гранито-гнейсы Зональное тело биотитовых сиенито-гнейсов с эгирин-автитом (ядро), эгирин-автитом и роговой обманкой (средняя зона) и роговой обманкой (внешняя зона) (присутствуют реликты пертита) Бескварцевые эгирин-двуполевошпатовые гнейсы
Испания	<i>Сьерра-де-Галиньеро</i> (Вито) <i>Сьерра-де-Корзон</i> (провинция Ла-Корунья)	(Астрофиллит)-эгирин-рибекитовые гранито-гнейсы и биотит-феррогастингситовые гранито-гнейсы; биотит-феррогастингсит-двуполевошпатовые гнейсы (Астрофиллит)-эгирин-рибекитовые гранито-гнейсы

щелочных гнейсов

II.7.1.8. и II.7.4)

Вещающие породы (степень регионального метаморфизма)	Предполагаемый способ образования	Основная литература			
		4	5	6	7
Метаморфизованные осадки (фашия зеленых сланцев)	Метаморфизованные ультращелочные риолиты	[162] [74] [17] [37]	12457 12457 7 12347		
Валуны	Движение в процессе кристаллизации (протоклаз)	[20]	23457		
Гранито-гнейсы	Позднекинематические ультращелочные граниты	[48]	123456		
Метагаббро и метаморфизованные осадки (в основном альмандин-амфиболитовая фашия)	В основном метасоматическое преобразование, вызванное интенсивным воздействием флюидов магмы нефелиновых сиенит-пегматитов; в небольшой степени деформированные и перекристаллизованные пегматитовые тела. Преобразование и внедрение интрузий происходили в эпоху каледонского орогенеза	[67] [68]	123456 28		
Метаморфизованные осадки (фашия зеленых сланцев и амфиболитовая)	Нижнепалеозойские интрузии, деформированные и перекристаллизованные во время герцинского орогенеза; местами посткристаллизационная деформация	[71] [3] [70] [57] [34] [30] [74]	1248 189 189 123458 35 127 12347		
Метагаббро и метаморфизованные осадки (фашия зеленых сланцев и амфиболитовая)	Нижнепалеозойские интрузии, местами деформированные и в отдельных участках перекристаллизованные во время герцинского орогенеза	[55] [66] [70] [15]	245 189 189 123456		
Биотитовые гранито-гнейсы (альмандин-амфиболитовая фашия)	До- или синметаморфические каледонские интрузии	[45] [33]	6 123458		
Метаморфизованные осадки (альмандин-амфиболитовая фашия)	До- или синметаморфические интрузии; метаморфизм докаледонского мойнского возраста	[64]	123456		
Метаморфизованные осадки	Мойнские сланцы, преобразованные в результате Na-метасоматоза при внедрении кейригормских гранитных пегматитов	[49]	123456		
Метаморфизованные осадки (кордиерит-амфиболитовая фашия)	Ордовикские ультращелочные и щелочные граниты, деформированные и метаморфизованные во время герцинского орогенеза; контактово-метасоматические парагнейсы	[25]	123456		
Метаморфизованные осадки (амфиболитовая фашия)	Догерцинские ультращелочные граниты, деформированные и метаморфизованные во время герцинского орогенеза; посткристаллизационные вторичные деформации	[60] [59]	49 89		

Местонахождение		Тип породы
1	2	3
	Несколько проявлений между Мальпика и Ноя (провинция Ла-Корунья)	Биотит-феррогастингситовые гранито-гнейсы
Швеция	Щелочной комплекс Альмунге (район Упсала) Мельндаль	Сланцеватые «канадиты»: (гастингсит)-биотит-(канкринит)-нефелиновые сиениты Обогащенные кварцем Na-амфибол-двуполевошпатовые гнейсы
	<i>Район Норра-Кёрр, Смоланд</i>	«Греннаиты»: (эвдиалит)-катаплеит-эгириин-нефелиновые сиенито-гнейсы. «Каксторпиты»: эккерманит-эгириновые сиенито-гнейсы ± пектолит и нефелин
Африка		
Алжир	<i>Ин-хихау (Ахагар)</i>	Эгириин-рибекитовые гранито-гнейсы
Ангола, Звир	<i>Нокуи—Матади</i>	Эгириин-рибекитовые гранито-гнейсы (присутствуют реликты пертита)
Камерун	<i>Маунт-Болло (южнее Гароуа)</i>	(Эгириин)-рибекитовые гранито-гнейсы
Гана	Кпонг—Сомания к северо-востоку от Аккры и Дюфо—Жиравде к северо-востоку от Аккры	Полосчатые рибекит-биотит-эгириин-авгит-альбит-нефелиновые гнейсы
Малагасийская Республика	Ианакафу (Бетрока)	(Диопсид)-роговообманково-пертитовые гнейсы
	Макараингобский массив (Морафенобе)	Эгириин-авгит-гастингсит-нефелиновые двуполевошпатовые гнейсы
Малави	<i>У дороги Мчинджи—Лилонгве—Нгара-Хилл</i>	Прерывистые зоны выходов полосчатых, обогащенных кварцем эгириин-двуполевошпатовых гнейсов
	Нчеу	Биотит-нефелин-олигоклазовые ¹ гнейсы ± ± гастингсит
	Нсандже	Биотит-гастингсит-нефелиновые сиенито-гнейсы с магматической структурой и пертит-биотит-нефелиновые сиенито-гнейсы
	<i>Южное плато Випья (к северо-востоку от Мзимба)</i>	Обогащенные кварцем рибекит-эгириин-двуполевошпатовые гнейсы
	Тамбани (к северо-западу от Чиквава)	Биотит (-мусковит)-нефелиновые сиенито-гнейсы

Вмещающие породы (степень регионального метаморфизма)	Предполагаемый способ образования	Основная литература	
		7	8
4	5	7	8
Метаморфизованные осадки и гранито-гнейсы (амфиболитовая фация)	Догерцинские щелочные граниты, деформированные и метаморфизованные во время герцинского орогенеза; посткристаллизационные вторичные деформации	[72] [60]	89 49
Метаморфизованные осадки, мигматиты и граниты, отчасти фенитизированные и превращенные в умптекиты	Метаморфическое преобразование (кольцевых) даек нефелиновых сиенитов	[31] [38]	12346 29
Метаморфизованная осадочная серия, переходная между гранитами и мигматитами	Метааркозы, метасоматически обогащенные натрием	[46]	179
Граниты, гранито-гнейсы, сланцеватые гнейсы и кварц-роговообманковые диорито-гнейсы	Метаморфическое преобразование нефелиновых сиенитов	[39] [38] [2]	1246 26 123456
Метаморфизованные осадки (амфиболитовая фация)	Метаморфическое преобразование ультращелочных гранитов	[26]	89
Метаморфизованные осадки	Перекристаллизованные рассланцованные ультращелочные граниты [Холмс]; гнейсовая текстура (сомнительного происхождения) была отмечена только в локальных участках в ультращелочных гранитах Нокуи [Корпершоск]	[42] [53] [35]	12348 1247 12348
Биотит-амфиболовые гнейсы (амфиболитовая фация)	Ортогнейсы	[41] [40]	89 89
Кислые гнейсы	Не установлено	[4]	489
Вместе с гнейсовидными сиенитами и мигматизированными сиенитами в гнейсах и мигматитах	Метапелиты, обогащенные К, Na и Р в процессе седиментации	[50]	128
Мигматиты	Метасоматическое преобразование древних магматических пород вдоль зон дислокаций	[75]	12347
Метаморфизованные осадки (альмандин-амфиболитовая фация)	Метаморфизованные обогащенные глауконитом полевошпатовые песчаники	[12] [11]	1247 1247
Метаморфизованные осадки	Метаморфизованные анальцимсодержащие осадки	[12] [10]	1247 489
Метаморфизованные осадки (амфиболитовая фация)	Предположительно магматическое происхождение	[12] [9]	1247 127
Контакт нефелиновых сиенитов с метаморфизованными осадками	Контактный натровый метасоматоз псаммитов	[11] [10]	89 9
Метаморфизованные осадки (амфиболитовая фация?)	Регионально метаморфизованное тело нефелиновых сиенитов, возможно синкинетическое	[12] [16]	1247 12457

Местонахождение		Тип породы
1	2	3
Нигерия	Шаки	Зональное тело двуполевошпатовых гнейсов с диопсид-биотитовым ядром, диопсид-амфибол-биотитовой промежуточной зоной и амфиболовой периферийной зоной
Сомали	Комплекс Даркайнл (к северо-западу от Харгейсы)	А. (Щелочной амфибол-эгирин-авгит)-зеленый биотит (-нефелиновый) сиенито-гнейс Б. Полосчатые бурые биотит-нефелин-альбитовые гнейсы, обогащенные биотитом (канкринит)-плагиоклазовые гнейсы, однородные обогащенные биотитом канкринит-нефелин-плагиоклазовые или двуполевошпатовые гнейсы
Танзания	Килонва (район Зоисса к северо-востоку от Додома)	(Mg-арфведсонит-эгирин)-биотитовые сиенито-гнейсы (присутствуют реликты пертита)
	Лунголо (район Хаандени)	«Мариуполито-гнейсы»: биотит-кальцит-нефелин-альбитовые гнейсы
	Мбози (к северо-востоку от Тундума)	Эгирин-авгит-амфибол-двуполевошпатовый гнейс (\pm кварц или нефелин)
Верхняя Вольта	Несколько проявлений близ Яобо (к северу от Уагадугу)	Эгириновые гранито- и сиенито-гнейсы
Азия		
Индия	Кишангарх (Раджастхан)	Полосчатые амфибол-нефелин-двуполевошпатовые гнейсы
КНДР	Район Покчинсан (к северу от Вонсана)	Рибекит-, эгирин- и биотитсодержащие пертит-двуполевошпатовые гнейсы (\pm кварц или нефелин)
ДРВ	Массив Пия-Ма (к северо-западу от Бак-Кан)	(Эгирин)-гастингсит-нефелиновые сиенито-гнейсы (присутствуют реликты пертита)
НДРЙ	Остров Сокотра	Рибекитовые ² гранито-гнейсы (присутствуют реликты пертита)

Вмещающие породы (степень регионального метаморфизма)	Предполагаемый способ образования	Основная литература	
		7	8
4	5		
Биотит-мусковитовые гнейсы фундамента	Калишпатизация и Са-, Fe-, Mg-метасоматоз гнейсов фундамента	[58]	123456
Преимущественно метарюлиты и (полу) пелитовые биотитовые сланцы	А. Интрузивная масса с тектонической сланцеватостью; недеформированная первичная сланцеватость сохраняется лишь местами Б. Контактво-метасоматическое преобразование метаморфизованных осадков; растворы частично сформировались из остаточной нефелин-сиенитовой магмы	[28]	1246
Рассланцеванные синорогенные граниты и мигматиты	Перекристаллизованные рассланцеванные ультращелочные сиениты	[36]	12457
Гранулиты	Предположительно магматическое происхождение	[36]	89
Ассоциируются с габбро-сиенитовым комплексом Мбози и метаморфизованными осадками	Метасоматическое преобразование кварцево-полевошпатовых метаморфизованных осадков, возможно, растворами, обогащенными летучими, связанными с находящимися на глубине нефелиновыми сиенитами	[14]	12346
Метаморфизованные осадки	Гнейсовидные краевые фации, приуроченные к посттектоническим интрузиям; в одном случае синтектонический гранит	[18]	89
Метаморфизованные осадки и диорито-гнейсы (фация зеленых сланцев и альмандин-амфиболитовая фация)	Синтектоническое метасоматическое преобразование габбро; щелочные флюиды, возможно, отделились от гранитизирующего источника	[56]	123456
Метаморфизованные осадки (фация зеленых сланцев и альмандин-амфиболитовая фация)	Не установлен; есть указания как в пользу магматического, так и метасоматического генезиса	[51]	123456
Осадочные и метаморфизованные осадочные породы, гранатсодержащие амфиболиты	Перекристаллизация деформированных нефелиновых сиенитов	[44] [13]	248 89
Метаморфизованные осадки	Не установлен; гранито-гнейсы	[8] [Бичан, 1968, устное сообщение]	-9

Местонахождение		Тип породы
1	2	3
Северная Америка Канада	Халибертон—Банк-рофт, район Петербурга и др. (восточное Онтарио)	<p>А. Полосчатые нефелин-плаггиоклазовые гнейсы и небольшое количество двуполовошпатовых гнейсов с амфиболом, биотитом, моноклинным пироксеном и гранатом в качестве основных породообразующих темноцветных минералов</p> <p>Б. Биотит-мусковит-(нефелиновые) сиенито-гнейсы, биотит-нефелиновые сиенито-гнейсы и (эгирин-авгит)-роговообманково-нефелиновые сиенито-гнейсы (пертит присутствует)</p>

¹ Олигоклаз, отчасти антипертит, рассматривался Блумфилдом [12] как гиперсольвусное образование.

² Судя по образцу, любезно предоставленному автору д-ром Бичаном и Департаментом наук о Земле Лидского университета, возможно это *Mg*-рибекит; плеохроизм; *Nm* — фиолетовый, *Ng* — желтый, *Np* — зеленовато-голубой; угол α : *Np* — небольшой.

Анализы метаморфических нефелина, альбита, эгирина и биотита были выполнены Коарком (1961), нефелина и скаполита — Стёртом и Аплиардом (1969), нефелина — Стёртом (1961) и Джелетли (1964) и кварца — Федке (1967). Джелетли рассматривает различия в ориентировках магматических альбита и нефелина и метаморфического нефелина.

Поздние деформации с метаморфической перекристаллизацией или без нее иногда полностью уничтожают ранее возникшие структуры метаморфической перекристаллизации, свидетельствовавшие о генезисе гнейсов.

II.7.1.5. Номенклатура, принятая в этой главе, базируется на происхождении пород. Породам с доказанным магматическим происхождением дается название первичной магматической породы с прибавлением слова «гнейс». Если гнейс происходит не из магматической породы или если его происхождение не ясно, он называется двуполовошпатовым, пертитовым или плаггиоклазовым гнейсом в зависимости от типа полевого шпата с добавлением прилагательных «кварцевый» или «нефелиновый» в случае, если эти минералы присутствуют.

II.7.1.6. Возраст щелочных гнейсов специально не рассматривался. Учитывая, что, как правило, они не формируются на слишком малых глубинах, можно предположить, что они чаще всего располагаются среди относительно древних и глубоко эродированных образований. Все рассматриваемые в этой главе проявления гнейсов имеют палеозойский или более древний возраст. Ультращелочные сланцы, часто сформированные в условиях глаукофановой фации, могут быть и более молодыми.

Продолжение

Вмещающие породы (степень регионального метаморфизма)	Предполагаемый способ образования	Основная литература	
4	5	6	7
Высокометаморфизованные осадки свиты Гренвилл	<p>А. Большинство авторов: метасоматическая перекристаллизация метаморфизованных гренвилльских осадков, вызванная высокотемпературными флюидами нефелин-сиенитовой магмы; часто принимается также гипотеза более позднего метаморфизма. Согласно Аплиарду, синорогенное преобразование, вызвавшее деформацию и метаморфическую перекристаллизацию метасоматических пород</p> <p>Б. Интрузивные массы с полосчатостью течения и катаклазом; метаморфическая перекристаллизация только в редких случаях</p>	<p>[7] [6] [29] [73] [54] [32] [1] [61] [22]</p>	<p>1236 126 123456 123456 126 1246 123458 1246 28</p>

Ключ к классификации цитируемой литературы:

1. Данные полевых наблюдений.
2. Петрографические данные.
3. Минералогические данные.
4. Химические анализы пород.
5. Химические анализы минералов.
6. Хорошо аргументированный анализ происхождения породы.
7. Происхождение рассматривается, но недостаточно аргументируется.
8. О происхождении лишь упоминается вскользь или совсем не упоминается.
9. Только упоминание о нахождении щелочных гнейсов.

II.7.1.7. Большинство описанных щелочных гнейсов не имеет *промышленного значения*; лишь комплекс Блу-Маунтин, восточное Онтарио, Канада, представляет значительный экономический интерес [4].

II.7.1.8. Все известные автору проявления щелочных гнейсов перечислены в табл. 1. К сожалению, ко времени подготовки этой работы не было достаточно детальных данных о щелочных гнейсах СССР и КНР. Согласно А. С. Павленко [письменное сообщение, 1968], в СССР существует три основных района развития щелочных гнейсов: Кольский полуостров, Украинский щит и Алданский щит.

Местонахождения ультращелочных гнейсов в табл. 1 выделены курсивом.

Для облегчения читателю выбора литературы в соответствии с его специальным интересом после каждой ссылки дана ее классификация. В таблице приводится не вся литература по каждому проявлению. В случае различий в представлениях о способе образования щелочных гнейсов в соответствующей колонке, если нет особых указаний, даются те, которые базируются на последних источниках.

II.7.1.9. Химический состав щелочных гнейсов зависит от их происхождения. Метаморфизованные магматические породы идентичны по составу своим неметаморфизованным аналогам (ср. табл. 2 и 3 с таблицами анализов, помещенных в других разделах этой книги). Составы щелочных гнейсов, образовавшихся из (мета)осадочных пород с участием или без участия метасоматоза или из (мета)магматических пород с участием метасоматических процессов, широко варьируют, так как они определяются первичными составами пород, а также количеством и

Химический состав ультращелочных ортогнейсов

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	K
SiO ₂	76,03	74,66	73,80	75,52	71,03	65,88	63,12	59,52	57,46	64,28
TiO ₂	0,10	0,32	0,23	0,28	0,37	Сл.	0,10	Сл.	0,10	0,38
Al ₂ O ₃	11,74	8,85	11,90	10,24	11,38	16,03	16,40	21,24	22,06	17,33
Fe ₂ O ₃	2,44	3,26	1,90	1,44	3,56	2,56	3,33	2,71	2,15	2,63
FeO	0,65	3,54	1,91	3,20	1,49	1,84	2,70	0,48	1,24	1,16
MnO	0,04	Сл.	0,12	0,07	0,05		0,08	Сл.	0,03	0,03
MgO	0,04	0,09	0,33	0,13	1,19	0,29		0,12	0,12	0,22
CaO	0,11	0,53	0,30	0,45	0,83	0,25	1,14	0,48	1,68	0,03
Na ₂ O	4,74	3,68	5,05	3,95	4,55	7,44	7,11	10,72	9,75	7,36
K ₂ O	4,07	4,46	4,93	4,30	4,40	4,66	5,68	3,92	4,80	5,47
H ₂ O ⁺	0,28	0,67	0,13							0,73
H ₂ O ⁻	0,04	0,08	0,04	0,38	0,69	0,34	0,57	0,50	0,45	0,11
P ₂ O ₅				0,01	0,05	0,02	0,17		0,30	0,18
ZrO ₂		0,51	0,04			0,45		0,16		
CO ₂								0,21		
Li ₂ O				0,24	0,26	0,26				
	100,28	100,65	100,68	100,21	100,30	99,76	100,40	100,06	100,14	99,91

- A. Сильно мilonитизированный эгирин-рибекитовый гнейс. Глогниц, Австрия [76].
 B. Гнейсовидный рибекит-эгириновый гранит. Нокуи, Ангола [35].
 C. Гнейсовидный эгирин-рибекитовый гранит. Карн-Чуиннеар, Шотландия [33].
 D. Астрофиллит- и лепидомелансодержащий рибекитовый гнейс. Виго, Испания [25].
 E. Астрофиллит, содержащий эгирин-рибекитовый гнейс. Виго, Испания [25].
 F. Кварцсодержащий Na-амфиболовый гнейс. Севадес, Португалия [57].
 G. Рибекит-эгириновый ортогнейс. Севадес, Португалия [71].
 H. Эгиринсодержащий нефелиновый гнейс. Севадес, Португалия [57].
 I. Гнейсовидный нефелиновый сениит. Севадес, Португалия [71].
 K. Расслаиванный эгирин-арфведсонит-биотитовый сениит. Килонва, Танзания [36].

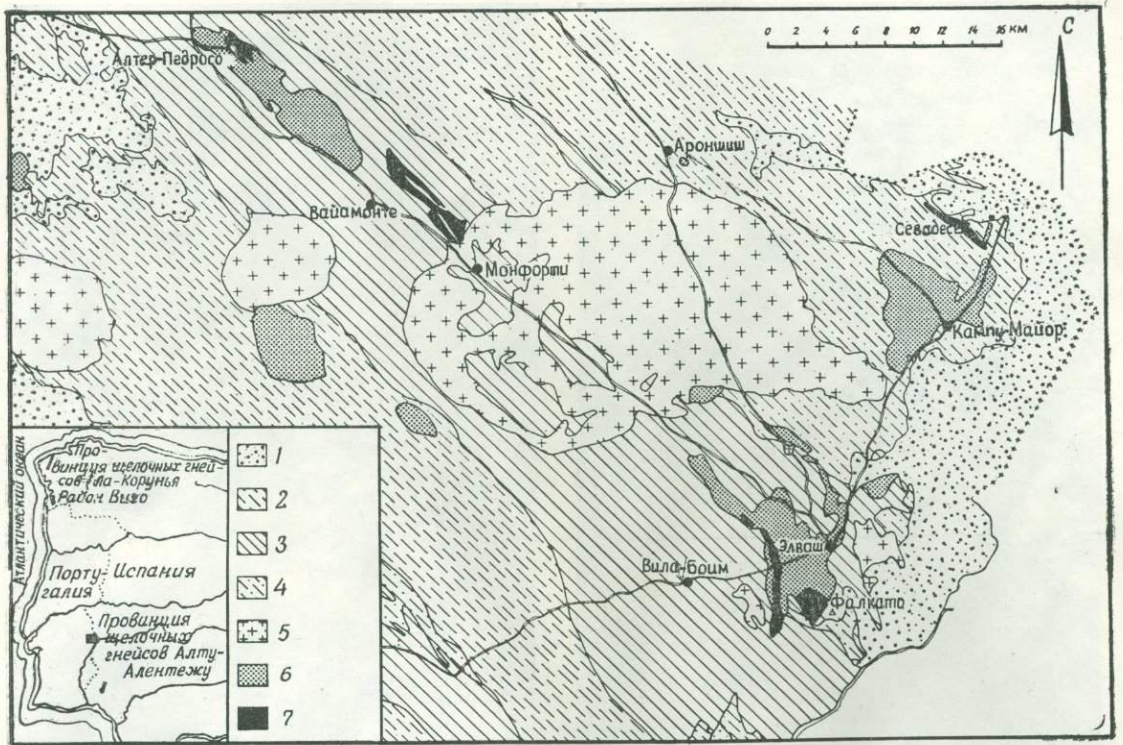
типом метасоматических преобразований. В табл. 4 приведено несколько таких примеров.

II.7.1.10. В последующих разделах будут отдельно рассмотрены лишь ортогнейсы и метасоматические гнейсы, так как только они представляют интерес в плане направленности данной книги.

II.7.2. Ортогнейсы

II.7.2.1. Ультращелочные ортогнейсы. Главная провинция ультращелочных гнейсов, рассматриваемая в этой главе, расположена в западной части Пиренейского полуострова. Близкий возраст, одинаковый состав и расположение внутри герцинского орогена Португалии и Испании, характерные для проявлений щелочных гнейсов этой провинции (табл. 1), указывают на возможность сходного или даже единого их происхождения. Химические анализы ультращелочных ортогнейсов Пиренейского полуострова и некоторых других проявлений даны в табл. 2.

Большинство португальских проявлений расположено в провинции Алту-Алентежу (фиг. 1). Одно проявление было недавно обнаружено в Траз-Уж-Монтиш [А. Рибейру, личное сообщение]. Их положение внутри герцинского орогена свидетельствует о небольших глубинах их формирования по сравнению с гнейсами, распространенными на северо-западе Испании; некоторые из них менее деформированы, а деформированные различия менее перекристаллизованы, чем испанские гнейсы. Степень регионального метаморфизма точно не установлена; возможно,



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района развития щелочных гнейсов Алту-Алентежу, Португалия [71, с упрощениями].

1 — современные отложения; 2 — силур; 3 — кембрий; 4 — докембрий; 5 — граниты и тоналиты; 6 — габбро и диориты; 7 — ультращелочные породы. Распространение щелочных гнейсов в Иберийской провинции дано на врезке.

она достигает амфиболитовой фации, но в основном более слабая [69]. Как показано на фиг. 1, в районе Алтер-Педросо и к югу и западу от Элваш менее деформированные ультращелочные породы прорывают габброидные комплексы, которые сами внедрились в кембрийские известняки. Этот пример заставляет предположить, что габбро защищают субщелочные породы от проникающей деформации.

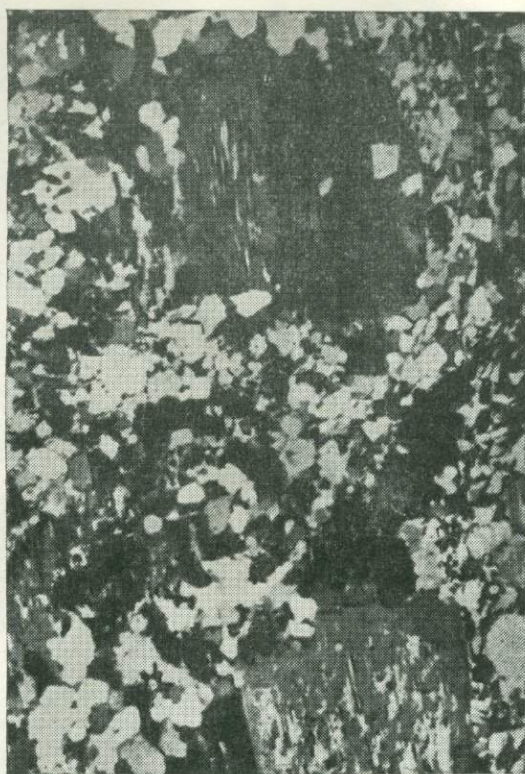
На площади Вайамонте—Монфорти, близ Элваша и в Севадесе преобладают сиениты, но кварцевые сиениты и граниты распространены также довольно широко. Нефелиновые гнейсы встречаются только в Севадесе. Они состоят из альбита, нефелина, микроклина, эгирина, рудного минерала, канкринита, биотита и (местами) содалита. Интересно отметить, что щелочные амфиболы, присутствующие во всех других породах, в нефелиновых гнейсах отсутствуют. Для большинства проявлений характерна широкая вариация цветового индекса, размера зерен, текстуры, а для проявлений к западу и югу от Элваша характерно также и содержание темноцветных минералов. Ультращелочные пегматиты встречаются довольно часто. Специального упоминания заслуживают жилы до 30 см мощностью в комплексе Алтер-Педросо, состоящие почти нацело из рибекита [15].

Сиениты Алтер-Педросо представляют собой наглядный пример постепенного перехода магматических пород через катаклазиты (фиг. 2А) в метаморфические гнейсы. Мезопертиты сиенитов местами изогнуты, гранулированы в краевых зонах и раздроблены. В некоторых породах гранулированная масса перекристаллизована в тонкозернистую мозаи-



Фиг. 2А. Начальная стадия грануляции пертитового щелочного полевого шпата с ограниченной перекристаллизацией.

Катаклазированный рибекитовый сиенит. Окрестности Алтер-Педросо, Португалия. Николи скрещены, $\times 30$.



Фиг. 2Б. Гранулированные альбит и микроклин, окружающие реликты пертита.

Справа от верхнего кристалла пертита зерна характеризуются вытянутой формой, что указывает на катакlastическое происхождение структуры. Сиенитогнейс, Килонва, Танзания. Николи скрещены, $\times 35$.

ку альбита и микроклина, в других случаях перекристаллизация проявлена слабо. Гранобластовые двуполевошпатовые гнейсы Севадес представляют более высокую степень преобразования и перекристаллизации. Сланцеватость в них изгибается вокруг редких фрагментов пертита, не подвергшихся грануляции.

Ультращелочные гранито-гнейсы района Виго значительно более однородны. Их валовой состав, цветовой индекс, размеры зерен и текстура варьируют в очень узких пределах. Они повсеместно тонко рассланцованы и характеризуются мелко- и среднезернистой гранобластовой структурой.

В этом же районе биотитовые и биотит-феррогастингситовые гнейсы с подобными структурами тесно ассоциируются с гибридной серией обогащенных плагиоклазом и бедных кварцем пород, широко варьирующих по составу от лейкократовых до мезократовых разностей, включающих обломки меланократовых пород. Эта серия интерпретировалась Флором [25] как габбро, разбитое на блоки, инъецированное ультращелочными гранитами и затем метаморфизованное.

Метаосадочные породы в этом районе имеют граувакковый состав и характерную для амфиболитовой фации низкого давления минеральную ассоциацию с андалузитом и кордиеритом. Метаосадочные породы, перекрывающие ультращелочные биотитовые и биотит-феррогастингситовые гнейсы, отличаются тем, что содержат феррогастингсит, биотит и

некоторое количество микроклина. Флор [25] предполагает, что они являются нормальными метасадочными породами, преобразованными под воздействием содержащих Na (и K) эманаций, отщеплявшихся от ультращелочных пород, во время их перекристаллизации в герцинское время (и, возможно, также при их магматической кристаллизации).

Известково-щелочные гранито-гнейсы широко развиты в узкой зоне к северу от района Виго. Они приблизительно одного возраста со щелочными гнейсами, которые вновь появляются в этой зоне в провинции Ла-Корунья (фиг. 1). Здесь позднегерцинские преобразования проявлены столь сильно, что они уничтожили все метаморфические структуры перекристаллизации [72].

II.7.2.2. Поведение ультращелочных пород в условиях метаморфизма. Данные о поведении ультращелочных пород в процессе метаморфизма отрывочны и не точны. Химические составы магматических и метаморфических амфиболов и пироксенов, включая содержание в них элементов-примесей, еще не изучены столь надежно, чтобы быть основой для реальных выводов. Перераспределение некоторых элементов в процессе метаморфической перекристаллизации, вероятно, могло иметь место, но лишь в редких случаях доказывается определенно. Приведем следующие данные:

1. *Полевой шпат.* Пример португальских сиенитов и ортогнейсов показывает, что пертиты субщелочных пород изогнуты, раздроблены и (в периферических зонах или полностью) гранулированы в процессе разгнейсования. Когда метаморфизм сопровождается катаклизмом, гранулированные массы перекристаллизовываются в отдельные фазы альбита и непертитового или малопертитового калиевого полевого шпата; в то же время реликты пертита (их присутствие специально помечено в табл. 1) сохраняют свое пертитовое строение (фиг. 2А и 2Б, а также разд. II.7.4). Микроклин из района Виго, Испания, является почти чистым максимально триклинным микроклином, т. е. в этом районе разделение на альбитовую и микроклиновую фазы было почти полным [25]. Альбит из Виго примечателен своим порфиروبластовым и пойкилобластовым обликом. Локальные проявления альбита подобного облика были описаны Земаном [76] в более массивных разновидностях гнейсов близ Глогница, Австрия. Флор [25] предположил, что фтор (в больших количествах присутствующий в испанских гнейсах в виде флюорита) влиял и на размер зерен, и на температуру кристаллизации альбита.

2. *Темноцветные минералы.* Структурные и текстурные взаимоотношения показывают, что рибекит, эгирин, биотит и астрофиллит могут перекристаллизовываться в условиях регионального метаморфизма. Астрофиллит в гнейсах близ Виго недеформирован и даже ориентирован под прямым углом к сланцеватости [24]. Изучение Эрнстом [19] полей устойчивости искусственных рибекитов и рибекит-арфведсонитов дает основание полагать, что метаморфические амфиболы группы рибекита могут оказаться беднее рибекитовым миналом, чем магматические амфиболы. Прежде чем использовать для проверки этого предположения анализы, приводимые в литературе, или анализировать новый материал, необходимо проверить, является ли амфибол метаморфическим или магматическим реликтовым или же обе генерации встречаются вместе. Амфиболы из прожилков, секущих плоскости разгнейсования, являются, конечно, метаморфическими, но могли кристаллизоваться значительно позже кульминационного этапа регионального метаморфизма. Первая находка «озаннита» [34] характеризовалась именно такой генетической позицией. Рибекит в крупнокристаллических кварц-рибекитовых жилах Карн-Чуиннеаг имеет приблизительно тот же состав

Химический состав пересыщенных глиноземом ортогнейсов

	A	B	C	D
SiO ₂	53,63	54,97	61,30	60,43
TiO ₂	1,33	1,22	0,71	0,69
Al ₂ O ₃	13,75	13,96	17,68	17,45
Fe ₂ O ₃	7,15	2,45	1,97	1,85
FeO	4,18	5,92	2,21	2,60
MnO	0,22	0,19	0,08	0,10
MgO	2,74	4,92	1,51	1,27
CaO	7,72	6,97	2,11	3,98
Na ₂ O	4,25	3,37	5,70	4,31
K ₂ O	4,15	3,87	6,13	6,47
H ₂ O ⁺	0,35	0,85	0,63	0,35
H ₂ O ⁻	0,05	0,01	0,04	0,02
P ₂ O ₅	0,88	0,81	0,34	0,26
CO ₂	0,24	0,11	0,16	0,04
	100,64	99,62	100,57	99,82

- A. Меланократовый биотитсодержащий пироксеновый сениит, в основном с магматической структурой и пертитом, преобладающим над гранулированными калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Глен-Дессари, Шотландия [64].
- B. Меланократовый биотит-роговообманковый сениит, в основном гранулированный с пертитом, находящимся в резко подчиненном количестве по отношению к гранулированным калиевому полевому шпату и плагиоклазу. Глен-Дессари, Шотландия [64].
- C. Лейкократовый пироксенсодержащий роговообманково-биотитовый сениит, чаще с магматической структурой и с пертитом, преобладающим над гранулированными калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Глен-Дессари, Шотландия [64].
- D. Лейкократовый биотит-роговообманковый сениит, в основном гранулированный с калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Глен-Дессари, Шотландия [64].

элементов-примесей, что и рибекит вмещающих пород. Согласно Харкеру [33], это свидетельствует о том, что крупнокристаллический материал обособлялся из породы в процессе общей перекристаллизации во время регионального метаморфизма.

3. *Подвижность элементов в процессе регионального метаморфизма.* Присутствие порфиробластов альбита (реже микроклина) в парагнейсах, примыкающих к ультращелочным гнейсам района Виго, указывает на миграцию натрия (и некоторого количества калия) из ультращелочных пород, возможно, после полного разделения альбитовой и микроклиновой фаз [25]. Ультращелочные гнейсы в контактовой зоне обедняются натрием и содержат магнетит вместо рибекита или эгирина [25]. Магнетитсодержащие гнейсы были также отмечены близ Глогница [76] и Алтер-Педросо [15], но обогащения примыкающих пород натрием в этих проявлениях зарегистрировано не было.

В районе Виго были также получены некоторые данные, указывающие на подвижность циркония. Частные определения циркония в эгиринах и рибекитах показали, что содержания ZrO₂ в них ниже, чем в магматических эгиринах и рибекитах. По-видимому, метаморфические щелочные амфиболы и пироксены не могут вместить столько циркония (а возможно, и других элементов), сколько магматические. Новообразованные цирконы часто имеют дипирамидальный габитус, такой же, как и в магматических ультращелочных породах. Очевидно, щелочная среда сильно влияет как на габитус, так и на температуру кристаллизации циркона [25].

II.7.2.3. Ортогнейсы, пересыщенные глиноземом. Пересыщенный глиноземом сениитовый комплекс Глен-Дессари, Шотландия, состоит из

двух типов сиенитов, более древний из которых богаче темноцветными составляющими. Оба типа первоначально содержали один щелочной полевой шпат, эгирин-авгит, биотит, магнетит, сфен, апатит (кальцит, ортит и циркон). Ричардсон [63] утверждает, что сиениты интродуцированы более или менее одновременно с мойнской складчатостью и метаморфизмом. Петрология первичных пород комплекса Глен-Дессари и преобразования, возникшие под влиянием деформации и регионального метаморфизма, после их внедрения были детально рассмотрены и хорошо проиллюстрированы Ричардсоном [64].

Магматические структуры сиенитов были уничтожены в результате грануляции первичных мезопертитов и кристаллизации изолированных фаз ортоклаза и плагиоклаза; в результате образовались ленточные гнейсы. Ортоклаз в пертитах и в гранулированных агрегатах имеет моноклинную сингонию и одинаковый состав, в то время как в окружающих ставролитовых и кианитовых или силлиманитсодержащих сланцах устойчив мусковит. Пироксен замещен амфиболом под воздействием флюидов, пронизывавших комплекс. Флюидная фаза, возможно, содержащая в избытке водород, также играла значительную роль в полном преобразовании первичных сиенитов. Взаимоотношения между пространственным распространением метаморфизованных пород и контурами комплекса достаточно ясны: наименее измененные породы находятся в центре. Некоторые химические анализы сиенитов и сиенито-гнейсов Глен-Дессари приведены в табл. 3.

Комплекс Глен-Дессари имеет много общего с комплексом Шаки, Нигерия, хотя для последнего предполагается совершенно другой генезис (табл. 1). Однако в отличие от Глен-Дессари в породах комплекса Шаки моноклинный пироксен нарастает на амфибол.

II.7.3. Метасоматические гнейсы

Некоторые щелочные гнейсы являются продуктом метасоматоза ранее существовавших гнейсовидных или полосчатых пород. Их гнейсовидность не является результатом процесса, превратившего их в щелочные породы. Хорошо известными примерами таких образований могут служить нефелиновые гнейсы района Халибертон — Банкрофт, Канада, хотя некоторые из них также подверглись последующей регионально-метаморфической перекристаллизации [29]. Аплиард [5], однако, считает некоторые канадские гнейсы, как и норвежские (см. ниже), синорогенными.

Другие щелочные гнейсы, например в районах Сёрёй, Норвегия, и Кишангарх, Индия, были сформированы в результате метасоматических преобразований, сопровождавших деформации и региональный метаморфизм, но в некоторых случаях их гнейсовые текстуры могут быть также унаследованными. Большое разнообразие пород в районе Сёрёй связано с тем, что преобразования имели место до, во время и после второй фазы каледонских деформаций.

Метасоматические процессы часто проявляются вдоль ослабленных зон (контакты контрастных пород, зоны смятия, зоны разломов и т. д.). На территории Норвегии, Канады, Сомали и Танзании метасоматоз, по-видимому, связан с воздействием обогащенных летучими эманациями, отделившихся от нефелин-сиенитовой магмы. В этих случаях интрузии нефелиновых сиенитов находятся в том же самом районе, но прямых взаимоотношений обычно обнаружить не удастся. В Сёрёй и Даркайнле присутствуют также карбонатиты. Стёрт и Рамзи [68], а также Джеллатли и Хорнанг [28] наглядно показали, что описанные выше мета-

Химический состав метасоматических нефелиновых гнейсов

	A	B	C	D	E	F	G
SiO ₂	58,97	57,53	49,59	48,52	44,19	44,17	39,45
TiO ₂	0,11	0,36	0,47	0,15	0,35	0,58	0,70
Al ₂ O ₃	23,58	21,74	23,32	28,62	27,09	15,26	19,48
Fe ₂ O ₃	0,60	1,33	1,44	0,51	1,74	2,73	2,37
FeO	1,58	2,12	4,32	1,30	5,37	11,77	6,13
MnO	0,12	0,11	0,11	0,02	0,19	0,32	0,13
MgO	0,14	0,46	1,18	0,35	0,32	1,20	2,95
CaO	0,51	1,88	5,68	8,93	3,90	12,75	13,64
Na ₂ O	10,76	8,91	9,92	7,59	11,99	7,62	9,00
K ₂ O	3,00	3,73	2,35	2,92	2,73	2,19	1,96
H ₂ O ⁺	0,50	0,75	0,72	0,67	0,97	0,55	0,93
H ₂ O ⁻	0,07	0,13	0,03	0,11		0,08	0,10
P ₂ O ₅	0,00	0,12	0,38	0,04	0,13	0,21	0,81
CO ₂	0,06	0,79	0,59	0,06	1,05	1,08	2,20
Прочие						0,18	
	100,00	99,96	100,10	99,79	100,02	100,69	99,85

A. Нефелиновый гнейс в метаморфизованных осадочных породах Сёрёй, Норвегия [68].

B. Нефелиновый гнейс в метагаббро. Сёрёй, Норвегия [68].

C. Роговообманково-нефелин-альбитовый гнейс. Река Йорк, Онтарио, Канада [73].

D. Нефелин-микроклин-андезин-скаполит-гранатовый гнейс. Монмут, Онтарио, Канада [29].

E. Роговообманково(-биотит)-плагноклаз-нефелин-(кальцитовый) гнейс. Монмут, Онтарио, Канада [29].

F. Геденбергит-нефелиновый гнейс. Река Йорк, Онтарио, Канада [73].

G. Роговообманково-нефелин-(плагноклаз)-(кальцитовый) гнейс. Монмут, Онтарио, Канада [29].

C, D, E, F и G — рассматриваются как нефелинизированные известняки.

соматические процессы не имеют отношения к карбонатитам. Некоторые химические анализы метасоматических щелочных гнейсов приведены в табл. 4.

II.7.4. Общая характеристика щелочных гнейсов

При перекристаллизации щелочных пород в гнейсы с участием или без участия метасоматических процессов формируются минералы, вид и состав которых зависят от валового состава пород в момент перекристаллизации и условий метаморфизма (T , $P_{\text{общ}}$, $P_{\text{H}_2\text{O}}$, P_{O_2} и т. д.). Это определяет некоторую конвергенцию минеральных составов щелочных гнейсов. В большинстве щелочных гнейсов были отмечены следующие особенности:

1. Они обычно содержат выделения субсольвусных полевых шпатов: раздельно плагноклаза и калиевого полевого шпата. Последний либо лишен пертитовых вростков, либо слабо пертитовый.

2. Гидроксилсодержащие темноцветные минералы (амфиболы, биотиты) присутствуют чаще, чем безводные (пироксены).

Вещающие породы часто указывают на то, что многие щелочные гнейсы подверглись метаморфизму амфиболитовой фации, остальные — метаморфизму фации зеленых сланцев. Неблагоприятный химический состав щелочных гнейсов затрудняет определение степени метаморфизма по самим этим породам. Большинство ультращелочных гнейсов содержит слишком мало кальция для образования плагноклаза более основного, чем альбит, состава. Насыщенные или пересыщенные глиноземом щелочные породы обычно содержат больше кальция, поэтому

содержание анортитового компонента в плагиоклазе может быть использовано в качестве индикатора ступени метаморфизма. Щелочной комплекс Кишангарх, Индия, интересен тем, что в одном из его участков породы, содержащие альбит, залегают среди зеленых сланцев, тогда как большая часть комплекса сложена породами, содержащими более основной плагиоклаз, которые заключены в альмандиновые и ставролитовые кристаллические сланцы [56].

Выделения субсолвусных полевых шпатов указывают на то, что метаморфическая перекристаллизация происходила в условиях довольно высокого давления водяных паров; нередко эти выделения наблюдаются наряду с первичным гиперсолвусным щелочным полевым шпатом, образующимся в относительно сухих условиях и сохраняющимся в виде реликтов. Структурные признаки ясно указывают на то, что полное разделение полевых шпатов может быть эффективным лишь при комбинации катаклаза и последующей гранобластовой перекристаллизации. Гипотеза роста пертитового полевого шпата в условиях амфиболитовой фации в присутствии воды выдвигалась Межѐлином [50]; согласно Блумфилду [12], решающим фактором для кристаллизации пертита в условиях амфиболитовой фации (на примере Малави) является стресс. Экспериментальные данные, однако, не слишком подтверждают эту гипотезу.

Обычное присутствие биотита и Са-амфибола в гнейсах согласуется с довольно высоким давлением воды в процессе метаморфической перекристаллизации. Преимущественное образование Na-амфибола, а не Na-пироксена не может быть объяснено влиянием лишь вышеуказанного фактора, так как кристаллизация этих обогащенных железом минералов зависит также и от парциального давления кислорода. Эрнст [19] указывал, что рибекитовые амфиболы устойчивы только при относительно низких давлениях кислорода, в то время как акмит и гематит или магнетит кристаллизуются при более высоких P_{O_2} . Флор [25] пытался определять фации метаморфизма, используя данные Эрнста, а также данные Эйгстера и Уонеса [21] об устойчивости ассоциации антит+кварц, но этот метод нуждается в подтверждении и градуировке на других природных объектах, прежде чем он может быть рекомендован для широкого использования.

Есть надежда, что данная работа в какой-то степени поколеблет утверждение Миясиро [52] о том, что «эгирин и рибекит редко встречаются вне пределов глаукофановой фации метаморфизма».

II.7.5. Различия между щелочными гнейсами разного генезиса

Критерии различия метамагматических и метасоматических гнейсов были разработаны Гиттинсом [29] и проверены на некоторых канадских проявлениях. В большинстве случаев нельзя установить происхождения по одному образцу. Только тщательное изучение взаимоотношений, наблюдаемых в поле, и микроскопических особенностей совместно с большим количеством химических анализов может явиться достаточной основой для определения генезиса указанных образований. Судя по использованной литературе, наиболее надежными являются следующие критерии:

1) Взаимоотношения, наблюдаемые в поле: (не)однородность, рода контактов (резкие, диффузионные, прерывистые и т. д.), сравнение числа и интенсивности деформированных фаз в самих щелочных гнейсах и в окружающих породах.

2) Особенности микроскопического строения: габитус минералов, присутствие явно магматических минералов, характеристика и частота

встречаемости структур замещения, порядок кристаллизации, ориентировка минералов.

3) Химический состав: содержание элементов-примесей в породах и минералах, зональность минералов, линейность (или нелинейность) графиков химических анализов на вариационных диаграммах, сравнение с составами примыкающих нещелочных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adams F. D., Barlow A. E., Geology of the Haliburton and Bancroft areas, province of Ontario, Mem. geol. Surv. Branch, 6, 1—419, 1910.
2. Adamson O. J., The petrology of the Norra Kärr district, Geol. För. Stockholm Förh., 66, 113—255, 1944.
3. Aires-Barros L., Contribuição para o cohemimento da petrografia da região de Vaimonte-Monte da Torre das Figueiras (Alto-Alentejo), Bol. Mus. Lab. Miner. geol. Univ. Lisb., 7 ser., 26, 255—267, 1958.
4. Allen J. B., Charsley T. J., Nepheline-Syenite and Phonolite, 169, H. M. S. O., London, 1968.
5. Appleyard E. C., Syn-orogenic nepheline rocks in eastern Ontario and northern Norway, Can. Mineralogist, 9, 238, 1967.
6. Appleyard E. C., Nepheline gneisses of the Wolfe belt, Lyndoch township, Ontario, I. Structure, stratigraphy, and petrography, Can. J. Earth Sci., 4, 371—395, 1967.
7. Appleyard E. C., Nepheline gneisses of the Wolfe Belt, Lyndoch township, Ontario, II. Textures and mineral paragenesis, Can. J. Earth Sci., 6, 689—717, 1969.
8. Bichan R., The igneous and metamorphic rocks of Socotra, 12th ann. rept. scientific results 1966—67, Res. Inst. Afr. Geol. Univ. Leeds, 33—35, 1968.
9. Bloomfield K., Nepheline gneisses of southern Nyasaland, 20th Int. Geol. Congress, Mexico City, Ass. Serv. Geol. Africanos, 291—301, 1956.
10. Bloomfield K., A reconnaissance survey of alkaline rocks in the northern and central regions, Rec. Geol. Surv. Malawi, 5, 17—64, 1965.
11. Bloomfield K., Aegirine-gneisses in central Malawi, Q. J. Geol. Soc. London, 123, 93—98, 1967.
12. Bloomfield K., The pre-Karoo geology of Malawi, Mem. Geol. Surv. Malawi, 5, 166, 1968.
13. Bourret R., Etudes géologiques sur le nord-est du Tonkin, Bull. Serv. Geol. Indochine, 11, Fasc. 1, 1—326, 1922.
14. Brock P. W. G., Metasomatic and intrusive nepheline-bearing rocks from the Mbozi syenite-gabbro complex, southwestern Tanzania, Can. J. Earth Sci., 5, 387—419, 1968.
15. Burri C., Zur Petrographie der Natronsyenite von Alter Pedroso, und ihrer basischen Differentiate, Schw. Min. Petr. Mitt., 8, 374—436, 1928.
16. Cooper W. G. G., Bloomfield K., The geology of the Tambani-Salambidwe area, Bull. Geol. Surv. Nyasaland, 13, 1—63, 1961.
17. Cornelius H. P., Bemerkungen zur Geologie der Riebeckitgneise in der Grauwackenzone des Semmeringgebietes, Tsch. Min. Petr. Mitt., III, 2, 24—26, 1951.
18. Ducellier J., Contribution a l'étude des formations cristallines et métamorphiques du centre et du Nord de la Haute-Volta, Mém. B. R. G. M., 10, 1—320, 1963.
19. Ernst W. G., Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions, J. Geol., 70, 689—736, 1962.
20. Eskola P., Sahama Th. G., On astrophyllite-bearing nephelite syenite gneiss, found as a boulder in Kiihtelysvaara, E. Finland, Bull. Com. Geol. Finlande, 92, 77—88, 1930.
21. Eugster H. P., Wones D. R., Stability relations of the ferruginous biotite, annite, J. Petrol., 3, 82—125, 1962.
22. Fairbairn H. W., Petrofabric relations of nepheline and albite in litchfieldite from Blue Mountain, Ontario, Am. Mineral., 26, 316—320, 1941.
23. Fischer G., Nothaft J., Natronamphibol-(Osannit)-Aegirinschiefer in den Tarntalër Bergen, Tsch. Min. Petr. Mitt., 4 (Festband Bruno Sander), 396—419, 1954.
24. Floor P., Astrofilita, un mineral nuevo en España, Notas Comuns. Inst. Geol. Miner. España, 62, 59—72; Errata, 65, 155, 1961.
25. Floor P., Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif, The Galíñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain, Leidse Geol. Med., 36, 1—203, 1966.
26. Fur Le Y., Nouvelles observations sur la structure de l'Antécambrien du Hoggar nord occidental (Région d'In Hihaou), Thèse dipl. dr. 3me cycle, Nancy, 116, 1966.

27. *Gellatly D. C.*, Nepheline and feldspar orientations in nepheline syenites from Darkainle, Somali Republic, *Am. J. Sci.*, **262**, 635—642, 1964.
28. *Gellatly D. C.*, *Hornung G.*, Metasomatic nepheline-bearing gneisses from Darkainle, Somali Republic, *J. Geol.*, **76**, 678—691, 1968.
29. *Gittins J.*, Nephelinization in the Haliberton—Bancroft district, Ontario, Canada, *J. Geol.*, **69**, 291—308, 1961.
30. *Gonçalves F. A.*, Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano, *Mem. Serv. geol. Portugal, nov. ser.*, **18**, 1—62, 1971.
31. *Gorbatshev R.*, On the alkali rocks of Almunge, A preliminary report on a new survey, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, **39**, № 5, 1—69, 1961.
32. *Gummer W. K.*, *Burr S. V.*, Nephelized paragneisses in the Bancroft area, Ontario, *J. Geol.*, **54**, 137—168, 1946.
33. *Harker R. I.*, The older ortho-gneisses of Carn Chuinneag and Inchbae, *J. Petrol.*, **3**, 215—237, 1962.
34. *Hlawatsch C.*, Über den Amphibol von Cevadaes (Portugal), *Rosenbusch-Festschrift, Stuttgart*, 68—76, 1906.
35. *Holmes A.*, A contribution to the petrology of north-western Angola, 4. Aegirine-riebeckite granite from the lower Congo, *Geol. Mag.*, **52**, 267—272, 1915.
36. *Kempe D. R. C.*, The Kilonwa syenite, Tanzania, *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, **124**, 91—100, 1968.
37. *Keyserling H. G.*, Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger ortho-riebeckitgneis, *Tsch. Min. Petr. Mitt., neue Folge*, **22**, 109—158, 1903.
38. *Koark H. J.*, Zum Gefügeverhalten des Nephelins in zwei Vorkommen alkaliner kristalliner Schiefer, Grennait, von Norra Kärr und canaditischer Gneiss von Almunge (Schweden), *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, **39**, № 4, 1—31, 1961.
39. *Koark H. J.*, Zu Hülle, Inhalt, Gefüge und Alter des Alkaligesteinsvorkommen von Norra Kärr in südlichen Mittelschweden, *Geol. För. Stockholm, Förh.*, **91**, 159—184, 1969.
40. *Koch P.*, Sur un gneiss à riebeckite du Nord-Cameroun, *C. R. Somm. S. Geol. France*, 274—275, 1955.
41. *Koch P.*, Le précambrien de la frontière occidentale du Cameroun central, *Bull. Dir. Mines Géol., Territoire du Cameroun*, **3**, 1—300, 1959.
42. *Korperschoek H. R.*, The geology of degree sheet Sul B-33/H-N (Noqui—Tomboco), *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, **10**, 5—105, 1964.
43. *Lacroix A.*, Les syénites à riebeckite d'Alter Pedroso (Portugal), leurs formes mésocrates (lusitanites) et leur Transformation en leptynites et en gneiss, *C. R. Ac. Sci. Paris*, **163**, 279—283, 1916.
44. *Lacroix A.*, La syénite néphélinifère de Haut-Tonkin et le gneiss qui en dérive, *Fennia*, **50**, № 37, 1—9, 1928.
45. *Long L. E.*, Rb—Sr chronology of the Carn Chuinneag intrusion, Ross-shire, Scotland, *J. Geophys. Res.*, **69**, 1589—1597, 1964.
46. *Lundefgarth P. H.*, Petrology of the Möldal—Styrsö—Vallda region in the vicinity of Gothenburg, *Sver. geol. unders.*, **C**, **531**, 1—58, 1953.
47. *Macpherson J.*, Apuntes petrográficos de Galicia, *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **10**, 49—87, 1881.
48. *Marmo V.*, *Hoffrén V.*, *Hytönen K.*, *Kallio P.*, *Lindholm O.*, *Siivola J.*, On the granites of Honkamäki and Otammäki, Finland, with special reference to the mineralogy of accessories, *Bull. Com. Geol. Finlande*, **221**, 1—34, 1966.
49. *McLachlan G. R.*, The aegirine granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire, *Miner. Mag.*, **29**, 476—495, 1951.
50. *Megerlin N.*, Sur les syénites de la région de Ianakafy, Sud de Madagascar, *C. R. Sem. Geol. Madagascar*, 39—41, 1967.
51. *Miyashiro A.*, *Miyashiro T.*, Nepheline syenites and associated alkalic rocks of the Fukushin-zan district, Korea, *J. Fac. Sci., Tokyo*, **II**, **10**, 1—64, 1956.
52. *Miyashiro A.*, Chemical composition of rocks in relation to metamorphic facies, *Jap. J. Geol. Geogr.*, **38**, 149—157, 1967.
53. *Mortelmans G.*, Le granite de Noqui et ses phénomènes de contact, *Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydrol.*, **57**, 519—540, 1948.
54. *Moyd L.*, Petrology of the nepheline and corundum rocks of southeastern Ontario, *Am. Miner.*, **34**, 736—751, 1949.
55. *Neves Correia J. M.*, Roches sodiques des régions d'Alter-Pedroso et d'Elvas (Alentejo, Portugal), 20th Int. Geol. Congress, Mexico City, 1956, sección XI-A, *Petrologia y Mineralogia*, 239—252, 1959.
56. *Niyogi D.*, Petrology of the alkalic rocks of Kishangarh, Rajasthan, India, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77**, 65—82, 1966.
57. *Osann A.*, Ueber einen Nephelinreichen Gneis von Cevadaes, Portugal, *N. Jb. Min.*, **II**, **Abh.**, 109—128, 1907.
58. *Oyawoye M. O.*, The petrology of a potassic syenite and its associated biotite pyroxenite at Shaki, western Nigeria, *Contr. Min. Petrology*, **16**, 115—138, 1967.

59. *Parga-Pondal I.*, Nota explicativa del mapa geológico de la parte N. O. de la provincia de la Coruña, *Leidse Geol. Med.*, **21**, 468—484, 1956.
60. *Parga-Pondal I.*, Datos geológico-petrográficos de la provincia de La Coruña, in *Estudio agrobiológico de la Provincia de La Coruña, Vigo, Artes gráficas de Faro de Vigo*, **46**, 1967.
61. *Payne J. G.*, Geology and geochemistry of the Blue Mountain nepheline syenite, *Can. J. Earth Sci.*, **5**, 259—273, 1968.
62. *Phadke A. V.*, Petrology and structure of the riebeckite gneiss from the area near Gloggnitz in the graywacke zone of Austria, *Jb. Geol. Bundesanstalt*, **110**, 199—216, 1967.
63. *Richardson S. W.*, The petrology of the Glen Dessarry complex, Inverness-shire, Ph. D. Thesis, University of Oxford, 183, 1965.
64. *Richardson S. W.*, The petrology of the metamorphosed syenite in Glen Dessarry, Inverness-shire, *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, **124**, 9—51, 1968.
65. *Rosenbusch H.*, *Elemente der Gesteinslehre*, E. Schweizerbart, Stuttgart, 546, 1898.
66. *Serralheiro A.*, Esboço geológico da região de Alter Pedroso, *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **12**, fasc. III, 3—12, 1957.
67. *Sturt B. A.*, Preferred orientation of nepheline in deformed nepheline syenite gneisses from Sørøy, northern Norway, *Geol. Mag.*, **98**, 464—466, 1961.
68. *Sturt B. A., Ramsay D. M.*, The alkaline complex of the Breivikbotn area, Sørøy, northern Norway, *Norges Geol. Unders.*, **231**, 1—142, 1965.
69. *Teixeira C.*, Notas sobre geologia de Portugal, O complexo cristalofílico antigo, *Empr. Lit. Fluminense, Lisboa*, **20**, 1956.
70. *Teixeira C., Torre de Assunção C. F.*, Novos elementos para o conhecimento das rochas hipercalinas sódicas do Alto Alentejo, *Rev. Fac. Ci., Univ. Lisboa*, 2 ser., **C**, **5**, 173—208, 1956.
71. *Teixeira C., Torre de Assunção C. F.*, Sur la géologie et la pétrographie des gneiss à riebeckite et aegyrine et des syénites à néphéline et sodalite de Cevadais, près d'Ouguela (Campo Maior), Portugal, *Com. Serv. Geol. Portugal*, **48**, 31—56, 1958.
72. *Tex E., den Floor P.*, A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in western Galicia, N. W. Spain, in *Etages tectoniques, La Baconnière, Neuchâtel*, **169—178**, 1967.
73. *Tilley C. E.*, Problems of alkali rock genesis, *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, **113**, 323—360, 1957.
74. *Torre de Assunção C. F., Gonçalves F. A.*, Contribuição para o conhecimento das rochas hipercalinas e alcalinas (gneisses hastingsíticos) do Alto Alentejo (Portugal), *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **17**, 187—228, 1970.
75. *Welter C.*, Contribution à la pétrographie et à la genèse du complexe des gneiss à néphéline du Makaraingobe (Ouest de Madagascar), *C. R. Sem. Geol. Madagascar*, **57—62**, 1964.
76. *Zemann J.*, Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone, *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, **III**, **2**, 1—23, 1951.

III. ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНАЛЬНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД¹

III.1. ВВЕДЕНИЕ

Х. Сёренсен

После появления книги Харкера «Естественная история магматических пород» [10] широко укоренилось мнение о том, что щелочные породы образуются в относительно спокойных тектонических условиях и что внедрению щелочных магм благоприятствуют блоковые нарушения с вертикальными перемещениями. Спокойная тектоническая обстановка способствует дифференциации магм без потери летучих компонентов и препятствует смешению магматических фракций. В полном соответствии с этими представлениями большинство провинций щелочных пород на континентах расположено в тектонически стабильных участках земной коры, включая области завершённой складчатости. Для активных орогенных областей щелочные породы менее характерны. В океанических провинциях щелочные породы встречаются в основном на островах, удаленных от срединно-океанических хребтов.

Вводя понятие «магматическая формация», Ю. А. Кузнецов [20, 21] подчеркивает взаимосвязь магматизма с тектоникой. Под этим термином объединяются взаимосвязанные ассоциации пород, характеризующиеся общностью петрохимических и геохимических особенностей и приуроченностью к сходным геологическим структурам. Ю. А. Кузнецов выделяет следующие магматические формации: 1) геосинклинальные; 2) орогенные; 3) тектонически стабильных регионов. Из числа орогенных формаций две — вулканическая трахиандезитовая формация и соответствующая ей интрузивная габбро-монзонит-сиенитовая формация — приурочены к жестким блокам в пределах подвижных поясов, например к срединным массивам и к крупным разрывным нарушениям, пересекающим эти блоки. Если исключить формацию толеитовых базальтов (трапповую), то магматические формации стабильных регионов — платформ и щитов — представлены обычно щелочными разностями пород. Ю. А. Кузнецов подчеркивает, что глубинная дифференциация вещества внутренних зон Земли приводит к возобновлению тектонической активности платформ после длительных периодов спокойствия. В такие моменты тектонической активности внедрению щелочных интрузий центрального типа предшествует формирование трапповых и щелочно-базальтовых ассоциаций пород. Разнообразие магматических формаций в тектонически стабильных областях объясняется вертикаль-

¹ В оригинале в эту часть входили также главы: «Щелочные породы Северной Америки» (Д. Баркер) и «Региональное распространение и тектонические взаимоотношения щелочных пород Сибири» (Е. Л. Бутакова).

ной миграцией магматических очагов, возникающих на различных глубинах в мантии Земли.

Обычно наблюдается тесная связь щелочного магматизма с главными тектоническими структурами, и в первую очередь с зонами разломов. Наиболее ярким примером этому служат рифтовые зоны (III.2) Восточной Африки, грабена Рейн—Осло, Гардарской провинции в южной Гренландии (IV.1) и провинции Монтериджиян в Квебеке (IV.2).

Массивы щелочных пород часто располагаются на пересечении зон разломов; это имеет место на Кольском полуострове, в Гардарской провинции (IV.1) [27] и в северной Чехии [17]. Цепочки щелочных интрузий и оси отдельных массивов обычно ориентированы поперек направления региональных структур вмещающих пород, что, например, наблюдается в провинциях Гардарской и Монтериджиян (IV.2) [19].

Размещение отдельных интрузий в местах пересечения региональных тектонических нарушений специально рассматривалось Чапменом [6] на примере интрузий магматической серии Уайт-Маунтин в штате Нью-Гэмпшир.

Выходы щелочных пород также часто приурочены к перегибам по простиранию моноклиналей и флексурам; примерами этому служат интрузия Кангердлугсуак в восточной Гренландии [13] и массивы в провинции Нуанетси в Юго-Восточной Африке [7].

В тех случаях, когда массивы щелочных пород не обнаруживают видимой связи с тектоническими нарушениями, они могут быть связаны со скрытыми разломами или ослабленными зонами.

Щелочные породы часто приурочены к куполообразным или сводовым структурам, как это, например, наблюдается в рифтовых зонах (III.2). Взаимосвязь сводообразования и проявлений щелочного магматизма видна также на примере щелочных провинций Сибири, Нигерии (провинция Нигера), Западной Африки [4] и провинций щелочных пород вдоль восточной окраины Скалистых гор в Северной Америке (например, Крипл-Крик [22], гор Бэр-По, Монтана [5]).

Провинции щелочных пород нередко характеризуются четкой зональной или линейной изменчивостью минералогического или химического состава пород и формы их залегания. Характерными примерами этому являются калиевый магматизм Западного рифта и натровый — Восточного рифта в Восточной Африке и увеличение щелочности пород в направлении к востоку на Западе США. Подобная изменчивость свойственна также и некоторым щелочным провинциям Сибири. В пределах линейно расположенной группы массивов провинции Монтериджиян карбонатиты, ийолиты и мелилитсодержащие породы тяготеют к западной части, а кварц- и плагиоклазсодержащие породы — к восточной (IV.2) [25, 19]. В северной Чехии также наблюдается региональная зональность, проявляющаяся в преобладании среди фельдшпатоидов лейцита на западе, в Дуповских горах, а содалита на востоке, в Чешском Среднегорье [16]. Шейнманн и др. [26] отмечают, что содержание SiO_2 в породах щелочно-габброидных ассоциаций возрастает от слабо подвижных областей в направлении таких подвижных зон, как геантиклинальные поднятия складчатых поясов.

В ряде провинций — Гардарской, отдельных частях Восточно-Африканского рифта, третичной щелочной провинции Центральной Европы — не отмечается какой-либо четко выраженной закономерности в размещении щелочных пород. Иногда это обстоятельство кажется возможным объяснить постоянным поступлением двух родоначальных магм, например базальтовой и нефелинитовой в пределах Восточно-Африканского рифта, где в областях воздымания и сводообразования наблюдается также присутствие громадных объемов трахитов и фонолитов, вероятно

возникающих за счет селективного плавления материала коры (III.2) [14].

Щелочные породы океанических и континентальных провинций отличаются друг от друга целым рядом признаков. Так, например, лейцит пользуется наибольшим распространением в континентальных провинциях, в пределах которых также отмечается и большая пропорция наиболее дифференцированных производных базальтовых магм, таких, как риолиты и фонолиты. Г. С. Горшков [9] указывал, что щелочные породы континентальных и океанических провинций, несмотря на минералогическое и геохимическое сходство, обнаруживают различную эволюционную направленность, будучи представлены в океанических областях сериями пород толеитовой базальт — оливиновый базальт — щелочные производные, тогда как континентальные фонолиты образуются из магм щелочных оливиновых базальтов. Этим двум сериям пород свойственны различные скорости увеличения щелочности в ходе дифференциации.

В провинциях щелочных пород часто наблюдается длительное проявление щелочного магматизма; так, например, продолжительность щелочного магматизма в Гардарской провинции охватывала период около 200 млн. лет (IV.1), в бассейне реки Святого Лаврентия — 600 млн. лет [8], в Кольско-Карельско-Скандинавской зоне — около 1400 млн. лет [18].

Баклунд [1] подчеркивал, что внедрение щелочных магм в стабильных областях (платформах, форландах) совпадало по времени с орогеническими процессами в других местах. Внедрение, сопровождавшееся прорыванием стабильных континентальных областей, было названо *эпейродиастрезисом*. Синхронность пространственно разобщенного орогенеза и щелочного магматизма особенно характерна для провинции щелочных пород Сибири и каледонских и герцинских щелочных интрузий Кольского полуострова.

Хотя щелочные породы и распространены главным образом в стабильных областях, тем не менее в пределах подвижных поясов известно значительное число примеров щелочного магматизма. Так, в плиоценовой провинции восточного Отаго в Новой Зеландии щелочные породы извергались в период проявления довольно слабого складкообразования и сопряженных с этим процессом разрывных нарушений [29]. Баркер [3] подсчитал, что 21% фельдшпатоидных пород Северной Америки приурочен к орогеническим поясам. Предполагается также, что миаскиты Урала являются синорогенными (II.2.5.6), а нефелиновые сиениты Сёрёй в северной Норвегии и Блу-Маунтин в Онтарио внедрились до заключительных фаз складкообразования [28, 24].

Даже если не всегда ясно, являются ли рассматриваемые нефелиновые сиениты синтектоническими или внедрились в промежуточные периоды относительного тектонического покоя, они, несомненно, принадлежат к числу представителей магматических серий некоторых орогенических поясов и могли бы присутствовать и в других поясах, в которых, однако, химическая обстановка оказалась неблагоприятной для возникновения недосыщенных пород во время поздних и посторогенных процессов.

Вулканическая активность океанических хребтов и Тихоокеанского вулканического кольца теперь обычно рассматривается с точки зрения новой теории «глобальной тектоники плит». Рифтовые зоны континентов могут быть результатом раскола подвергающихся тектоническим напряжениям жестких континентальных плит (III.2.6), горизонтального перемещения вдоль неровных разломов [15] или растягивающих напряжений в верхних частях земной коры, связанных с подъемом мантий-

ного вещества, сопровождавшимся расколами, образованием систем даек и куполовидных поднятий (III.2.6) [11, 2, 12]. В океанических областях на небольших глубинах вместе с базальтовыми магмами в ограниченных объемах образуются щелочные расплавы, тогда как в связи с глубоко зарождающимся андезитовым магматизмом Тихоокеанского кольца щелочные породы не известны. На континентах магматическая активность умеренных глубин приводит к образованию щелочных магм преимущественно в районах крупных сводообразований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Backlund H. G.*, On the mode of intrusion of deep-seated alkaline bodies, *Bull. geol. Instn. Univ. Uppsala*, **24**, 1—24, 1932.
2. *Baker B. H., Wohlenberg J.*, Structure and evolution of the Kenya rift valley, *Nature*, **229**, 538—542, 1971.
3. *Barker D. S.*, North American feldspathoidal rocks in space and time, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **80**, 2369—2372, 1969.
4. *Black R., Girod M.*, Late Paleozoic to Recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structure, in *African Magmatism and Tectonics*, eds., *T. N. Clifford and I. G. Gass*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 185—210, 1970.
5. *Bryant B., Schmidt R. G., Pecora W. T.*, Geology of the Maddux quadrangle, Bearpaw mountains, Blaine County, Montana, *Bull. U. S. geol. Surv.*, **1081-C**, 91—116, 1960.
6. *Chapman C. A.*, A comparison of the Maine coastal plutons and the magmatic central complexes of New Hampshire, in *E-An Zen et al.*, eds., *Studies of Appalachian Geology*, Northern and Maritime, Interscience, 385—398, 1968.
7. *Cox K. G.*, Tectonics and vulcanism of the Karroo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland, in *T. N. Clifford and Gass I. G.*, eds., *African Magmatism and Tectonics*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 211—236, 1970.
8. *Currie K. L.*, An hypothesis of the origin of alkaline rocks suggested by the tectonic setting of the Monteregeian Hills, *Can. Miner.*, **10**, 411—420, 1970.
9. *Gorshkov G. S.*, Two types of alkaline rocks—two types of upper mantle, *Bull. volcan.*, **33**, 1186—1197, 1970.
10. *Harker A.*, The natural history of igneous rocks, I. Their geographical and chronological distribution, *Sci. Progress*, **6**, 1896.
11. *Harris P. G.*, Convection and magmatism with reference to the African Continent in *T. N. Clifford and Gass I. G.*, eds., *African Magmatism and Tectonics*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 419—438, 1970.
12. *Illies J. H.*, Graben tectonics as related to crust-mantle interaction, in *J. H. Illies and St. Mueller*, eds., *Graben Problems*, *Int. Upper Mantle Project*, *Sci. Rep. 27*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 4—27, 1970.
13. *Kempe D. R. C., Deer W. A., Wager L. R.*, Geological investigations in East Greenland, VIII. The petrology of the Kangerdlugssuaq alkaline intrusion East Greenland, *Meddr. Grønland*, **190**, 2, 1—49, 1970.
14. *King B. C.*, Vulcanicity and rift tectonics in East Africa, in *T. N. Clifford and I. G. Gass*, eds., *African Magmatism and Tectonics*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 263—284, 1970.
15. *Knopoff L.*, The Rhinegraben, a segment of the world rift system, *Problems of continental rift structures*, in *H. J. Illies and St. Mueller*, eds., *Graben Problems*, *Int. Upper Mantle Project*, *Sci. Rep.*, **27**, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1—4, 1970.
16. *Kopecký L.*, Tertiary volcanics, in *J. Svoboda*, ed., *Regional Geology of Czechoslovakia*, I. The Bohemian Massif, *Publ. House Czech. Acad. Sciences*, Prague, 554—581, 1966.
17. *Kopecký L., Dobes M., Fiala J., Stovicková N.*, Fenites of the Bohemian massif and the relations between fenitization, alkaline volcanism and deep fault tectonics, *Sb. geol. Ved. Praha*, **G. 16**, 51—107, 1970.
18. *Кухаренко А. А.*, Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита, Докл. на юбил. сессии Всесоюзн. минерал. о-ва, май—июнь 1967 г., Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 96, вып. 5, 547—566, 1967.
19. *Kumarapeli P. S.*, Monteregeian alkalic magmatism and the St. Lawrence rift system in space and time, *Can. Miner.*, **10**, 421—431, 1970.
20. *Кузнецов Ю. А.*, Магматические формации, в кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», **1**, М., 142—159, 1958.
21. *Кузнецов Ю. А.*, Главные типы магматических формаций, М., «Недра», 387, 1964.

22. *Lovering T. S., Goddard E. N.*, Geology and ore deposits of the Front Range, Colorado, Prof. Pap. U. S. geol. Surv., **223**, 1—139, 1950.
23. *Mohr P. A.*, Plate tectonics of the Red Sea and East Africa, *Nature*, **228**, 547—548, 1970.
24. *Payne J. G.*, Geology and geochemistry of the Blue Mountain nepheline syenite, *Can. J. Earth Sci.*, **5**, 259—273, 1968.
25. *Philpotts A. R.*, Mechanism of emplacement of the Monteregeian intrusions, *Can. Miner.*, **10**, 395—410, 1970.
26. *Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А.*, Щелочные интрузии и их размещение и связанная с ними минерализация, М., Госгеолтехиздат, 178, 1961.
27. *Sørensen H.*, Internal structures and geological setting of the three agpaitic intrusions — Khibina and Lovozero of the Kola Peninsula and Ilimaussaq, South Greenland, *Can. Miner.*, **10**, 299—334, 1970.
28. *Sturt B. A., Ramsay D. M.*, The alkaline complex of the Brevikboth area, Sørøy, Northern Norway, *Norg. geol. Unders.*, **231**, 1—164, 1965.
29. *Turner F. J., Verhoogen J.*, *Igneous and Metamorphic Petrology*, McGraw-Hill, 2nd edition, 1—694, 1960.

III.2. КОНТИНЕНТАЛЬНОЕ РИФТООБРАЗОВАНИЕ И ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ

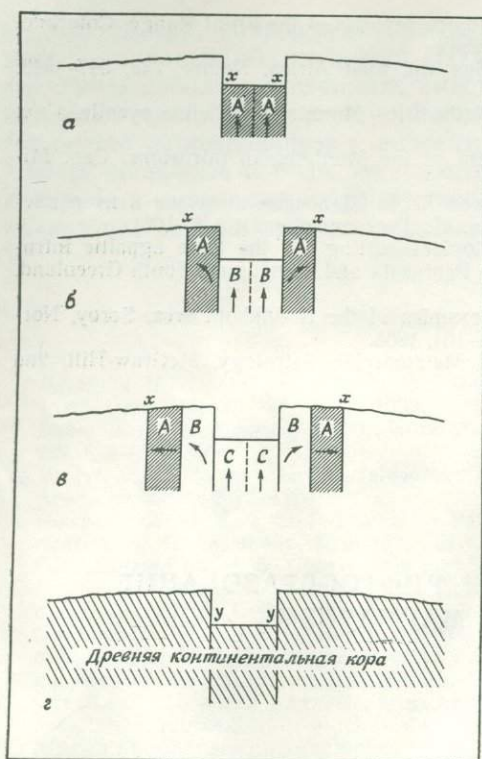
Д. К. Бейли

III.2.1. Введение

Термины «рифт» и «рифтовая зона» приобрели широкую распространенность в современных дискуссиях о срединно-океанических хребтах и дрейфе континентов, благодаря чему их первоначальное значение было значительно расширено. Использувавшиеся ранее понятия «грабен» или «троговая зона» оказались не в состоянии отобразить все те признаки, которые вкладываются теперь в понятие «рифт», и, прежде чем перейти к рассмотрению сопутствующего этим структурам магматизма, важно сравнить океанические и континентальные «рифты».

На континентах рифтовые зоны в основном относятся к числу кратонных структур, которым свойственно значительное разнообразие поперечных и продольных размеров и глубин и которые бывают образованы сочетанием самых разнообразных комбинаций сбросовых впадин и разорванных флексур, зон глыбовой тектоники и поперечных сбросов. В пределах Восточно-Африканской рифтовой зоны, например, представлены все эти элементы. Северное окончание этого грандиозного континентального рифта сопряжено через Аденский залив с хребтом Карлсберга в Индийском океане, тогда как остальные его части расположены полностью в пределах континента. Другие континентальные рифты, за исключением провинции Бассейнов и Хребтов на Западе США, вероятно не связаны со срединно-океаническими хребтами (фиг. 2).

Океанические «рифты» главным образом на основании морфологических признаков коррелируются с рифтами континентов, но имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать их в корне различными структурами! Срединно-океанические хребты обычно рассматриваются как места, где происходит *раздвигание* старой и образование новой ко-



Фиг. 1. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая фундаментальные различия механизмов формирования срединно-океанических и континентальных рифтов.

Океанический рифт представляет собой место образования новой коры и раздвигания; а, б и в соответствуют трем стадиям этого процесса; стрелками показано общее направление перемещения на каждой стадии. Материал дна рифта непрерывно перемещается в стороны и вверх, заменяясь новым материалом, поступающим снизу. Обратите особое внимание на перемещение точки *x*, начальное положение которой соответствует основанию стенок рифта, и сопоставьте ее с совершенно противоположным поведением точки *y* на фиг. 1, г. Дно и окраины континентального рифта образованы ранее существовавшей корой и не подвергаются непрерывному замещению.

ры со скоростью от 1 до 10 см/год, тогда как континентальные рифты вполне определенно подстилаются и ограничиваются с боков древней корой. Эти различия изображены на фиг. 1, где видно, что дно океанических рифтов испытывает непрерывное омоложение за счет смещения его в стороны и *вверх* с образованием обновленных стенок рифтовых трогов. Оценки растяжения или утонения коры в пределах Рейнского (4,8 км, начиная со среднего эоцена [34]) и Кенийского [8] рифтов дают величину скорости раздвигания 0,01 и 0,05 см/год соответственно. Поэтому для получения более объективных данных не следует преждевременно рассматривать совместно особенности континентальных и океанических рифтов. В настоящее время широко распространилось, например, мнение о том, что Восточно-Африканские рифты являются ответвлением океанической рифтовой системы, и Уилсон [45] утверждает, что «они, по-видимому, представляют собой зачаточный океан, который не смог развиться». Подобного рода допущения могут лишь внести путаницу в понимание структур обоих типов. Сделав это заявление относительно Восточно-Африканского рифта, Уилсон затем вынужден был признать, что другие континентальные рифты представляют собой структуры, отличающиеся от океанических рифтов.

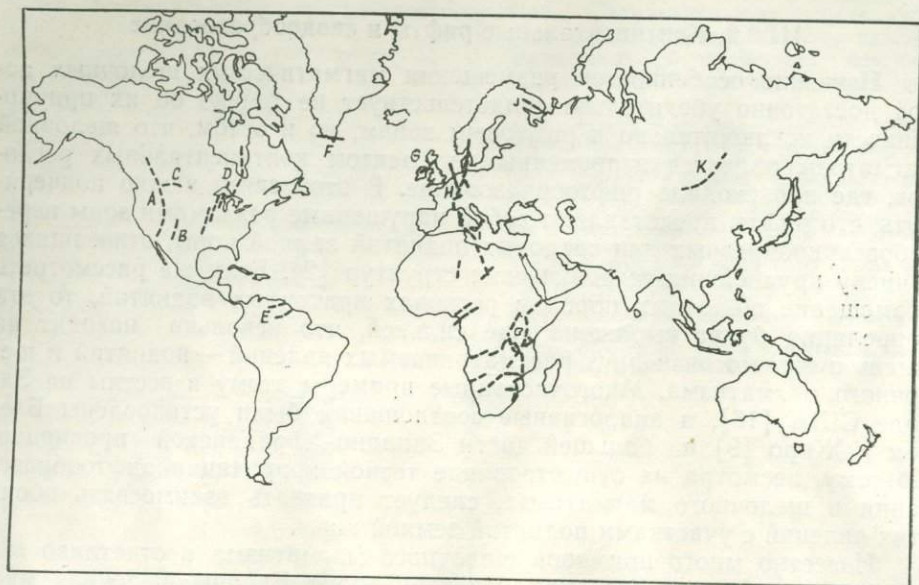
Существует еще один важный признак, по которому различаются океанические и континентальные рифты: магматизм, характеризующийся определенными особенностями в каждой из рассматриваемых областей. Магматизм срединно-океанических хребтов преимущественно базальтовый с толеитовыми и пересыщенными кремнеземом базальтами в осевых или рифтовых зонах [33]. Наоборот, характерная особенность континентальных рифтовых зон — почти непрерывная обогащенность магм щелочами и недосыщенность кремнеземом.

III.2.2. Континентальные рифты и сводообразование

Изучение особенностей размещения магматических щелочных пород достаточно убедительно свидетельствует не только об их приуроченности исключительно к рифтовым зонам, но и о том, что щелочной магматизм является неперенным элементом континентальных регионов, где происходило рифтообразование. В этой связи важно подчеркнуть, что рифты представляют собой нарушенные разломами зоны перегибов аркообразных или сводовых поднятий земной коры, относящихся к числу крупнейших тектонических структур [2]. Если же рассмотреть размещение щелочных пород в регионах кратонных поднятий, то эта корреляция будет выражена еще сильнее, что невольно наводит на мысль о взаимосвязи двух рассматриваемых явлений — поднятий и щелочного магматизма. Многочисленные примеры этому известны на Западе США [16], а аналогичные соотношения были установлены Блэком и Жиро [9] на большей части Западно-Африканской провинции. Поэтому, несмотря на существование тесной корреляции рифтообразования и щелочного магматизма, следует признать взаимосвязь обоих этих явлений с участками поднятий земной коры.

Известно много примеров щелочного магматизма в отчетливо выраженных рифтовых системах. На территории Европы щелочная магматическая активность каменноугольного возраста установлена в Срединной долине Шотландии, пермского — в грабене Осло, кайнозойского — в Рейнском грабене; здесь же следует отметить существование раздробленного разломами поднятия — Центрального массива Франции. С увеличением возраста и глубины эродированности возрастают трудности в установлении связи магматизма с движениями земной коры. Эта проблема возникает применительно к широтной линии древних щелочных комплексов Трансвааля, типичным примером которых является массив Пилансберг. Однако Иннес [24, 25] отмечает, что в Канаде полоса щелочных комплексов Онтарио совпадает с гравитационным максимумом Капускасинг, который интерпретируется как древняя рифтовая зона. Щелочная магматическая активность Гардарской провинции в Гренландии также связывается с рифтообразованием (IV.1) [41]. Остальные континентальные рифтовые зоны изображены на фиг. 2. Одна из них, включающая провинцию Бассейнов и Хребтов и систему Великих рвов [16], нуждается в пояснении. Ей присущи многие признаки, такие, как блоковая тектоника и воздымание, свойственные типичным континентальным рифтовым зонам (хотя она и отличается от последних исключительно большой шириной); в отношении магматизма она также имеет много общего с рифтовыми зонами. Эта провинция была отнесена Куком [13] к числу активных рифтовых зон, но в дальнейшем он стал считать ее континентальным продолжением Восточно-Тихоокеанского поднятия. Насколько такая концепция соответствует истине, сказать трудно, но на тектонических картах плит Оливера и др. [40] она не нашла отражения. В свете предложенной Морганом [39] новой тектонической модели представления об активных срединно-океанических поднятиях, перекрытых континентами, теряют смысл.

В данной главе основное внимание будет сосредоточено на Африканском кратоне с целью разработки синтетической модели, объясняющей взаимоотношения между сводообразованием, рифтообразованием и щелочным магматизмом. Этот район выбран не только потому, что здесь сосредоточены крупнейшие континентальные рифты, но также и потому, что он характеризуется наиболее широкими вариациями типов магм по составу и возрасту. Благодаря различной степени эродированности здесь присутствуют как очень древние докембрийские глубинные



Фиг. 2. Проекция Меркатора с нанесенными на нее установленными и предполагаемыми рифтами.

A — Провинция бассейнов и хребтов; *B* — Рио-Гранде [13]; *C* — погребенный рифт в западной Канаде [27]; *D* — Капускасинг и Срединно-Континентальный [24]; *E* — Гвианы и Венесуэлы [34]; *F* — Гардарская провинция [41]; *G* — Срединная долина Шотландии; *H* — система Рейн — Осло; *I* — грабен Сардиния — Хон [23]; *J* — поднятие и зоны разломов Кольского полуострова [Тектоническая карта Евразии, 1:5 000 000, М., 1967]; *K* — Байкал [17]. Африканские рифты более детально показаны на фиг. 3.

комплексы, так и активные вулканы. А главное это то, что Африканский щит не испытывал орогенических деформаций начиная с позднего докембрия и не подвергался разрушительному воздействию четвертичного континентального оледенения, благодаря чему сохранились древние структурные особенности и эрозионные поверхности, датируемые мезозоем.

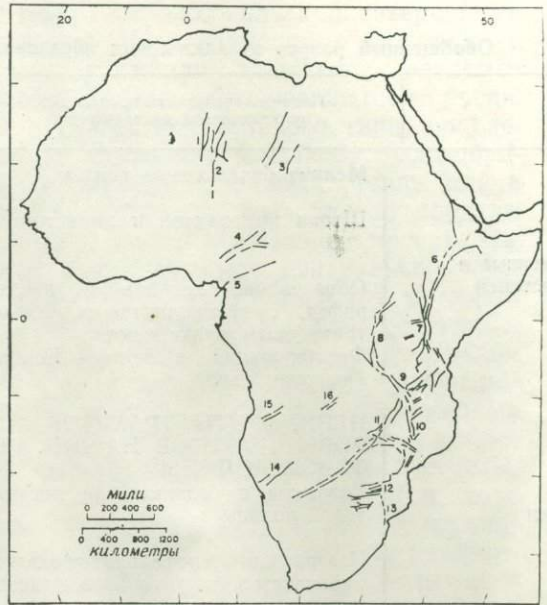
III.2.3. Магматизм и тектоника Восточно-Африканской рифтовой зоны

На фиг. 3 показаны районы устойчивого воздымания и рифтообразования в пределах Африканского континента, где известны проявления щелочного магматизма. Несомненно, наиболее впечатляющей является Африканская рифтовая зона, протягивающаяся от Красного моря в Мозамбик и Замбию и, возможно, через Ботсвану в Намибию [1]. Эта зона может быть достаточно уверенно разделена на две части: северную, доходящую на юге до юго-западной Танзании, где вулканизм имеет возраст от третичного до современного, и южную, где рифтообразование и сопутствующие плутонические и субвулканические комплексы характеризуются более древним (юрско-меловым) возрастом. Особенности щелочного магматизма в пределах этой зоны удобнее всего рассматривать в направлении с севера на юг.

В самом северном отрезке ее, на территории Эфиопии, обширные лавовые поля выходят далеко за контуры рифта. По данным Мора [36, 37], самыми ранними магматическими проявлениями были трещинные излияния базальтов в эоценовое время внутри и по краям проторифта. Более поздние лавы Магдала представлены мощными покровами, изливавшимися на полого наклоненную поверхность Аравийско-

Фиг. 3. Контуры Африканского континента с нанесенными областями, где сводообразование и рифтообразование сопровождались щелочным магматизмом.

1 — Атакор; 2 — Аир; 3 — Тибести; 4 — Бенуэ; 5 — Камерун; 6 — Эфиопия; 7 — Восточный рифт; 8 — Западный рифт; 9 — Рунгве; 10 — Малави; 11 — Луангва — среднее течение Замбези; 12 — река Лимпопо; 13 — моноклиналь Лебомбо; 14 — Дамараленд; 15 — Ангола; 16 — Альто-Замбези.



Эфиопского сводового поднятия, образовавшего плато по бокам рифта. Этот этап магматической деятельности ознаменовался двумя крупными фазами: в олигоцен-миоценовое время происходили трещинные излияния базальтов, сформировавшие толщу с многочисленными потоками кислых и пирокластических пород в верхних частях; затем в миоцен-плиоценовое время последовала основная фаза воздымания и рифтообразования и возникли крупные щитовые базальтовые вулканы, с которыми ассоциировались проявления риолитового и фонолитового магматизма. В плейстоцене произошли мощные извержения кислых лав внутри рифта, тогда как на примыкающих к нему плато извергались базальты. Заключительными магматическими проявлениями в пределах рифта были шлаковые оливиновые базальты или ультращелочные риолиты.

Эфиопский сектор отличается от более южных частей Восточно-Африканского рифта заметной обедненностью такими породами, как нефелиниты и карбонатиты, а также трахиты и фонолиты. Щелочные базальты пользуются здесь гораздо большей распространенностью, чем где бы то ни было, но в то же время примечательна значительная роль риолитов (в виде потоков и туфовых покровов), составляющих около 25% общего объема вулканитов (Мор, устное сообщение, 1967).

Лавовые поля Эфиопии прослеживаются в расположенную южнее Кению, где восточнее озера Рудольфа они представлены обширными, но недостаточно хорошо изученными покровами базальтов и базанитов. Однако в Кении, Уганде и северной части Танзании базальты пользуются гораздо меньшим распространением. Анализ последовательности формирования вулканитов, их распределения и связи с тектоникой посвящены опубликованные в последние годы работы Райта [46, 47], Бейкера [7], Уильямса [44], Кинга [28, 29] и Бейкера и Воленберга [8]. В табл. 1, заимствованной у Бейкера [7], сведены в достаточно удобной форме самые общие данные о наиболее важных эпизодах магматической активности. Они хорошо согласуются с более детальными разрезами, опубликованными другими исследователями и самим Бейкером, но автор данного очерка взял на себя смелость и опустил в

Обобщенный разрез вулканических образований Кенийской рифтовой долины

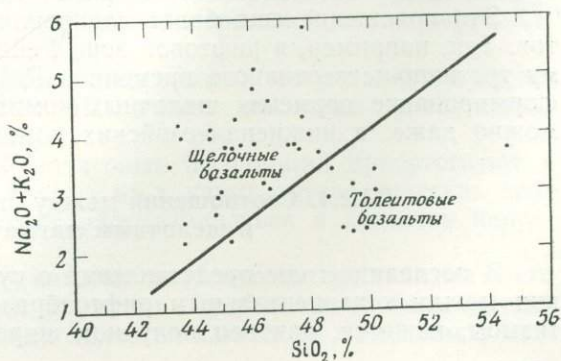
	Последовательность проявлений вулканической деятельности	Тектонические события
Современные и плейстоцен	<ul style="list-style-type: none"> Мелкие базальтовые конусы Штоки комендитов и риолитов Образование кальдер в пределах рифта, сопровождающееся фонолит-трахитовым вулканизмом Формирование вулканов Кения и Килиманджаро 	<p>Возобновление незначительных смещений на дне рифтовой долины</p> <p>Образование сети разломов, обусловивших проседание и дробление дна рифтовой долины</p> <p>Образование грабенообразных структур — ранняя стадия формирования сети разломов на дне рифта</p>
Плиоцен	<ul style="list-style-type: none"> ИГНИМБРИТЫ ТРАХИТОВ. ПОКРОВЫ ТРАХИТОВ НА ДНЕ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ Базальты и базаниты на дне рифтовой долины Извержения нефелинит-трахитовых пирокластов из вулканов, расположенных на дне рифта 	<p>Флексуроподобное прогибание дна рифтовой долины, особенно в ее северной части</p> <p>Воздымание плечей рифта</p>
Верхний и средний миоцен	<ul style="list-style-type: none"> ИНТЕНСИВНЫЕ ТРЕЩИННЫЕ ИЗЛИЯНИЯ ФОНОЛИТОВ НА ОБШИРНОЙ ПЛОЩАДИ Извержение щелочных базальтов и их туфов из большого числа мелких центров ИЗВЕРЖЕНИЕ НЕФЕЛИНИТОВ, МЕЛИЛИТИТОВ, ВНЕДРЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ В РАЙОНЕ ЗАЛИВА КАВИРОНДО 	<p>Заложение главных разломов на западном фланге рифта. Образование отдельных разломов на восточном фланге рифта.</p> <p>Моноклиальное флексуроподобное проседание дна рифтовой долины</p> <p>Слабое прогибание дна рифтовой долины</p> <p>Сводовобразование на западе центральной Кении</p> <p>Формирование миоценовых осадков. Стабильный период — образование предмиоценовой эрозионной поверхности</p>

терминологии местные названия. Данные, приведенные в табл. 1, в основном относятся к Кении; район Кавирондо, где проявилась самая ранняя нефелинит-карбонатитовая активность, представляет собой лишь южное окончание цепи нефелинитовых вулканов, протягивающихся через Элгон и Напак в восточную Уганду. Эти данные соответствуют начальным проявлениям вулканизма в области сводового поднятия коры, в пределах которого позднее к востоку от вулканов началось рифтообразование. В небольшом объеме нефелинитовая активность наблюдалась вдоль линии проторифта, но соответствующей активности к востоку от рифта не зафиксировано [46], так что проявления нефелинитового вулканизма расположены асимметрично к западу от оси рифта. Особого изучения в этой связи заслуживает то обстоятельство, что западная окраина рифта является зоной интенсивного дробления, тогда как восточная представляет собой в основном моноклиальную флексуру. Ясно, что асимметричное размещение магматизма находится в непосредственной связи с тектоническими особенностями рифтовой зоны (фиг. 5).

Воздымание осевой области рифта продолжалось и завершилось формированием фонолитовых покровов. Одновременно с фонолитами или непосредственно вслед за ними произошло заложение разломов главной рифтовой зоны вдоль осевой линии образовавшегося свода. В участках обрушения возникли вулканы центрального типа, но следующим магматическим событием регионального масштаба было образование покровов трахитовых лав и мощных пепловых толщ. Как и более ранние фонолиты, лавовые поля трахитов выходят за пределы рифтовой зоны; вслед за их излиянием вновь произошло проседание, завершившееся образованием ныне существующего центрального грабена. В зоне главного рифта с плейстоцена до наших дней магматическая активность была сосредоточена в кальдерах среди трахитов и из вулканов центрального типа извергались базальты или ультращелочные риолиты. Но далее на юг, в северной Танзании, где грабен начинает терять свою отчетливо выраженную форму, для современных вулканов (например, Ол-Доиньо-Ленгаи и Меру) характерными продуктами извержений являются фонолиты, нефелиниты и карбонатиты. Некоторые вулканы северной Танзании сильно эродированы, и, хотя они, по-видимому, возникали после образования рифта, все же очевидно, что нефелинитовая активность в этом секторе рифта была устойчивой в течение длительного периода. Субвулканические карбонатит-иолитовые комплексы типа Ол-Доиньо-Дили могут иметь миоценовый или даже меловой возраст [35].

Западный рифт хорошо известен эксплозивными извержениями обогащенных калием вулканитов в окрестностях восточной и южной окраин горста Рувензори, начиная с плейстоцена и до наших дней (II.5). Далее к югу, в Бирунге, севернее озера Киву, известен целый ряд действовавших в плейстоцене вулканов самого разного типа; примерами могут служить весьма активный вулкан Ньямалагира (лейцит-базанитовый) и вулкан Ньирагонго (нефелинитовый), удаленные друг от друга лишь на 15 км.

Еще более необычна ассоциация пород вулканического поля, расположенного южнее озера Киву, где, по данным Холмса [22], толеиты встречаются совместно с щелочными базальтами, трахитами и не совсем обычными, обогащенными калием риолитами. Из тридцати восьми анализов базальтов, опубликованных Денайером и Шелликом [14] и нанесенных на диаграмму (фиг. 4), десять анализов попадают в поле толеитов, границы которого нанесены в соответствии с данными Макдоналда и Кацуры [31]. Необходимы более детальные исследования последовательности формирования и возраста этих вулканитов, так как это достаточно редкий пример толеитов в континентальной части Восточно-Африканских третичных рифтов.



Фиг. 4. Диаграмма щелочи—кремнезем для базальтов провинции южного Киву [14].

Линия раздела щелочных и толеитовых базальтов проведена по данным Макдоналда и Кацуры [31].

Таттлом и Гиттинсом [43] приведено описание пяти карбонатитовых комплексов Западного рифта: Бингу, Луэш, Кавези (Заир), Каронге (Урунди) и Сангу (Танзания), которые, по-видимому, являются глубинными телами, формирование которых предшествовало третичному рифтообразованию.

Далее к югу в районе Мбей (Танзания) Западный рифт присоединяется к Восточному рифту. В месте их сочленения наблюдается значительная концентрация карбонатитов и щелочных интрузий, имеющих возраст от докембрия до мела [1, 43]. С плиоцена и до настоящего времени этот район был самым южным проявлением вулканизма в пределах третичных рифтов [20]. Сформировавшиеся в этот период вулканы Рунгве представлены ассоциацией щелочных базальтов, трахитов и фонолитов с резко подчиненным количеством нефелинитов. В связи с аномально большим объемом кислых лав Харкин был вынужден прийти к заключению, что фракционная кристаллизация исходной основной магмы не может считаться приемлемым механизмом петрогенеза в пределах этой провинции. Он допускает контаминацию на глубине родоначальной щелочно-базальтовой магмы сиенитовым и карбонатитовым материалом.

К югу от пересечения линия Восточного рифта продолжается в виде рифта Луангва — средняя Замбези в Замбии, тогда как на продолжении линии Западного рифта располагается рифт озера Малави (Ньяса) в Малави. Эти южные рифты образовались практически полностью во время посткарруских деформаций (верхняя юра — нижний мел), испытав лишь незначительное подновление в период от третичного до настоящего времени. Мезозойское рифтообразование сопровождалось формированием интрузивных и субвулканических комплексов. Наиболее полно они представлены в щелочной провинции Чилва на юге Малави [15, 18, 11]. Кроме классических ийолит-карбонатитовых некков, здесь присутствуют несколько более древние плутоны сиенитов, граносиенитов и нефелиновых сиенитов, которые представляют собой глубинные аналоги крупных трахитовых вулканов северных ветвей третичных рифтовых зон. Какими бы ни были соотношения между рифтообразованием и щелочным магматизмом, пример провинции Чилва, несомненно, свидетельствует о том, что связь между ними *не случайна* и постоянно проявляется в различные периоды и в разных местах. Действительно, дотретичные щелочные комплексы в северных участках рифтов указывают на то, что этот процесс повторялся в разные периоды в пределах одного и того же региона. Повторяющаяся активность подобного типа подчеркивает необходимость в создании универсальной петрогенетической гипотезы, которая могла бы исключить такие процессы, как ассимиляция и смешение магм. Необычные или уникальные термальные явления также должны быть исключены из рассмотрения как не отвечающие наблюдаемым соотношениям.

Это положение еще более подкрепляется примерами других рифтов. Так, например, в рифтовой зоне Рейн—Осло щелочному магматизму третично-четвертичного времени в Рейнском рифте предшествовало формирование пермских щелочных комплексов грабена Осло, а возможно даже, и нижнепалеозойских комплексов, таких, как Фён.

III.2.4. Соотношения между рифтообразованием и щелочным магматизмом

В последние годы представления о существовании четкой корреляции между континентальным рифтообразованием и щелочным магматизмом, кажется, наконец получили широкое признание, и можно по-

лагать, что эти два явления представляют собой следствие одного и того же глобального процесса. Но прежде чем приступить к рассмотрению возможных путей развития этого процесса, следует вначале изложить необходимые положения [2]:

1. Обычно рифты представляют собой нарушения в зонах перегиба сводовых поднятий земной коры, принадлежащих к числу крупнейших тектонических элементов Земли.

2. Эти поднятия возникают в процессе восходящего перемещения определенных участков земной коры по отношению к окружающим обширным областям впадин, а не являются остаточными областями, сохранившимися на месте в процессе проседания окружающих областей.

3. Подъем происходил стадийно, что отчетливо устанавливается по положению эрозионных поверхностей, обнаруживающих увеличивающееся вертикальное перемещение по мере приближения к плечам рифта.

4. Сохранность серий приподнятых эрозионных поверхностей находится в зависимости от структурной компетентности коры.

5. По-видимому, магматизм чаще всего наиболее интенсивен в участках наибольшего воздымания, особенно в таких кульминационных пунктах, как места пересечения рифтов.

В ранее опубликованной работе автора [2] указывалось, что третичные рифтовые зоны, начиная с юры, неоднократно приподнимались, а затем пенепленизировались. Этот механизм мог осуществляться только при условии, если к концу каждого эрозионного цикла достигалось примерное изостатическое равновесие. Чтобы компенсировать действие эрозии и обеспечить следующий подъем, на глубине должен добавляться менее плотный материал. Современные гравиметрические профили через Восточную Африку [42] показали необходимость создания модели с дефицитом массы в верхней мантии под рифтами и примыкающими к ним плато. Постоянное воздымание этих регионов требует, чтобы к верхним слоям мантии непрерывно добавлялся более легкий материал. Простого термального расширения верхней мантии [21, 19] недостаточно, так как в этом случае приподнятые участки должны были проседать, как только тепло оказалось бы растроченным.

Поскольку речь зашла о магматизме, то необходимо заострить внимание на следующих моментах:

1. Хотя щелочные базальты и являются характерным членом ассоциаций рифтовых зон, в составе последних присутствует значительное число кислых лав даже в преимущественно базальтовых провинциях, таких, как Эфиопия. В некоторых провинциях, например в провинции Чилва, базальтовые породы составляют очень небольшую долю среди других пород.

2. В определенные периоды происходило образование огромных объемов трахитовых и фонолитовых магм. По расчетам Кинга [29], объем вулканитов трахитового состава в центральной части рифта Кении превышает 300 тыс. км³.

3. Весьма характерной особенностью кислых магм является их исключительно высокая щелочность. Щелочным массивам свойственны ореолы щелочных метасоматитов.

4. Породы нефелинит-карбонатитовых ассоциаций присутствуют в масштабах, не имеющих себе равных ни в каких других участках земной коры. Эта ассоциация может рассматриваться в качестве непреходящей для рифтовых зон.

5. По-видимому, наиболее важная особенность вулканизма — его крайне взрывной, кластический характер. *Необычное обогащение летучими компонентами* и щелочами является ключевым моментом в маг-

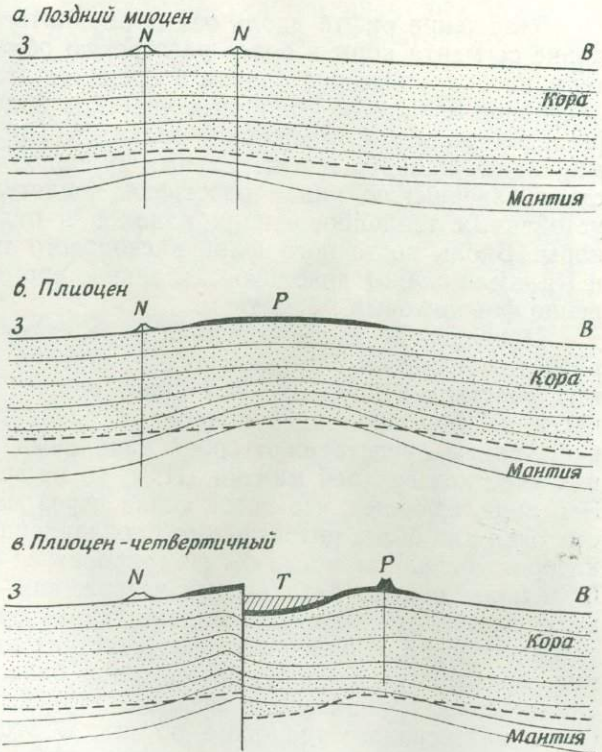
матизме рифтов. Летучие не могут представлять собой повторно вовлеченный в процесс материал океанического или континентального происхождения; их источником должна служить главным образом мантия.

Начнем с рассмотрения магматизма. Он характеризуется присутствием значительных количеств такого материала, который обычно называют «низкотемпературными» или «остаточными» флюидами, — кислых магм, обогащенных летучими. И действительно, лавы Восточно-Африканского рифта использовались Боуэном [12] в качестве первого примера петрогенетической остаточной системы (нефелин — кальсилит — кварц). Боуэн вполне определенно считал, что риолиты, трахиты и фанолиты рифтовых зон представляют собой остаток фракционной кристаллизации базальтовых магм (см., однако, [32]). Это представление было поставлено под сомнение [2, 6] на том основании, что при таком объеме кислых лав на глубине должны присутствовать колоссальные количества базальтовых магм; альтернативной гипотезой явилось допущение селективного плавления вещества базальтового состава. В свою очередь считается, что базальтовая магма является продуктом частичного плавления материала перидотитового состава при еще более высокой температуре. Вряд ли логично допускать генерирование огромных количеств не обнаруживающей себя базальтовой магмы лишь для того, чтобы объяснить образование наблюдаемого низкотемпературного остатка. Ознакомимся с гипотезой селективного плавления в свете наблюдаемого магматизма, а затем рассмотрим, как она может быть связана с возможным механизмом воздымания и рифтообразования.

III.2.5. Селективное плавление

Общие представления об условиях плавления в недрах Земли изложены в разделе этой книги, где рассматриваются анатектические процессы (VI.1a, 1б). Наблюдая современный магматизм рифтовых зон, мы являемся свидетелями процессов плавления, протекающих в верхней мантии и на нижних уровнях коры.

Ясно, что если обратить внимание на региональные или общие закономерности размещения продуктов магматизма, то удастся подметить две особенности. Во-первых, некоторые типы магм оказываются крайне характерными для рифтовых зон (например, карбонатитовая). Во-вторых, некоторые частные типы магм генерируются в огромных объемах в региональном масштабе, являясь продуктами извержений либо больших групп вулканов центрального типа (например, цепь крупных нефелинитовых вулканов в восточной Уганде), либо трещинных излияний покровного типа. Последний случай — формирование обширных покровов — играет наиболее важную роль в обосновании гипотезы селективного плавления, так как если продукты извержения вулканов центрального типа могут быть объяснены процессами дифференциации в расположенных ниже локальных магматических камерах, то *в случае покровных извержений образование магм постоянного состава в пределах огромных регионов* подобными процессами объяснить невозможно. На основании этого делается вывод, что региональные покровы щелочных базальтов (в Эфиопии), трахитов и фанолитов (в Кении) являются продуктами плавления, охватывавшего значительные участки мантии и глубоких горизонтов коры. Региональные масштабы образования магм необычного состава, таких, как нефелиниты (восточная Уганда и северная Танзания), также могут быть обусловлены только общими, охватывающими значительные площади процессами. В ходе цикла регионального плавления могут возникать индивидуализированные вулканы центрального типа со своими собственными про-



Фиг. 5. Схематический поперечный разрез через Уганда-Кенийский сектор Восточно-Африканского рифта [7].

Показаны три фазы регионального магматизма, связанные со сводо- и рифтообразованием и прогрессивным подъемом геоизотерм.

а — ранняя нефелин-карбонатитовая фаза (N). Подъем изотерм в верхней мантии способствует началу плавления; б — основной этап воздымания Кенийского свода. Подъем изотерм в верхней мантии и нижних частях коры приводит к частичному плавлению в обширных зонах и формированию фонолитовых покровов (P); в — опускание рифтовых зон, сопровождающееся дальнейшим подъемом изотерм в этом секторе земной коры. Частичное плавление в обширных зонах и регионально проявленный трахитовый (Т) магматизм вдоль рифта. На восточном плече рифта — остаточная сводовая структура с фонолитовым вулканизмом центрального типа (например, гора Кения).

дуктами извержений; они представляют собой локальные «горячие точки», образовавшиеся на фоне общего подъема геоизотерм.

Считая, что региональные извержения являются результатом плавления в пределах обширных зон, в центральной части Восточно-Африканского рифта можно выделить три важнейших этапа магматической деятельности. Они приведены в табл. 1 и коррелируются с главнейшими тектоническими фазами. Эти этапы следующие:

1. Региональное извержение нефелинитов (восточная Уганда; начальная фаза воздымания).

2. Формирование фонолитовых покровов (Кения; главная фаза сводообразования).

3. Формирование трахитовых покровов (Кения; главная фаза рифтообразования).

Эти явления могут быть связаны с прогрессивным нагревом мантии и глубинных зон земной коры или с постепенным подъемом геоизотерм под рифтовыми зонами. Образование ранних нефелинитовых вулканитов может быть связано с началом плавления вещества верхней мантии (II.3) как следствие только что начавшегося процесса нагревания под приподнятой рифтовой зоной (фиг. 5). Последовавший вслед за этим более локально проявленный базальтовый вулканизм совпадал с отдельными сильнее прогретыми зонами, в пределах которых происходило наиболее интенсивное плавление в мантии. По истечении некоторого времени разогрев стал воздействовать не только на вещество верхней мантии, но и на нижние участки земной коры, в которых условия были такими, что ранними продуктами плавления оказались фонолиты; решающий подъем кенийского свода завершился изливанием на огромной площади фонолитовых лав.

Заложение рифта вдоль оси приподнятого региона означает проседание сегмента коры в более разогретую область. Перемещение геоизотерм на более высокие уровни в пределах этого сегмента вызывает селективное плавление обширных участков более высоких горизонтов коры и региональное извержение трахитов. Последующее локальное формирование кальдер и центральных вулканов в рифтовой зоне, соответствуя завершению цикла разогрева, свидетельствует о существовании устойчивых теплопроводящих каналов в отдельных участках земной коры. Вдоль восточного фланга сводового поднятия (вулканы Кения и Килиманджаро) довольно длительное время проявлялся преимущественно фанолитовый магматизм.

Приведенное выше описание дает схематическое представление о развитии процесса регионального плавления в направлении от мантийных участков к коровым. Возникает вопрос, почему в ходе этого процесса не формировались покровные базальты. Но если принять, что нефелиниты представляют собой начальный продукт плавления глубоких участков верхней мантии (II.3), то не возникает никаких проблем. Это лишь означает, что поток тепла через мантию в целом был не достаточен для более интенсивного расплавления вещества мантии, в ходе которого базальты могли бы генерироваться в региональном масштабе. Отдельные центры базальтовых извержений, таким образом, соответствуют локальным участкам мантии, характеризующимся повышенными температурами. В более северных участках рифта, на территории Эфиопии, появляются покровы базанитов и базальтов, и мы оказываемся свидетелями грандиозного эффекта воздействия на вещество мантии более интенсивного теплового потока. В этой ситуации низкотемпературные продукты плавления встречаются в меньших объемах по сравнению с базальтами. Но, кроме того, значительная потеря тепла в ходе извержения огромных масс базальтов может так нарушить процесс разогрева, что поступающего тепла окажется недостаточно для регионального расплавления глубинных зон коры.

Наконец, следует подчеркнуть, что нефелиниты и карбонатиты в этих сериях пород могут появляться последними, на стадии снижающегося разогрева. Современная вулканическая активность в северной Танзании и заключительные стадии деятельности вулкана Килиманджаро, по-видимому, соответствуют этому случаю. Нефелиниты и (или) карбонатиты могут встречаться и самостоятельно, как это имеет место в провинции Руфунго, Замбия [3], где цикл разогрева пошел на убыль сразу после начального плавления и извержения мантийного вещества. Кроме того, кимберлит-карбонатитовые ассоциации нерифтовых областей должны, по-видимому, соответствовать недоразвитым циклам, ограничивавшимся лишь извержением вместе с газовой фазой твердого мантийного материала.

III.2.6. Процессы сводообразования и разогрева

О наличии зон разогревания под континентальными сводами убедительно свидетельствует магматизм; основной вопрос: как эти два процесса, воздымание и разогрев, связаны между собой?

В процессе недавнего обсуждения проблем базальтового магматизма Восточно-Африканского рифта Харрис [21] предположил, что вулканизм и воздымание являются отражением термального состояния подстилающей мантии. Другими словами, разогрев мантии вызывает расширение, а следовательно, и подъем перекрывающей коры, сопровождающийся вулканизмом. Сходный механизм был предложен также Гассом [19]. Трудно увязать все особенности, присущие щелочному

магматизму и рифтовой тектонике со столь простой схемой. Более того, лишённые вулканических проявлений участки рифтовых структур, подобные озеру Танганьика, не находят себе места в этой схеме. Но, по-видимому, в наибольшем противоречии с моделью термального расширения находятся следующие факты: 1) продолжительное существование рифтов и щелочного магматизма начиная с мела (а возможно, с докембрия); 2) прекращение подъема и даже проседание при ослаблении теплового потока; 3) источник тепла и его повторяющееся возращение в пределах протяженных узких зон. Харрис, видимо, предполагает существование направленных кверху конвекционных токов в мантии в качестве основной движущей силы, но этот механизм не в состоянии осуществлять продолжительное раздвигание коры, и необходима более сложная система мелких конвекционных ячеек. На основании данных гравиметрических исследований Саурбуттс [42] пришел к выводу, что одна лишь конвекция в мантии не может обеспечить разогрев, и вслед за автором данного очерка [4] привлекает для этого тепло, приносимое в рифтовые зоны летучими компонентами.

Несколько лет назад автор [2] принял не пользовавшуюся тогда популярностью гипотезу о том, что размещение впадин и сводовых поднятий на Африканском континенте может быть реакцией анизотропной жесткой плиты на радиальные силы сжатия, возникающие в окружающем Африку поясе срединно-океанических хребтов. В настоящее время все главные черты строения Земли объясняются с позиций тектоники жестких плит [38, 30, 26]. До сих пор на деформации внутри крупных жестких плит обращалось мало внимания, но уже было высказано предположение, что Маскаренский хребет в Тихом океане образовался в результате сжатия, вызванного существованием на его продолжении к северу хребта, возникшего в процессе растяжения. Восточно-Африканский рифт может представлять собой аналогичную структуру, продолжающуюся, как это можно видеть, в зону растяжения Аденского залива. В любом случае, если принять, что сводообразование представляет собой в основном результат чисто механического воздействия сил на жесткую плиту, нет нужды допускать существование под рифтами конвекционных ячеек. Если сводовое поднятие возникает в пределах достаточно жесткой плиты, при спаде давления в подстилающей зоне может происходить селективное плавление. Кроме того, летучие из прилегающих участков мантий будут устремляться в зону с меньшим давлением, привнося с собой добавочное тепло и снижая в ней температуру плавления пород [4]. При дальнейшей разработке этой гипотезы [5] было отмечено, что начальное коробление и растрескивание литосферы — это все, что необходимо для приведения в действие процесса воздымания, рифтообразования и щелочного магматизма. Однажды возникшая зона коробления и растрескивания в дальнейшем продолжает развиваться самопроизвольно, действуя как отводной канал для тепла и летучих из подстилающей мантии. Кроме тепла, летучие компоненты переносят с собой подвижные элементы, особенно щелочи, и в благоприятных условиях в мантии могут образовываться флогопит, амфибол и карбонаты. Эти менее плотные минералы могут обуславливать расширение и подъем, а также служить исходным материалом для последующего щелочного магматизма. Такой механизм хорошо согласуется с обилием обогащенных летучими щелочных магм, столь характерных для рифтовых зон. Он объясняет прерывистый характер подъема рифтовых зон локальным влиянием крупных тектонических эпизодов, происходящих на границах жестких плит.

Еще одно преимущество этой модели заключается в том, что тип магматизма и его интенсивность определяются взаимодействием не-

скольких факторов, главными из которых являются термальное состояние мантии и коры до начала подъема, состав и количество летучих компонентов, а также скорость и способ их отделения. Участки рифта, где магматизм проявлен слабо или совершенно отсутствует, могут соответствовать областям с исключительно низким тепловым потоком в период, предшествовавший подъему; при таких отправных условиях плавление за счет спада давления может оказаться невозможным; приток летучих также не способен вызвать плавление, но может привести к разогреву и проявлению метасоматических процессов с участием легких элементов в подстилающей мантии, что способствует расширению и удовлетворяет соответствующим требованиям к плотности.

Вариации состава летучих и уровня их отделения из мантии могут объяснить некоторую изменчивость продуктов щелочного магматизма рифтовых зон. Например, необычный калиевый магматизм вокруг сильно приподнятого горста Рувензори в юго-западной Уганде может быть прямым следствием особых соотношений между корой и мантией в этом секторе рифта.

Скорость и способность отделения летучих могут оказывать влияние на особенности проявления и, возможно, на характер магматизма. Высвобождение летучих через относительно небольшое число «открытых» каналов благоприятствует зарождению вулканов центрального типа, возможно, с более высокотемпературными магмами, генерируемыми в сравнительно небольшом объеме. Потоки летучих, диффундирующих через значительные по площади территории, вызывают покровные извержения.

По-видимому, наиболее важной особенностью этой гипотезы является то, что она дает своеобразное разрешение проблемы, являющейся основополагающей для любого магматизма, — причины концентрации тепла, необходимого для плавления. Коробление и дробление, сопровождаемые падением давления, ведут к дегазации подстилающих участков мантии по зонам, являющимся путями миграции летучих. Тепло и щелочи, привносимые летучими, концентрируются вдоль этих зон, и их совместное воздействие может привести в действие цикл щелочно-магматизма в мантии и глубинных зонах коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bailey D. K.*, The mid-Zambezi — Luangwa rift and related carbonative activity, *Geol. Mag.*, **98**, 277—284, 1961.
2. *Bailey D. K.*, Crustal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism, *Jour. Geophys. Res.*, **69**, 1103—1111, 1964.
3. *Bailey D. K.*, Carbonatite volcanoes and shallow intrusions in Zambia, in *The Carbonatites*, eds., *Tuttle O. F., Gittins J.*, John Wiley and Sons, New York, 1966.
4. *Bailey D. K.*, Volatile flux, heat focussing and the generation of magma, *Geol. J. Spec. Iss.*, **2**, 177—186, 1970.
5. *Bailey D. K.*, Uplift, rifting and magmatism in continental plates, *Leeds Univ. J. Earth Sci.*, 1972.
6. *Bailey D. K., Schairer J. F.*, The system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ at 1 atm., and the petrogenesis of alkaline rocks, *J. Petrology*, **7**, 114—170, 1966.
7. *Baker B. H.*, The rift system in Kenya (Pt. 1, 82—84) and An outline of the geology of the Kenya rift valley (Pt. II, 1—19), UNESCO Seminar, East African Rift Systems, University College, Nairobi, 1965.
8. *Baker B., Wohlenberg J.*, Structure and evolution of the Kenya Rift Valley, *Nature*, **229**, 538—542, 1971.
9. *Black R., Girod M.*, Contrôle structural du volcanisme ancien et récent dans les régions du Hoggar, Air, Nigeria et Cameroun, *Proc. Geol. Soc. Lond.*, **1644**, 263—266, 1968.
10. *Black R., Girod M.*, Late Paleozoic to Recent activity in West Africa and its relationship to Basement structure, in *African Magmatism and Tectonics*, eds., *T. N. Clifford*, and *I. G. Gass*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 185—210, 1970.

11. *Bloomfield K.*, The geology of the Zomba area, *Bull. geol. Surv. Malawi*, **16**, 193, 1965.
12. *Bowen N. L.*, Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology, *Am. J. Sci.*, **33**, 1—21, 1937.
13. *Cook K. L.*, Active rift system in the Basin and Range Province, *Tectonophysics*, **8**, 469—511, 1969.
14. *Denaeyer M. E., Schellinck F.*, Recueil d'analyses des laves du fossé tectonique de l'Afrique Centrale, *Annales Mus. Roy. l'Afrique Centrale*, **49**, 1965.
15. *Dixey F., Campbell Smith W., Bissett C. B.*, The Chiwa Series of southern Nyasaland, *Bull. geol. Surv. Nyasaland*, **5**, 2nd edn. revd., 1955.
16. *Eardley A. J.*, Structural geology of North America, 2nd ed., Harper and Row, New York, 1961.
17. *Florensov N. A.*, Rifts of the Baikal mountain region, *Tectonophysics*, **8**, 443—456, 1969.
18. *Garson M. S.*, Carbonatites in southern Malawi, *Bull. geol. Surv. Malawi*, **15**, 1965.
19. *Gass I. G.*, Tectonic and magmatic evolution of the Abro-Arabian dome, in *African Magmatism and Tectonics*, eds., *T. N. Clifford and I. G. Gass*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 285—300, 1970.
20. *Harkin D. A.*, The Rungwe volcanics at the northern end of Lake Nyasa, *Mem. geol. Surv. Tanganyika*, **2**, 1960.
21. *Harris P. G.*, Basalt type and rift valley tectonism, *Tectonophysics*, **8**, 427—436, 1969.
22. *Holmes A.*, Basaltic lavas of S. Kivu, Belgian Congo, *Geol. Mag.*, **77**, 89—101, 1940.
23. *Illies J. H.*, An intercontinental belt of the world rift system, *Tectonophysics*, **8**, 5—29, 1969.
24. *Innes M. J. S.*, Gravity and isostasy in N. Ontario and Manitoba, *Publ. Dom. Obs. Ottawa*, **21**, 263—338, 1960.
25. *Innes M. J. S., Goodacre A. K., Weber J. R., McConnell R. K.*, Structural implications of the gravity field in Hudson Bay and vicinity, *Can. J. Earth Sci.*, **4**, 1—17, 1967.
26. *Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.*, Seismology and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, **73**, 5855—5900, 1968.
27. *Kanesevich E. R., Clowes R. M., McCloughlan C. H.*, A buried Precambrian rift in Western Canada, *Tectonophysics*, **8**, 513—528, 1969.
28. *King B. C.*, Volcanism in eastern Africa and its structural setting, *Proc. geol. Soc. Lond.*, **1629**, 16—19, 1965.
29. *King B. C.*, Volcanicity and rift-tectonics in East Africa, in *African Magmatism and Tectonics*, eds., *T. N. Clifford and I. G. Gass*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 263—283, 1970.
30. *Le Pichon P. X.*, Sea-floor spreading and continental drift, *J. Geophys. Rec.*, **73**, 3661—3697, 1968.
31. *Macdonald G. A., Katsura T.*, Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrology*, **5**, 82—133, 1964.
32. *Macdonald R., Bailey D. K., Sutherland D. S.*, Oversaturated paralkaline glassy trachytes from Kenya, *J. Petrology*, **11**, 507—517, 1970.
33. *McBirney R., Gass I. G.*, Relations of oceanic volcanic rocks, to mid-oceanic rises and heat flow, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **2**, 265—276, 1967.
34. *McConnell R. B.*, Fundamental fault zones in the Guiana and West African Shields in relation to presumed axes of Atlantic spreading, *Bull. geol. Soc. Am.*, **80**, 1175—1182, 1969.
35. *McKie D.*, Fenitization, in *The Carbonatites*, eds. *O. F. Tuttle and J. Gittins*, John Wiley and Sons, New York, 261—294, 1966.
36. *Mohr P. A.*, The Ethiopian Cainozoic lavas, *Bull. geophys. Obs. Addis Abada*, **3**, 103—144, 1963.
37. *Mohr P. A.*, Re-classification of the Ethiopian Cainozoic volcanic succession, *Nature*, **208**, 177—178, 1965.
38. *Morgan W. J.*, Rises, trenches, great faults and crustal blocks, *J. Geophys. Res.*, **73**, 1959—1982, 1968.
39. *Morgan W. J.*, Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, **230**, 42—43, 1971.
40. *Oliver J., Sykes L., Isacks B.*, Seismology and the new global tectonics, *Tectonophysics*, **7**, 527—541, 1969.
41. *Sørensen H.*, Internal structures and geological setting of the three agpaite intrusions — Khibina and Lovozero of the Kola peninsula and Ilimaussaq, South Greenland, *Can. Miner.*, **10**, 299—334, 1970.
42. *Sowerbutts W. T. C.*, Crustal structure of the East Africa plateau, and rift valley from gravity measurements, *Nature*, **223**, 143—146, 1969.
43. *Tuttle O. F., Gittins J.*, *The Carbonatites*, John Wiley and Sons, New York, 1966.

44. *Williams L. A. J.*, Petrology of the volcanic rocks associated with the rift system in Kenya, UNESCO Seminar, East African Rift System, University College, Nairobi, Pt. II, 33—39, 1965.
45. *Wilson J. Tuzo*, Rift valleys and continental drift, Trans. Leicester Lit. Phil. Soc., 61, 22—35, 1967.
46. *Wright J. B.*, A note on possible differentiation trends in Tertiary to Recent lavas of Kenya, Geol. Mag., 100, 164—180, 1963.
47. *Wright J. B.*, Petrographic sub-provinces in the Tertiary to Recent volcanics of Kenya, Geol. Mag., 102, 541—577, 1965.

III.3. ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЮЖНОЙ АФРИКИ

М. Матиас

III.3.1. Введение

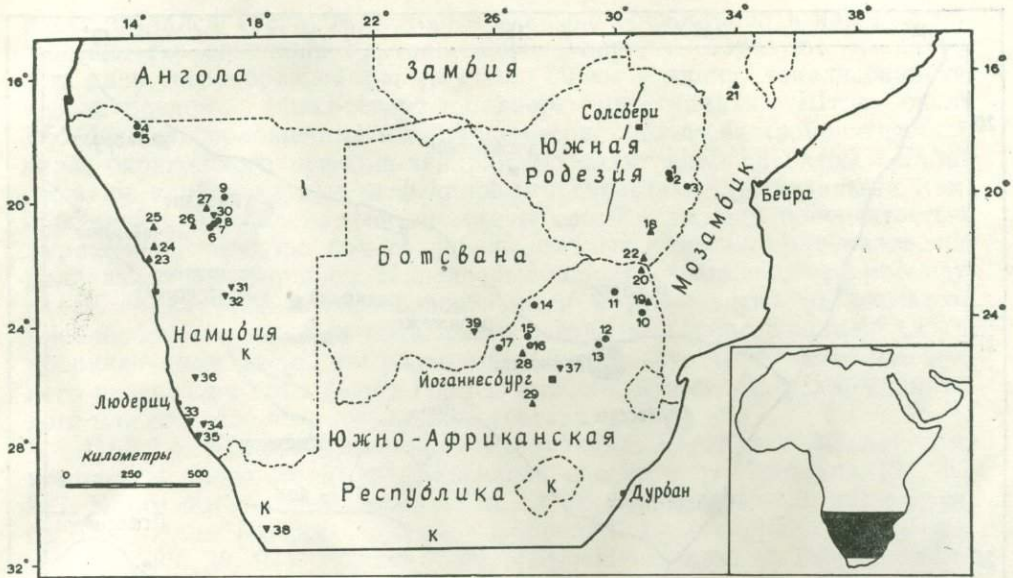
Район, описанный в этой части работы, включает Намибию, Южную Родезию, Южно-Африканскую Республику и Ботсвану. Его северная граница проходит приблизительно по рекам Кунене и Замбези, исключая, однако, на востоке Мозамбик. Более северные районы не включены в данный обзор отчасти из-за лимитирования его объема, а также вследствие того, что щелочные породы этих районов, ассоциирующиеся с карбонатитами, были описаны в превосходной сводке Кинга и Сатерленда [42].

Подразделение описываемых комплексов произведено на основе ассоциаций слагающих их пород, затем они расчленены в соответствии с их местонахождением. Некоторые комплексы имеют промежуточные характеристики, и отнесение их к той или иной группе является субъективным. Последующие работы могут показать необходимость некоторой перегруппировки.

III.3.2. Карбонатитовые комплексы

III.3.2.1. Общая характеристика. Эти образования были хорошо освещены в недавних публикациях, и мы отсылаем читателя к замечательным общим сводкам Таттла и Гиттинса [89], Хейнриха [29], а также Вервурда [96]. В связи с этим здесь будет достаточно охарактеризовать главные черты и прокомментировать примечательные особенности этих комплексов. Повсюду в Южной Африке карбонатитосодержащие ультращелочные комплексы являются типично субвулканическими. Менее эродированные комплексы Гудини в Трансваале и Озонгомбо в Намибии представляют исключения: первый из них вулканический, а второй промежуточный между вулканическим и субвулканическим [95, 96].

На территории Южно-Африканской Республики выходы щелочных пород и кимберлитов очень редко пространственно совмещены, если не считать района месторождения алмазов Премьер в Трансваале. Главные комплексы кимберлитов и мелилитовых базальтов расположены: а) близ Гибсона в Намибии (25°10' ю. ш., 17°50' в. д.); б) в Намакваленде;



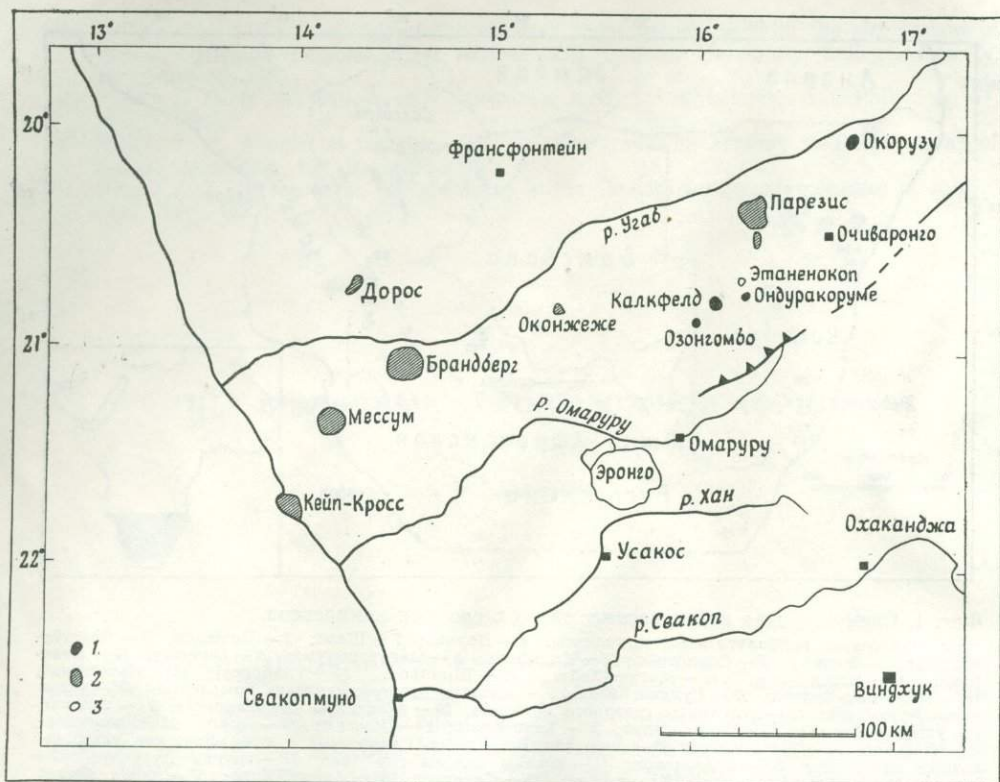
Фиг. 1. Схематическая карта расположения щелочных комплексов.

Ультращелочные карбонатитовые комплексы: 1 — Дорова; 2 — Шава; 3 — Чишания; 4 — Свартбург-исдриф; 5 — Элембе; 6 — Озонгомбо; 7 — Калкфелд; 8 — Ондракоруме; 9 — Окорузу; 10 — Палабора; 11 — Шил-Элим; 12 — Магнет-Хейтс; 13 — Шпицкоп; 14 — Гленовер; 15 — Нунтгедахт; 16 — Твиривьер-Булоек; 17 — Гудини. Кислые — основные ультращелочные комплексы: 18 — вулканиты Лоуа-Саби; 19 — вулканиты северного Лебомбо; 20 — вулканиты Зоутпансберг; 21 — вулканиты ущелья Лупата; 22 — Марангудзи; 23 — Кейп-Кросс; 24 — Мессум; 25 — Дорос; 26 — Оконжеже; 27 — Парезис; 28 — Пилансберг; 29 — интрузии Вредефорт. Смешанные и специфические ультращелочные комплексы: 30 — Этаненокоп; 31 — южные склоны гор Аवास; 32 — группа Дуручаус; 33 — группа Гранитберг; 34 — горы Клингхардт; 35 — Сварткоп; 36 — Аवासиб-Хилс; 37 — линия Франспурт; 38 — Биттерфонтейн; 39 — Семарул-Хилс; К — выходы кимберлитов.

в) на севере Капской провинции; г) в Оранжевой Республике и д) в Лесото. Все эти выходы значительно удалены от щелочных комплексов. В то же время обе группы приурочены к консолидированным районам или к районам с проявленной вертикальной тектоникой (фиг. 1).

Для карбонатитовых комплексов весьма характерна фенитизация; детальные общие и сравнительные описания этого процесса опубликованы Вервурдом [95, 96] и Мак-Ки [50]. В комплексах, не содержащих карбонатов, фенитизация проявлена редко. Примерами таких образований могут служить: комплекс Мессум в Дамараленде, Намибия, где проявлена фенитизация и кислых и основных пород [53]; фойзиты Гранитберг к югу от Людершца в Намибии [38, 39]; сиениты Семарул-Хилс в Ботсване [41, 42] и выходы умпекитов в Намакваленде [35].

III.3.2.2. Южная Родезия. Три комплекса: Шава, Дорова и Чишания, возможно, являются разновозрастными и принадлежат к ранней фазе стромбергского магматизма [55, 85, 90, 36, 37, 22]. Возраст комплекса Шава, определенный по биотиту из ийолитов Rb/Sr-методом, составляет 195 ± 15 млн. лет [59, 91]; вмещающие породы — архейские гранито-гнейсы и интрузивные долериты. Во всех этих интрузиях ийолиты представляют собой главную интрузивную фазу, с которой ассоциируется «рой» даек нефелинитов. Ийолиты Шава рассматриваются Джонсоном [36, 37] как образовавшиеся из первичных магм. Они сопровождаются серпентинизированными дунитами. В Чишании и Дорове ийолиты и нефелиновые сиениты, возможно, являются мобилизованными фенитами. Все три комплекса окружены зонами фенитизированных гранито-гнейсов кристаллического основания, а в Дорове частично фенитизированы ранние долериты.



Фиг. 2. Схематическая карта расположения щелочных комплексов на территории Намибии.

1 — комплексы с карбонатами; 2 — кислые — основные ультращелочные комплексы; 3 — ультращелочные комплексы.

III.3.2.3. Намибия. Комплексы Дамараленда [52, 95, 96], такие, как Озонгомбо [22], Калкфелд [82, 93], Ондуракоруме [22] и Окорузу [82, 93, 22], расположены вдоль зоны северо-восточного простираения, к которой приурочены также кислые — основные щелочные комплексы: Кейп-Кросс, Мессум, Оконжеже, Парезис, плутон щелочных гранитов Брандберг и агпайтовый комплекс Этаненокоп (фиг. 2). Для этих комплексов характерна ассоциация карбонатитов и нефелиновых сиенитов. Повсеместно проявлена фенитизация вмещающих пород, представленных докембрийскими осадками системы Дамара и синтетектоническими гранитами Салем. Вервурд [95, 96] полагает, что комплексы Озонгомбо, Калкфелд, Ондуракоруме соответствуют последовательно возрастающему уровню эрозионного среза. Происхождение внешнего кольца комплекса Калкфелд до сих пор остается спорным; Ван Зейл [93] считает его составной частью комплекса, в то время как Вервурд придерживается мнения, что это фенитизированные граниты.

Массивы Свартбуисдриф и Эпембе ([22, 96]; Тоерин, личное сообщение) расположены далее к северу, неподалеку от границы с Анголой, и соответственно на самом востоке и юге основного комплекса Кунене, который в свою очередь является южным окончанием огромного аортзитового массива южной Анголы. Свартбуисдриф характеризуется некоторыми особенностями, заслуживающими рассмотрения [96]. Абсолютный возраст биотита из нефелин-сиенитовых пегматитов этого массива, определенный К/Аг-методом, составляет 749 млн. лет [96]. Ком-

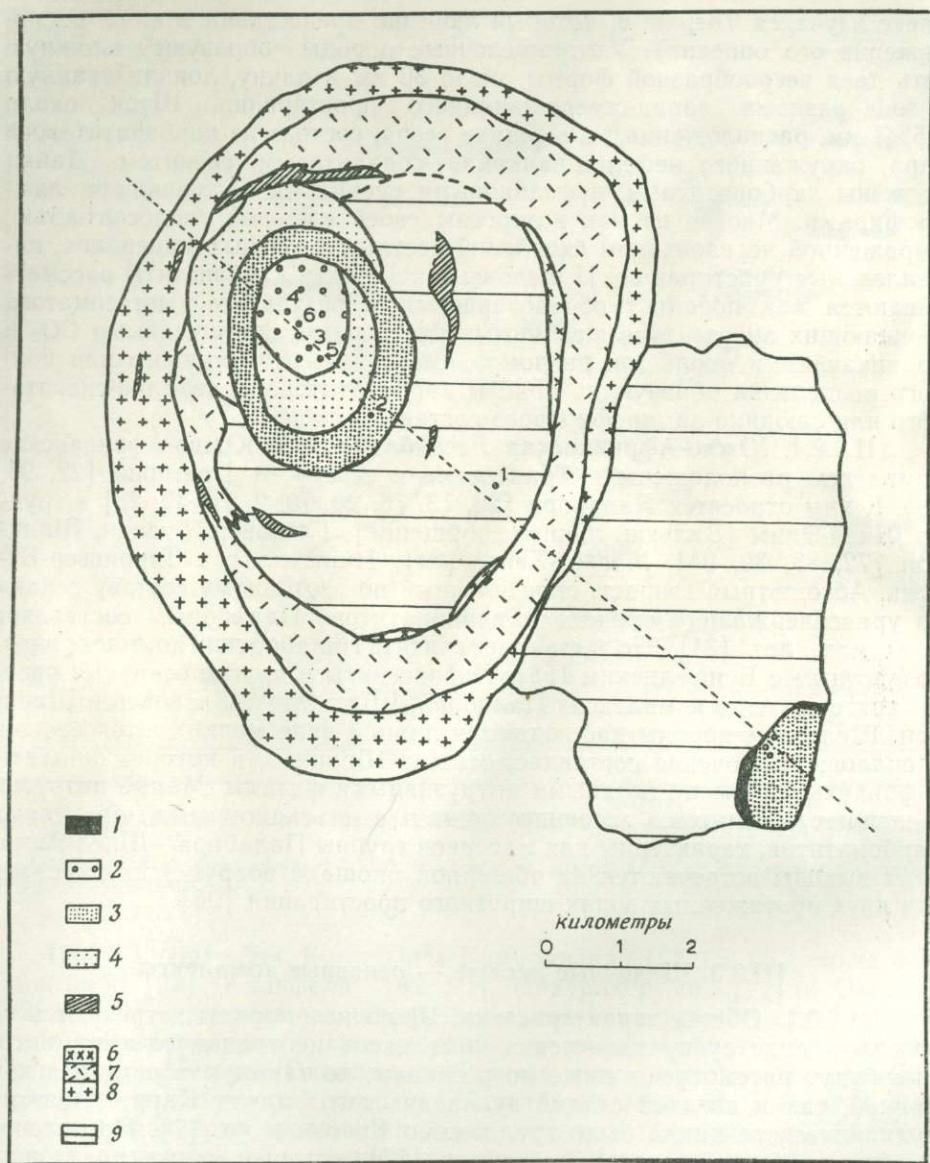
плекс изучался Тоерином, который любезно предоставил в наше распоряжение его описание. Ультращелочные породы образуют сложную сеть даек веерообразной формы около 30 км в длину, локализованную в зоне разлома запад-северо-западного простирания. Шток около $1,5 \times 1$ км, расположенный в вершине веера, состоит из карбонатитового ядра, окруженного нефелин-канкринит-содалитовым сиенитом. Дайки сложены карбонатитами, нефелиновыми сиенитами и слюдяными лампрофирами. Многие из них интересны своей сложной полосчатостью, выраженной чередованием скоплений светлых и темных минералов, параллельных простиранию. И щелочные породы, и карбонатиты рассматриваются как породы, образовавшиеся в результате метасоматоза вмещающих анортозитов щелочными растворами, обогащенными CO_2 и проникающими вдоль зон разломов. В результате частичного или полного разделения образуются полосы карбонатитового, нефелин-сиенитового или слюдяно-лампрофирового состава.

III.3.2.4. Южно-Африканская Республика. Все Южно-Африканские комплексы расположены в Трансваале к северу от Претории [22, 95, 96]. К ним относятся Палабора [26, 13, 76, 20, 70, 2, 15, 49, 28] и группа Шиел-Элим [Вильюн, личное сообщение], Гленовер, Гудини, Шпицкоп [72, 83, 30, 94], Магнет-Хейтс [84], Нуитгедахт и Твиривьер-Булоек. Абсолютный возраст, определенный по изотопному составу свинца из урансодержащего торинита карбонатитов Палаборы, составляет 2060 млн. лет [31]. Это заставляет считать Палаборский комплекс одно-возрастным с Бушвелдским [58]. Пироксениты и другие основные породы встречаются в комплексах Палабора, Шиел-Элим, Гленовер и Шпицкоп. Щелочные породы наблюдаются лишь в виде мелких штоков, даек и силлов; исключение составляет массив Шпицкоп, в котором ийолиты и фойниты являются главными интрузивными фазами. Малые интрузии щелочных сиенитов, ассоциирующиеся с инъекционными брекчиями карбонатитов, характерны для массивов группы Палабора—Шиел-Элим, и их выходы встречаются на обширной площади вокруг этих массивов и в двух протяженных зонах широтного простирания [96].

III.3.3. Щелочные кислые — основные комплексы

III.3.3.1. Общая характеристика. Щелочные породы встречаются не только в виде субвулканических комплексов центрального типа, которые будут рассмотрены ниже по регионам, но также и в виде лав как ранней, так и поздней стадий вулканического цикла Карру. Понятие вулканического цикла было предложено Коксом и др. [7]. Прекрасное обобщение было сделано Джонсоном [37], который также предложил гипотезу о генезисе щелочных магм. Вблизи основания лавовой толщи в нижнем течении реки Саби, Родезия [86], в северном Лебомбо [12, 48], а также на севере и востоке области Зоутпансберг в Трансваале [69, 12] нефелиниты и близкие им породы переслаиваются с оливиновыми базальтами и лимбургитами. Поздняя фаза представлена ассоциацией базальт—трахит—фонолит и распространена в Мозамбике, где перекрывает риолиты цикла Карру [98, 7], и в ущелье Лупата реки Замбези, где анальцитсодержащие лавы, имеющие возраст 115 ± 10 млн. лет, судя по К/Аг-отношению в полевых шпатах, рассматривались Флоресом [14] как принадлежащие к верхнему разделу группы Лупата, породы которой несогласно залегают на песчаниках и базальтах Карру. Фонолиты, кениты и блермориты также были обнаружены в этом районе [11].

III.3.3.2. Южная Родезия. Комплекс Марангудзи был описан в двух работах [21, 62]. Он расположен на самом юге Родезии, в 80 км



Фиг. 3. Комплекс Марангудзи, Южная Родезия [21].

1 — малиньиты; 2 — псевдолейцитовые ювиты; 3 — фойяиты; 4 — пуласкиты; 5 — белые кварцевые сиениты; 6 — микрограниты; 7 — зеленые кварцевые сиениты; 8 — граниты; 9 — габбро.

к востоку от Бейт-Бридж и в 32 км к северу от реки Лимпопо. Комплекс занимает площадь 78 км² и залегает в породах фундамента. Он является прекрасным примером кислого — основного щелочного комплекса с шестью интрузивными центрами, которые лежат на одной линии северо-западного простирания (фиг. 3). Предполагаемая последовательность формирования его пород: оливиновые габбро; кольцевая дайка гранитов, переходящая по направлению к центру в зеленые кварцевые сиениты и микрограниты; прерывистое кольцо белых кварцевых сиенитов; кольцо пуласкитов; неполное кольцо фойяитов и тело псевдолейцито-

вых ювитов, залегающее в центре комплекса. Щелочные породы встречаются также в интрузивном центре Мадавула к юго-востоку от Марангудзи. Они представлены в основном нефелиновыми сиенитами с краевыми фациями малинитов на севере и западе. Возраст комплекса, определенный К/Аг-методом, составляет 190 ± 12 млн. лет [23]. Как радиальные дайки, так и дайки, образующие «рой», концентрируются в зоне широтного простирания шириной 8 км.

III.3.3.3. Намибия. Кольцевые комплексы Кейп-Кросс [66, 17, 47], Мессум [44, 45, 53, 54], Оконжеже [43, 81] и Парезис группируются вдоль линии северо-восточного простирания. Шток Дорос [65, 66, 67] смещен от нее к северу. После обзора, составленного Мартином и др. [52], был описан вулкан Парезис [77, 78, 79, 51] и опубликованы данные определения абсолютного возраста К/Аг-методом регионально распространенных базальтов и долеритов и основных пород из четырех комплексов. Результаты определений таковы: массив Дорос — 125 млн. лет, массив Мессум — 123, массив Оконжеже — 164, массив Парезис — 136 млн. лет [80]. Эрозионный уровень понижается в такой последовательности: Кейп-Кросс, Мессум, Парезис.

Массивы Мессум, Оконжеже и Марангудзи имеют много общего. Все они характеризуются одинаковой последовательностью формирования главных фаз — от основных, через кислые к щелочным; все содержат контаминированные породы и высококальциевые анортозиты. Оконжеже отличается от остальных массивов магматической расслоенностью, а также необычной геохимической спецификой, выражающейся в возрастании содержания железа и натрия с глубиной и по направлению к контактам. Фенитизация проявлена лишь в массиве Мессум.

Гранитный шток Брандберг имеет мелкозернистые щелочные фации и тем самым представляет связующее звено с Дамаралендскими гранитными плутонами Эронго, Гросс и Клайн-Шпицкоп [5, 3, 6, 44].

III.3.3.4. Южно-Африканская Республика. Две интрузии, относящиеся к этой группе, расположены в Трансваале — комплекс Пилансберг и интрузия, ассоциирующаяся с Вредефортским куполом. Они резко отличаются друг от друга, и каждая из них характеризуется своеобразными чертами.

Комплекс Пилансберг является одной из трех крупнейших щелочных интрузий, известных в настоящее время. Эта кольцевая интрузия, расположенная в западном Трансваале, занимает площадь 570 км^2 ; она внедрилась в Бушвелдский комплекс на контакте норитов и гранитов. В своей классической работе Шенд [75], описывая Пилансберг, предполагает следующую последовательность формирования его пород. Остаточный расплав бушвелдских гранитов на глубине попал в структурную ловушку и там прореагировал с доломитами Трансваальской системы, при этом он десицифицировался и обогатился щелочами. Образовавшаяся таким образом щелочная магма, обогащенная летучими, прорвалась на поверхность, сформировав группу вулканов Пилансберг, которые локализовались на пересечении оси Бушвелдского комплекса широтного простирания с ослабленной зоной север-северо-западного простирания, отмеченной цепочкой щелочных интрузий Франспурт. Постепенно накапливаясь, щелочные лавы сформировали мощные покровы фанолитовых туфов. Часть магмы консолидировалась в виде лакколита красных фойнитов между перекрывающими туфами и подстилающими норитами. Вслед за этим образовалось кальдерное проседание и вокруг опущенного лавового «пирога» интродировали белые фойниты. Кольцо фойнитов имеет более кислую периферическую зону красных сиенитов, которые постепенно переходят в более поздние зеленые фойниты и лувриты. Тингуаиты экструдировали в виде пластового тела Бикон-Хейтс,

сформировавшегося ранее интрузии зеленых фойяитов; позже этой интрузии тингуаиты внедрились в виде кольцевой дайки.

Долериты, распространенные в северо-западной и северной частях массива, рассматривались как ксенолиты. Пилансбергская интрузия сопровождается «роями» даек, ориентированных радиально преимущественно в юго-восточном и южном направлениях и представленных долеритами, монцонитами и сиенитами.

По данным определения абсолютного возраста возраст пород дайковой серии колеблется от 1290 ± 180 до 1330 ± 80 млн. лет [71, 92], а возраст Пилансбергского комплекса, согласно определениям К/Аг-методом, составляет 1250 ± 50 млн. лет [64]. Так как абсолютный возраст бушвелдских гранитов достаточно надежно определяется в 1950 ± 150 млн. лет [58], теория Шенда о генерировании щелочной магмы бушвелдских гранитов в настоящее время отвергается.

В последнее время комплексе Пилансберг изучался Клотом [4] и Ретифом [63, 64]. Клот акцентировал основное внимание на долеритах и пришел к выводу об их интрузивном происхождении; он считает, что долериты образовались одновременно со щелочными породами, а не являются ксенолитами, как полагал Шенд. Ретиф перекартировал комплекс, и автор благодарен ему за разрешение поместить в этот обзор схематическую карту (фиг. 4) и краткое изложение его работы. Помимо основных отличий от представлений Шенда, относящихся к проблемам возраста и происхождения щелочной магмы, приводятся следующие дополнения и изменения в представлениях о способе формирования комплекса:

а) доказано существование двух периодов вулканизма, разделяющихся интрузией ранних фойяитов, сиенитов и кварцевых сиенитов;

б) Клотом [4] был обнаружен шток щелочных гранитов, а Ретифом [64] — треугольный участок окружающих их щелочных сиенитов;

в) все тингуаиты, вероятно, образовались позже белых фойяитов и раньше зеленых фойяитов;

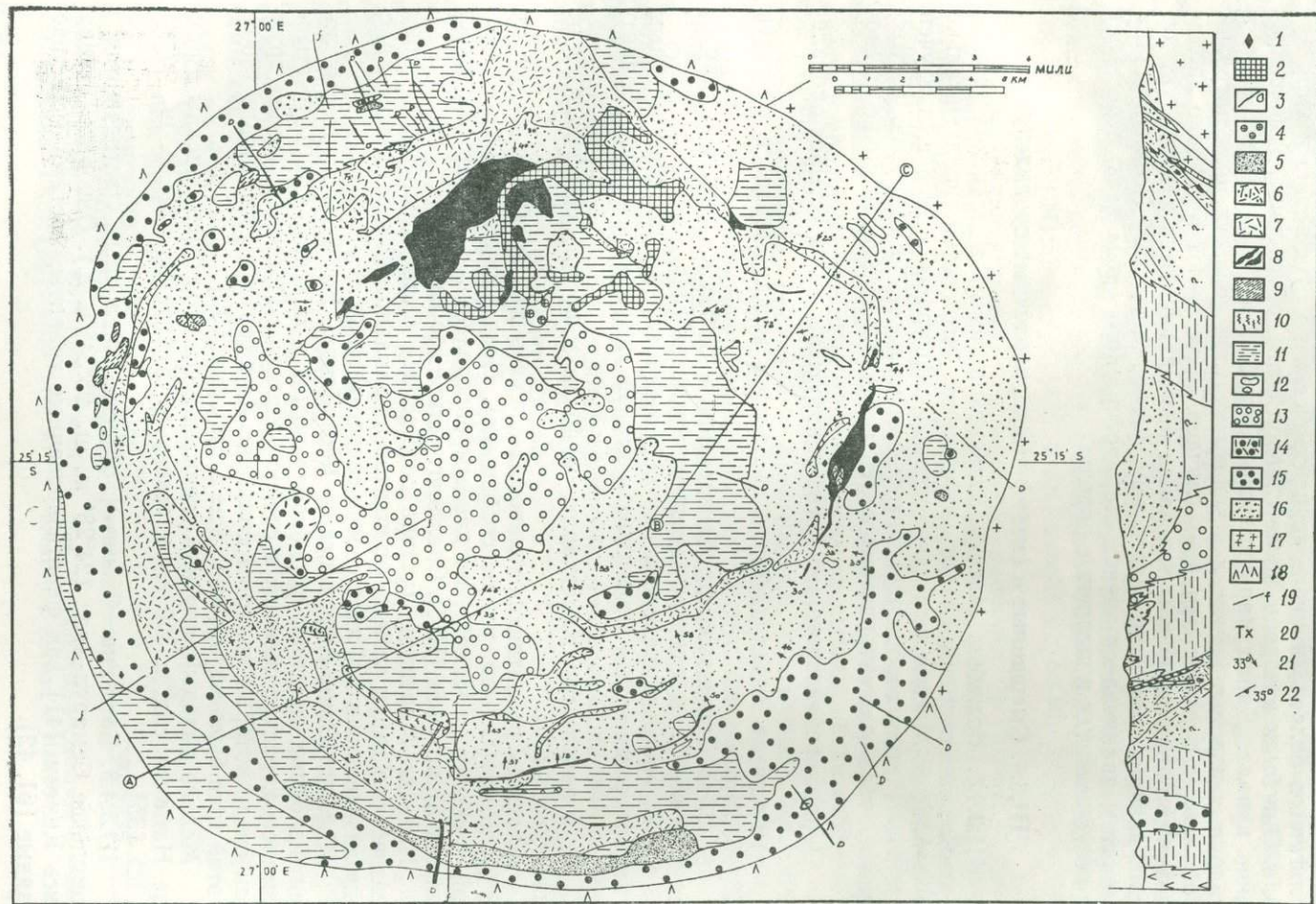
г) тингуаиты, которые рассматривались Шендом [75] как кольцевая дайка, теперь интерпретируются как конический слой;

д) не отмечается переходной зоны между белыми и зелеными фойяитами, и ранее описанная южная переходная зона рассматривается теперь как самостоятельная интрузивная фаза, которой дано название «фойяитовая группа Ледиг»;

е) обнаружено, что белые фойяиты образуют три кольцевые дайки, а не представляют самостоятельной интрузии, отделенной зелеными фойяитами;

ж) нефелин-полевошпатовые порфириты считаются более молодыми по сравнению с вулканитами и белыми фойяитами и залегают в виде круто падающих пластов.

Купол Вредефорт примечателен своими тектоническими особенностями, объясняемыми по-разному; в его ядре залегают архейские граниты, которые окружены круто погружающимися смятыми в опрокинутые складки породами, относящимися к системам Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль. Щелочные породы распространены на севере и северо-западе, и их возраст аналогичен возрасту Бушвелдского комплекса (2020 ± 70 млн. лет; Л. О. Николайсен, устное сообщение). Прекрасные петрографические описания массива сделаны Холлом и Моленграфом [27], Нелом [57] и Тилли [87]. Последнее по времени исследование было выполнено Бисшофом, и нижеследующее описание является кратким изложением материала, который он любезно предоставил в распоряжение автора данной главы.



Фиг. 4. Комплекс Пилансберг, западный Трансвааль (по Ретифу).

Вертикальный масштаб разреза вдвое крупнее горизонтального.

Щелочной комплекс Пилансберг: 1 — кимберлиты; 2 — долериты; 3 — дайки сиенитов и фойаитов; 4 — щелочные граниты и щелочные сиениты; 5 — фойаиты; 6 — лувэриты; 7 — зеленые фойаиты; 8 — тингуаниты; 9 — ийолиты; 10 — нефелин-полевошпатовые порфириты; 11 — белые фойаиты; 12 — микрофойаиты; 13 — красные фойаиты; 14 — кварцевые сиениты; 15 — сиениты; 16 — вулканиты.

Бушвелдский магматический комплекс: 17 — гранит; 18 — габбро; 19 — разломы; 20 — ксенолиты тингуанитов; 21 — падение вулканитов; 22 — падение и простиранние интрузивной расслоенности.

К щелочным интрузиям относятся: а) щелочные граниты комплекса Ритфонтейн, внедрившиеся в трансваальские доломиты и граничащие на юге с интрузиями оливиновых габбро, верлитов и троктолитов; б) два массива щелочных гранитов, примыкающие к реке Вааль, интрузирующие в нижние отделы системы Витватерсранд; в) дайки мариуполитов, тесно ассоциирующиеся со щелочными гранитами; г) дайки щелочных гранит-аплитов северо-восточной части купола. Интрузии щелочных гранитов активно внедрились вдоль главного разлома и располагаются более или менее концентрически по отношению к ядру купола. Они были внедрены после главной фазы, обусловившей формирование купола. Дайки мариуполитов встречаются преимущественно в осадочных породах кровли и в эндоконтактной зоне северной интрузии и обычно, за исключением двух случаев, отсутствуют в глубокой эродированных ядрах интрузий. Эти дайки рассматриваются как продукт десилификации, возможно, вследствие утечки летучих. Поздняя дайка фоййитов, являющаяся членом Пилансбергского «роя» даек, пересекает как основные, так и щелочные породы.

III.3.4. Смешанные и специфические щелочные проявления

III.3.4.1. Намибия. Массив Этаненокоп лежит в пределах линии дамаралендских интрузий. Он необычен тем, что состоит исключительно из фоййитов. Массив был закартирован Вервурдом в 1956 г. и изучен Ретифом (устное сообщение), который описал его как интрузию, состоящую из трех концентрических колец и несколько эксцентрично расположенного ядра.

Породы фоййитового семейства обнаружены еще в четырех проявлениях:

а) к югу от Виндхук, близ гор Авас и между Арис и Крумхук [68, 18, 19];

б) близ Дурушауза, приблизительно в 60 км к юго-юго-западу от Виндхук и в 40 км к северо-западу от Рехобота [8];

в) в береговом районе к югу от Людерица, где наиболее крупным и наиболее известным из штоков и некков является массив Гранитберг;

г) в районе гор Клингхардт, в 40 км к восток-северо-востоку от Богенфелса [39].

Площадь развития фонолитовых некков протягивается на юг до $28^{\circ}13'$ ю. ш. (Стокен, устное сообщение). Некк Сварткоп, расположенный к северу от Чамейс, по данным определения К/Аг-методом имеет возраст 37 млн. лет (Н. Я. Снеллинг, устное сообщение).

Недавно Мартином (устное сообщение) были обнаружены ранее неизвестные дайки свежих фонолитов на западном склоне Авасиб-Хилс, приблизительно в 130 км к северо-северо-востоку от Людерица.

III.3.4.2. Южно-Африканская Республика. Во Франспуртской линии щелочных массивов первоначально были описаны [73, 74] четыре комплекса, расположенных к северо-востоку от Претории, самым крупным среди которых является комплекс Леувфонтейн [96]. После 1950 г. в этой зоне было обнаружено еще 5 массивов [96].

Мелкие выходы щелочных сиенитов и фенитов были описаны в районе Намакваленд, в 350 км к северу от Кейптауна (31° ю. ш., $17^{\circ}55'$ в. д.) [35].

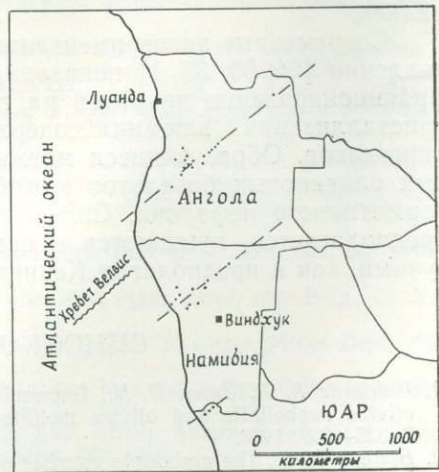
III.3.4.3. Ботсвана. Сиениты, отчасти щелочные, встречаются в комплексе Семарул-Хилс ($24^{\circ}28'$ ю. ш., $25^{\circ}34'$ в. д.). Они рассматривались Кингом [41] как фенитизированные граниты, местами мобилизованные [61, 42].

III.3.5. Распределение и структурный контроль

В настоящее время невозможно предложить простую всеобъемлющую модель тектонического контроля рассмотренных выше щелочных интрузий. Рифты, достаточно четко проявленные на севере, к югу выклиниваются, и, хотя на юге, без сомнения, также осуществляется структурный контроль локализации отдельных комплексов, Кинг и Сатерленд [42], а также Вервурд [96] были правы, когда предостерегали против чрезмерного упрощения этого вопроса. Касаясь расположения карбонатитовых комплексов Южной Африки, Вервурд (в печати) отмечает, что если структурный контроль и имеет место, то он не прямо обусловлен главными тектоническими элементами.

Для того чтобы создать достоверную модель структурного контроля, необходимо в этом направлении дополнительно провести большой объем работ. В настоящее время представляется возможным лишь дать схему распределения известных щелочных массивов, разрывных нарушений и обратить внимание на линейность расположения некоторых групп массивов, которая, как предполагали Гарсон и Кемпбелл Смит [16], Джеймс [34], Вервурд [96] и др., может отражать направления глубинных разломов или ослабленных зон.

Среди предполагаемых зон разломов наиболее бросаются в глаза те, которые протягиваются к северо-востоку от западного побережья континента параллельно океаническому хребту Велвис (фиг. 5). Самый северный из трех континентальных линеаментов такого направления расположен в Анголе; вдоль него сосредоточены 15 щелочных и основных комплексов, некоторые из них содержат карбонатиты. Эти комплексы располагаются в зоне параллельных разрывных нарушений длиной 130 км, которая, возможно, протягивается до грабена Лукапа, для которого характерны проявления кимберлитов. Абсолютный возраст, определенный К/Аг-методом по слюде из нефелиновых сиенитов комплекса Чивара, составляет 112 ± 8 млн. лет [9, 46]. Следующая в этой серии Дамаралендская линия интрузий протягивается от Кейп-Кросс до Окорузу. Абсолютный возраст отдельных массивов (К/Аг-метод) изменяется в пределах 123—135 млн. лет; лишь комплекс Оконже резко выделяется по возрасту (164 млн. лет) [80]. Далее к югу приблизительно на таком же расстоянии протягивается цепочка кислых интрузий Кубус — Бремен, абсолютный возраст которых, определенный по циркону, составляет 550 млн. лет [10]. В промежутке между Дамаралендской и Кубусской линиями наблюдаются две структурные зоны, вдоль которых замечены признаки смещения, но обе они почти несомненно сформированы ранее излияний щелочных пород. Первая — надвиг, по которому молодые осадки системы Карру перекрыты осадками системы Дамара. Он простирается на юго-запад по направлению к Омаруру. Вторая представляет собой зону опрокинутых складок и надвигания с севера на юг, пересеченную сбросами юго-восточного простирания, которые были обнаружены Гюи [25]. Обе эти зо-



Фиг. 5. Линейное расположение комплексов в Анголе и Намибии.

ны в результате их омоложения, по-видимому, явились местом локализации щелочных пород южной части гор Аवास, южнее Виндхука.

Из оставшихся проявлений щелочных пород Намибии Свартбуисдриф и Эпембе расположены в зоне разломов запад-северо-западного простираания, а фойяиты и фонолиты береговой зоны, южнее Людерица, имеют простираание, параллельное направлению трещиноватости вмещающих пород.

Кинг и Сатерленд [42], а также Вервурд [96] обратили внимание на то, что можно протянуть линию, которая в виде дуги свяжет сиенитовый комплекс Семарул-Хилс в Ботсване с массивом Палабора на востоке и охватит почти все щелочные и карбонатитовые центры. Предположение о существовании этой линии впервые высказал Трутер [88]. Однако оно не подтверждено фактами. Другой глубинный разлом, по предположению Вервурда [96], протягивается на юго-запад вдоль Великой дайки Родезии, через группу комплексов, расположенных непосредственно севернее Претории, к Вредефортскому куполу.

В Родезии комплексы Шава и Дорова расположены в пределах кристаллического щита и не связаны ни с каким крупным разломом, хотя второй из них и залегает в зоне дробления север-северо-западного простираания [36, 37]. Массив Марангудзи, возможно, находится на продолжении зоны Мессина, вмещающей медное оруденение и расположенной к северо-востоку от гранофиров Матек-Хилс в районе Нуанетси [62, 21].

Генерацию магмы в провинции Нуанетси—Лебомбо Кокс и др. [7] связывают с тектоническими зонами, пронизываемыми для теплового потока. Тектонические движения относятся к блоковому типу, который в классических случаях ассоциируется со щелочными магмами. Известно несколько типов первичных магм, возникающих в зависимости от интенсификации и затухания тектонических процессов. Щелочные магмы нефелинитового типа обычно приурочены к началу цикла и представляют собой продукты частичного плавления мантии; кислые магмы образуются в максимальной точке цикла и связаны с плавлением сиалитического слоя. Базальт-трахит-фонолитовая ассоциация возникает на последней стадии как продукт кристаллизационной дифференциации.

В отличие от вышеизложенного в районе Карру, Южно-Африканская Республика, наблюдалось лишь погружение, но не отмечалось деформации пород. Здесь щелочные и кислые магмы не образовались.

Современные экспериментальные исследования в условиях высоких давлений [24, 60, 33, 1] показали, что частичное плавление мантии и фракционирование пикритов на глубине 35—70 км зависят от ранней кристаллизации алюминийсодержащих ромбических и моноклинных пироксенов. Образующиеся магмы, вероятно, относятся к типу щелочных оливиновых базальтов или базанитов с небольшим количеством нормативного нефелина. Сильно недосыщенные щелочные магмы, как предполагается, нуждаются в некотором обогащении щелочами и летучими, как и предполагал Кеннеди [40].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bultitude R. J., Green D. H.*, Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3, 325—337, 1968.
2. *Bouwer R. F.*, The carbonate member of the Palabora Igneous Complex, Ph. D. thesis, Univ. of Cape Town, Rep. S. Africa, 1957.
3. *Chudoba K.*, Brandbergit, ein neues alptisches Gestein aus dem Brandberg (Südwestafrika), *Centralbl. f. Mineral. etc.*, A 389—395, 1930.

4. *Cloete D. R.*, Die dolerietvoorkomste van die noordelike Pilanesberg, M. Sc. thesis, Univ. of Pretoria, Rep. S. Africa, 1957.
5. *Cloos H.*, Die jungen Plateaugranite in Südwestafrika, Centralbl. f. Mineral. etc., 1929.
6. *Cloos H., Chudoba K.*, Der Brandberg Bau, Bildung und Gestalt der jungen Plutone in Südwestafrika, Neues Jb. Min. Geol. Pal., Beit. Bd. 66, Abt. B, 1—130, 1931.
7. *Cox K. G., Johnson R. L., Monkman L. J., Stillman C. J., Vail J. R., Wood D. N.*, The geology of the Nuanetsi igneous province, Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., ser. A, 257, 71—218, 1965.
8. *Kock W. P. de*, The geology of the Western Rehoboth, An explanation of Sheet F. 33—W3 (Rehoboth), Dept. Mines., South West Africa Mem., 1, 148, 1934.
9. *De Sousa Machado F. J.*, The volcanic belt of Angola and its carbonatites, C.C.T.A. Pub., 44, Leopoldville, 309—317, 1958.
10. *De Villiers J., Burger A. J.*, Note on the minimum age of certain granites from the Richtersveld area, Geol. Surv. S. Africa Ann., 6, 83—84, 1967.
11. *Dixey F., Campbell Smith W., Bissett C. B.*, The Chilwa Series of Southern Nyasaland, Bull. geol. Surv. Nyasaland, 5, (revised), 71, 1955.
12. *Du Toit A. L.*, The volcanic belt of the Lebombo — a region of tension, Trans. Roy. Soc. S. Africa, 18, pt. 1, 189—217, 1929.
13. *Du Toit A. L.*, The genesis of the pyroxenite-apatite rocks of Palabora, Eastern Transvaal, Trans. geol. Soc. S. Africa, 34, 107—127, 1931.
14. *Flores G.*, On the age of the Lupata rocks, lower Zambesi River, Mozambique, Trans. geol. Soc. S. Africa, 67, 11—118, 1964.
15. *Forster I. F.*, Paragenetical ore mineralogy of the Loolekop — Phalaborwa carbonatite complex, Eastern Transvaal, Trans. geol. Soc. S. Africa, 61, 359—363, 1958.
16. *Garson M. S., Campbell Smith W.*, Chilwa Island, Geol. Surv. Nyasaland, Mem., 1, 127, 1958.
17. *Gevers T. W.*, Kaoko-eruptives and alkali-rocks at Cape Cross, S. W. Africa, Trans. geol. Soc. S. Africa, 35, 85—96, 1932.
18. *Gevers T. W.*, Alkali-rocks in the Auas mountains, south of Windhoek, S.W.A. Trans. geol. Soc. S. Africa, 36, 77—88, 1933.
19. *Gevers T. W.*, Jüngere Vulkanschote in den Auasbergen Südlich von Windhuk in S. W. Afrika, Z. Vulkanol., 16, 7—42, 1934.
20. *Gevers T. W.*, Vermiculite at Loolekop, Palabora, North East Transvaal, Trans. geol. Soc. S. Africa, 51, 133—173, 1948.
21. *Gifford A. C.*, The geology of Eastern Marangudzi, Southern Rhodesia, Ph. D. thesis, Univ. of London, England, 1961.
22. *Gittins J.*, Summaries and bibliographies of carbonatite complexes, in *Tuttle O. F., Gittings J.*, eds., Carbonatites, Interscience, New York and London, 417—541, 1966.
23. *Gough D. I., Brock A., Jones D. L., Opdyke N. D.*, The palaeomagnetism of the ring complexes at Marangudzi and the Mateke Hills, J. Geophys. Res., 69, 2499—2507, 1964.
24. *Green D. H., Ringwood A. E.*, The genesis of basaltic magmas, Contr. Miner. Petrology, 15, 103—190, 1967.
25. *Guj P.*, Structural geology of the Auas mountains, Windhoek district, S.W.A. Geol. Surv. S. Africa Ann., 6, 55—62, 1967.
26. *Hall A. L.*, The crystalline metamorphic limestone of Lulukop and its relationship to the Palabora plutonic complex, Trans. geol. Soc. S. Africa, 15, 18—25, 1912.
27. *Hall A. L., Molengraaff G. A. F.*, The Vredefort Mountain Land in the Southern Transvaal and the Northern Orange Free State, Verh. Koninkl. Ned. Akad. Wetensch., 2 sect., pt. 24, 3, 183, 1925.
28. *Hanekom H. L., van Staden C. M. v. H., Smit P. J., Pike D. R.*, The geology of the Palabora igneous complex, Geol. Surv. S. Africa, Mem., 54, 185, 1965.
29. *Heinrich E. W.*, The geology of Carbonatites, Rand McNally Chicago, Illinois, 555, 1966.
30. *Holmes A.*, Spitskop carbonatite, Eastern Transvaal, Bull. geol. Soc. Am., 69, 1515—1526, 1958.
31. *Holmes A., Cahen L.*, Géochronologie Africaine 1956, Mém. Acad. roy. Belg., Cl. Sci., 8, 5, 1—169, 1957.
32. *Humphrey W. A.*, The geology of Pilandsberg, Geol. Surv. S. Africa, Mines Dept., Ann. Rep. for 1911, Pt. 3, 75, 1912.
33. *Ito K., Kennedy G. C.*, Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars, Am. J. Sci., 265, 519—538, 1967.
34. *James T. C.*, Carbonatites and rift valleys in East Africa, Abstract. Int. Geol. Congr. 20th sess. Mexico, Assoc. de Serv. Geol. Africanos, 325, 1956.
35. *Jansen H.*, The geology of the Bitterfontein area, Cape Province, Expl. Sheet 253, Bitterfontein, Geol. Surv. S. Africa, 97, 1960.
36. *Johnson R. L.*, The geology of the Dorowa and Shawa carbonatite complexes, Southern Rhodesia, Trans. geol. Soc. S. Africa, 64, 101—145, 1961.

37. *Johnson R. L.*, The Shawa and Dorowa carbonatite complexes, Rhodesia, in *Tuttle O. F., Gittins J.*, eds., Carbonatites, Interscience, New York and London, 205—224, 1966.
38. *Kaiser E.*, Über zwei verschiedenartige Injektionen syenitischer Magmen, Sitsber. Bayer. Akad., Wiss. Math. Phys. Kl., 255—284, 1922.
39. *Kaiser E., Beetz W.*, Die Diamantenwüste Südwest-Afrikas, Bd. 1, Dietrich Reiner, Berlin, 321, 1926.
40. *Kennedy G. C.*, Some aspects of the role of water in rock melts, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 62, 489—504, 1955.
41. *King B. C.*, Syenitization de granites à Semarule près de Molepolole, protectorat du Bechuanaland, C.N.R.S. Coll., 68, Paris, 1—16, 1955.
42. *King B. C., Sutherland D. S.*, Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa, Pts. 1,2,3, Sci. Progr., 48, 298—321, 504—524, 709—720, 1960.
43. *Korn H., Martin H.*, Junge Vulkano-Plutone in Südwestafrika, Geol. Rundschau, 30, 631—636, 1939.
44. *Korn H., Martin H.*, Der Intrusions-mechanismus der grossen Karroo-plutone in Südwestafrika, Geol. Rundschau, 41, 41—58, 1952.
45. *Korn H., Martin H.*, The Messum igneous complex in South-West Africa, Geol. Soc. S. Africa, 57, 83—122, 1954.
46. *Lapido-Loureiro, F. Eduardo de Vries*, Subvolcanic carbonatite structures of Angola, Int. Geol. Congr. 23rd sess., Prague, Proc., Sec. 2, 147—161, 1968.
47. *Linning K.*, Die stollingskompleks Kaap Kruis, Suidwes-Afrika, M. Sc. thesis, University of Pretoria, Pretoria, Rep. of South Africa, 108, 1968.
48. *Lombaard B. V.*, Karroo dolerites and lavas, Trans. geol. Soc. S. Africa, 55, 175—198, 1952.
49. *Lombaard A. F., Ward-Able N. M., Bruce R. W.*, The exploration main geological features of the copper deposits in carbonatite at Loolekop, Palabora complex, in *Haughton S. H.*, ed., The Geology of some Ore Deposits in Southern Africa, 2, Geol. Soc. S. Africa, Johannesburg, 315—337, 1964.
50. *McKie D.*, Fenitization, in *Tuttle O. F., Gittins J.*, eds., Carbonatites, Interscience, New York and London, 261—294, 1966.
51. *Manton W. I., Siedner G.*, Age of the Paresis complex, South-West Africa, Nature, 216, 1197—1198, 1967.
52. *Martin H., Mathias M., Simpson E. S. W.*, The Damaraland sub-volcanic ring complexes in South West Africa, Int. Geol. Congr., 21st sess., Pt. 13, 156—174, 1960.
53. *Mathias M.*, The petrology of the Messum igneous complex, South-West Africa, Trans. geol. Soc. S. Africa, 59, 23—57, 1956.
54. *Mathias M.*, The geochemistry of the Messum igneous complex, South-West Africa, Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 29—46, 1957.
55. *Mennell F. P.*, Ring structures with carbonate cores in Southern Rhodesia, Geol. Mag., 83, 137—140, 1946.
56. *Molengraaff G. A. F.*, Preliminary note on the geology of the Pilandsberg and a portion of the Rustenburg district, Trans. geol. Soc. S. Africa, 8, 108—109, 1905.
57. *Nel L. T.*, The geology of the country around Vredefort, an explanation of the geological map, Geol. Surv. Union S. Africa, 134, 1927.
58. *Nicolaysen L. O., de Villiers J. W. L., Burger A. J., Strelow F. W. E.*, New measurements relating to the absolute age of the Transvaal System and of the Bushveld Igneous Complex, Trans. geol. Soc. S. Africa, 61, 137—163, 1958.
59. *Nicolaysen L. O., Burger A. J., Johnson R. L.*, The age of the Shawa carbonatite complex, Trans. geol. Soc. S. Africa, 65, pt. 1, 293—294, 1962.
60. *O'Hara M. J., Yoder Jr., H. S.*, Formation and fractionation of basic magmas at high pressures, Scottish J. Geol., 3, 67—117, 1967.
61. *Poldervaart A.*, The Gaberones granite (South Africa), Int. Geol. Congr. 19th sess. Algiers, Assoc. des Serv. Géol. Africains, Pt. 20, 315—333, 1952.
62. *Rees G.*, The geology of West Marangudzi, Ph. D. thesis, Univ. of London, England, 1960.
63. *Retief E. A.*, Preliminary observations on the feldspars from the Pilanesberg alkaline complex, Transvaal, South Africa, Norsk. Geol. Tidsskr., Feldspar, 42, 493—513, 1962.
64. *Retief E. A.*, Petrological and mineralogical studies in the southern part of the Pilanesberg alkaline complex, Transvaal, South Africa, D. Phil. thesis, Univ. of Oxford, England, 1963.
65. *Reuning E.*, Die Entwicklung der Karroo-formation im südlichen Kaokofeld, Südwestafrika, Neues, Jb. Min. Geol. Pal., Beil. Bd. 52, Abt. B, 94—114, 1924.
66. *Reuning E.*, Differentiation der Karroo-Eruptiva im südlichen Kaokofeld Südwestafrika, Int. Geol. Congr. 15th sess., S. Africa, 28—36, 1929.
67. *Reuning E., Martin H.*, Die Pp̄a-karroo-handschaft, die Karroo-Sedimente und Karroo-Eruptivgesteine des südlichen Kaokofeldes in Südwestafrika, Neues Jb. Miner. Abh., 91, 193—212, 1957.
68. *Rimann E.*, Trachyt, Phonolith, Basalt in Deutsch-Südwestafrika, Centralbl. Miner. ets., № 2, 33—37, 1914.

69. *Rogers A. W.*, Notes on the North-Eastern part of the Zoutpansberg district, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **28**, 33—53, 1925.
70. *Russell H. D.*, *Hiemstra S. A.*, *Groeneveld D.*, The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **57**, 197—208, 1954.
71. *Schreiner G. D. L.*, *Niekerk C. B.*, The age of a Pilanesberg dyke from the Central Witwatersrand, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **61**, 197—203, 1958.
72. *Shand S. J.*, The nepheline rocks of Sekukuniland, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **24**, 111—149, 1921.
73. *Shand S. J.*, The igneous complex of Leeuwfontein, Pretoria district, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **24**, 232—249, 1921.
74. *Shand S. J.*, The alkaline rocks of the Franspoort line, Pretoria district, *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, **25**, 81—100, 1922.
75. *Shand S. J.*, The geology of Pilandsberg (Pilaan's Berg) in Western Transvaal, a study of alkaline rocks and ring-intrusions, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **31**, 97—156, 1928.
76. *Shand S. J.*, The granite—syenite—limestone complex of Palabora, Eastern Transvaal and the associated apatite deposits, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **34**, 81—105, 1931.
77. *Siedner G.*, Geology and geochemistry of the Paresis igneous complex, South West Africa, Ph. D. thesis, Univ. of Cape Town, Rep. of S. Africa, 1963.
78. *Siedner G.*, Structure and evolution of the Paresis igneous complex, South West Africa, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **68**, 177—202, 1965.
79. *Siedner G.*, Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 113—138, 1965.
80. *Siedner G.*, *Miller J. A.*, K—Ar age determinations on basaltic rocks from South West Africa and their bearing on continental drift, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 451—458, 1968.
81. *Simpson E. S. W.*, The Okonjeje igneous complex, South West Africa, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **57**, 125—172, 1954.
82. *Stahl A.*, Eisenerze im nördlichen Südwestafrika, *Neues, Jb. Min. geol. Pal., Beit. Bd.*, **64**, Abt. B, 165—200, 1930.
83. *Strauss C. A.*, *Truter F. C.*, The alkali complex at Spitskop, Sekukuniland, Eastern Transvaal, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **53**, 81—125, 1950.
84. *Strauss C. A.*, *Truter F. C.*, Post-Bushveld ultrabasic, alkali, and carbonatitic eruptives at Magnet Heights, Sekukuniland, Eastern Transvaal, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **53**, 169—190, 1950.
85. *Swift W. H.*, The geology of Chishanya, Buhera district, Southern Rhodesia, *Trans. Edinburgh geol. Soc.*, **15**, 346—359, 1952.
86. *Swift W. H.*, *White W. C.*, *Wiles J. W.*, *Worst B. G.*, The geology of the lower Sabi coalfield, *Bull. geol. Surv. Southern Rhodesia*, **40**, 96, 1953.
87. *Tilley C. E.*, Some new chemical data on the alkali rocks of the Vredefort Mountain Land, South Africa, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **63**, 65—70, 1960.
88. *Truter F. C.*, Modern concepts of the Bushveld igneous complex, C.C.T.A., Salisbury, 77—87, 1955.
89. *Tuttle O. F.*, *Gittings J.*, eds., *Carbonatites*, Interscience New York and London, 591, 1966.
90. *Tyndale-Biscoe R.*, Alkali ring complexes in Southern Rhodesia, *Int. geol. Congr. 20th sess., Mexico, Assoc. de serv. Geol. Africanos*, 335—338, 1956.
91. *Vail J. R.*, The southern extension of the East African rift system and related igneous activity, *Geol. Rundschau*, **57**, 601—614, 1968.
92. *Van Niekerk C. B.*, The age of the Gemspost dyke from the Venterspost gold mine, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **65**, Pt. 1, 105—111, 1962.
93. *Van Zijl P. J.*, The geology, structure and petrology of the alkaline intrusions of Kalkfeld and Okorusu and the invaded Damara rocks, *Ann. Univ. Stellenbosch*, **37**, series A, 237—340, 1962.
94. *Verwoerd W. J.*, The significance of fenitized granite-pegmatites in the Spitskop complex, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **67**, 219—226, 1964.
95. *Verwoerd W. J.*, South African carbonatites and their probable mode of origin, *Ann. Univ. Stellenbosch*, **41**, Series A, 233, 1966.
96. *Verwoerd W. J.*, The carbonatites of South Africa and South West Africa, *Geol. Surv. S. Africa, Handbook*, **6**, 452, 1967.
97. *Wagner P. A.*, About an occurrence of nepheline-syenite in Lüderitzland German South West Africa, *Centralbl. Mineral. etc.*, 721—722, 1910.
98. *Young R. B.*, The rocks of a portion of Portuguese East Africa, *Trans. geol. Soc. S. Africa*, **23**, 98—113, 1920.

IV. ЩЕЛОЧНЫЕ ПРОВИНЦИИ¹

IV.1. ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

Б. Антон

IV.1.1. Введение

IV.1.1.1. Общие положения. В юго-западной части Гренландии серия щелочных массивов приурочена к зоне, протягивающейся с запада на восток на 180 км и имеющей ширину 80 км. Эти массивы, состоящие преимущественно из фойяитов, нордмаркитов и гранитов, глубоко эродированы и великолепно обнажены. Однако некоторые из них скрыты, по крайней мере частично, под ледниками, другие — под водами моря Лабрадор. Необычное разнообразие щелочных пород в этих массивах привлекло внимание геологов еще в начале девятнадцатого века. В них было впервые описано удивительно большое число новых тогда минералов, включая арфведсонит, содалит, эвдиалит, энigmatит и криолит. Породы районов Ивигтут, Кванефельд (в массиве Илимауссак), Нарсарссук (северо-западная окраина массива Игдлерфигссалик) [47] славятся особенно богатой минералогией.

Большая часть интрузивных пород описываемого региона, более молодых по отношению к последнему этапу регионального метаморфизма, вместе с осадочными образованиями и лавами слагает формацию Эриксфьорд [Poulsen, 1964]. Они сформировались во время кратогенной деятельности, которую Вегманн [64] относит к гардарскому циклу. Радиогенное датирование [38, 6] показало, что гардарский цикл проявился во временном интервале продолжительностью 400 млн. лет и завершился не позже 1000 млн. лет назад; максимальная активность магматической деятельности, по-видимому, характеризуется возрастными пределами между 1250 и 1150 млн. лет [7, 59].

IV.1.1.2. Характер гардарской деятельности. Юго-западная Гренландия сложена преимущественно гранитами, мигматитами и разнообразными метаосадочными породами — от зеленых сланцев до высокометаморфизованных гнейсов. В гардарское время этот комплекс фундамента подвергся интенсивным дизъюнктивным деформациям, сопровождавшимся формированием региональных свит даек и массивов центрального типа. Геология гардарских образований характеризуется следующими главнейшими особенностями.

1. Образование региональных разломов и внедрение серий даек происходило ритмически в течение длительного периода дизъюнктивных дислокаций и предшествовало становлению большинства массивов центрального типа.

2. Более ранние серии даек характеризуются преимущественно основным составом (в большинстве случаев оливиновые долериты и габ-

¹ В оригинале в эту часть входили также краткое введение Х. Сёренсена и главы: «Кольский полуостров» (В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко, А. И. Поляков), «Щелочная провинция Центральной Европы и Франции» (В. Вимменауэр), «Монголо-Тувинская провинция щелочных пород» (А. С. Павленко), «Океанические острова» (Г. Борли) и «Щелочные кольцевые комплексы Нигерийско-Нигерской провинции в Западной Африке» (П. Боуден, Д. Тернер).

бро), тогда как более молодые серии даек характеризуются кислым составом (среди них преобладают трахиты).

3. Массивы центрального типа сложены почти исключительно кислыми породами (лаурвикитовые и нордмаркитовые сиениты, граниты и нефелиновые сиениты).

4. В интрузивных образованиях основного состава (т. е. в тех, которые содержат менее 53% кремнезема) часто встречаются включения анортозитов.

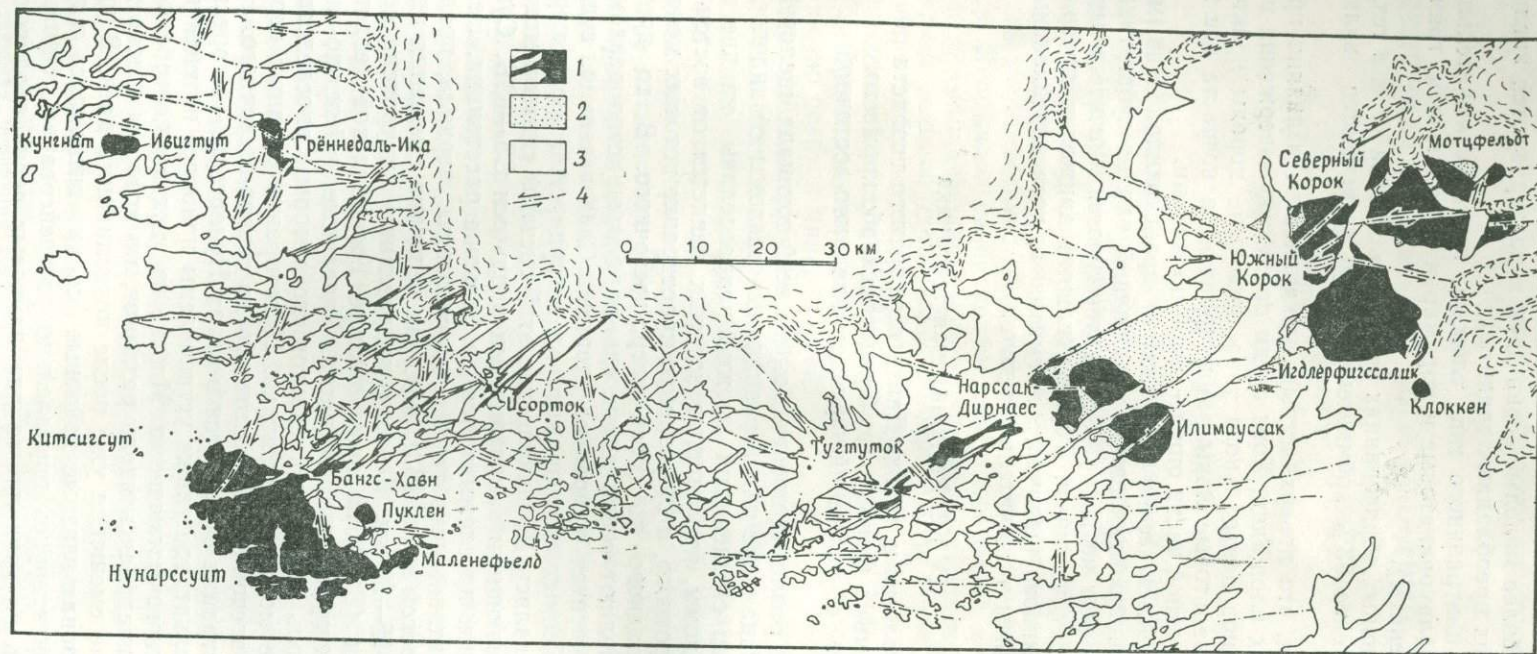
5. Считается, что поверхностные вулканические излияния происходили на больших площадях. Хотя среди продуктов извержения предполагаемых вулканов центрального типа щелочные породы практически отсутствуют, базальтовые лавы раннегардарского возраста все же сохранились в восточной части описываемой провинции.

6. Снятие тектонических напряжений происходило главным образом за счет трещинообразования и движений вдоль субвертикальных разломов, некоторые из которых характеризуются значительными вертикальными перемещениями. Горизонтальные движения прекратились до периода активного щелочного магматизма, хотя вертикальные движения происходили и значительно позже.

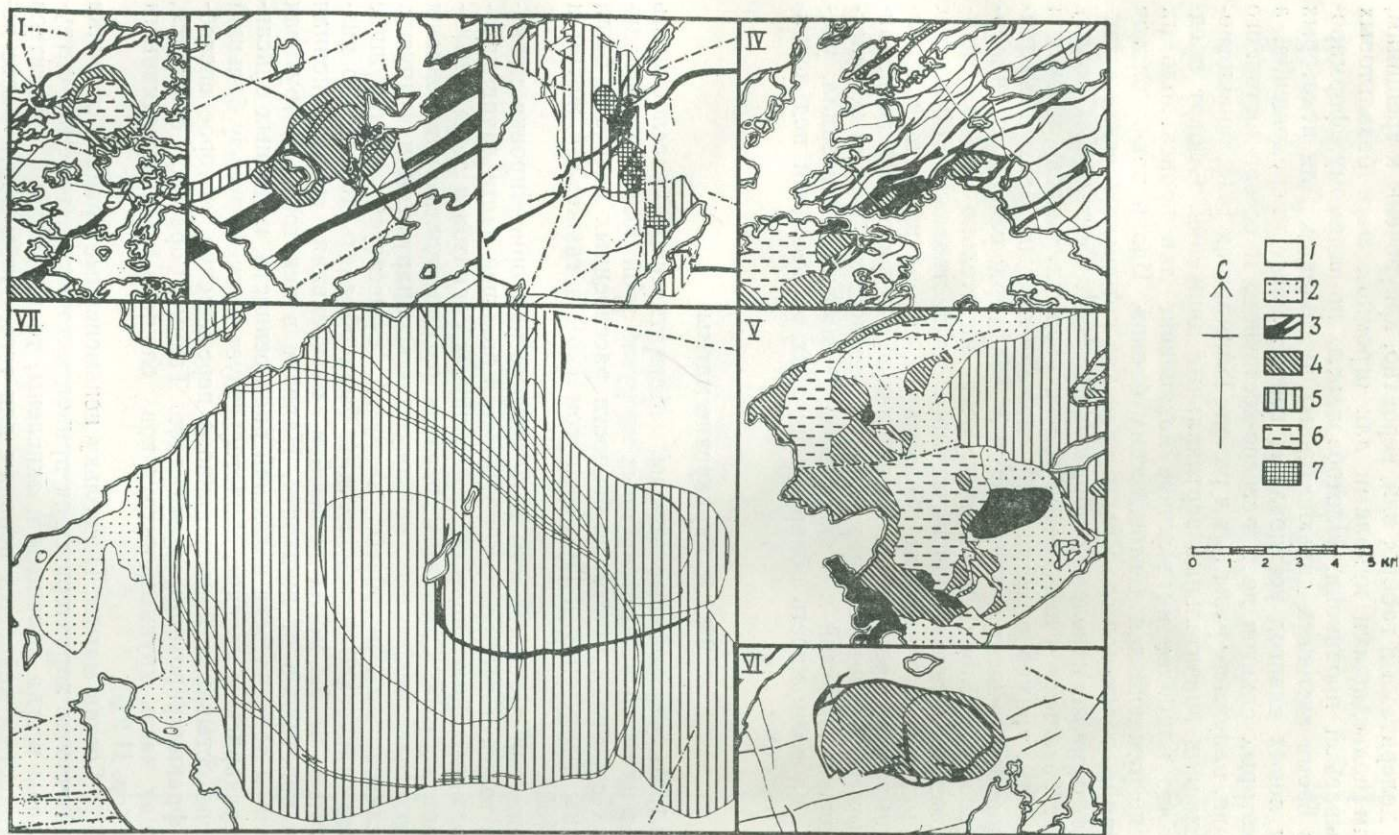
IV.1.2. Региональная тектоника

IV.1.2.1. Разломы и дайки. Дайки гардарского возраста обнажаются в районе от мыса Фарвель до Фредериксхааб; кроме того, они установлены среди образований фундамента юго-восточной Гренландии [10].

Гардарские разломы проявились на всей площади щелочной провинции. Крутопадающие или вертикальные разломы со значительными горизонтальными смещениями можно подразделить на две главные группы: 1) разломы, простирание которых меняется от восток-юго-восточного до широтного, и 2) разломы, простирание которых меняется от север-северо-западного до север-северо-восточного. В то время как первые представляют собой левые сдвиги, большинство разломов второй группы относится к правым сдвигам. Следовательно, существует система сопряженных сдвигов, которая в гардарское время периодически активизировалась. Возникновение этой системы сдвигов можно объяснить растягивающими напряжениями вдоль оси СЗ—ЮВ. Субширотные левые сдвиги прослеживаются на большие расстояния. Некоторые из них были активными в течение длительного периода, предшествовавшего гардарской эпохе [33], и общая величина смещения вдоль них оценивается в 15—20 км. К этому направлению приурочена серия долеритовых даек (BDO, по номенклатуре Гренландской геологической службы) раннегардарского возраста. Указанные дайки, по-видимому, внедрялись вдоль плоскостей сдвигов, по которым впоследствии происходили более молодые подвижки. Простирание главных серий даек изменяется от восток-северо-восточного до северо-восточного. Наибольшая их концентрация отмечается в зонах Нунарсуит—Исорток и Тугтуток—Мотцфельдт, где также установлены наиболее интенсивные проявления щелочного магматизма. Многие из этих даек, особенно в районе Тугтуток, внедрялись вдоль разломов, по которым также происходили небольшие смещения уже после консолидации даек. В двух указанных выше зонах главные дайковые серии внедрялись в гнейсы и мигматиты, ориентируясь параллельно разгнейсованию. Однако такая закономерность не проявляется для дайковых серий гардарского возраста в районе Ивигтут, где дайки обычно дискордантны по отношению к структурам фундамента.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Гардарской провинции, на которой показано размещение главных интрузивов и разломов.
 1 — гардарские интрузии; 2 — формация Эрикссфьорд; 3 — комплекс фундамента; 4 — разломы.



Фиг. 2. Схематические геологические карты некоторых гардарских интрузивных центров.

I — Пуклен; II — центральный Тугтуок; III — Грённедаль — Ика; IV — Бангс-Хавн; V — Нарсак — Дирнаес и часть массива Илимауссак; VI — Кунгнат-Фьелд; VII — Игдлерфигсалик. 1 — догардарский фундамент; гардарские образования: 2 — формация Эриксфьорд; 3 — габбро и долериты; 4 — сиениты и кварцевые сиениты; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — граниты; 7 — карбонатиты.

IV.1.2.2. Формация Эриксфьорд. Большинство ранних даек восток-северо-восточного и северо-восточного простирания представлены оливиновыми долеритами и габбро; они, вероятно, приурочены к трещинам, служившим подводными каналами для огромных масс базальтовых лав описываемой провинции. Платобазальты, по-видимому, формировались во время активных дизъюнктивных дислокаций. Для некоторых широтных левых сдвигов установлены вертикальные перемещения, а вдоль некоторых сдвигов восток-северо-восточного и северо-восточного простирания, например, развитых в районе Илимауссак [44], по-видимому, происходили значительные вертикальные движения. Стюарт предполагает, что наиболее интенсивное накопление лав происходило на участках погружающихся тектонических блоков. Вдоль таких блоков формировались трюги или грабены, в пределах которых отлагались также речные, озерные и золотые образования [64]. Согласно Стюарту [44], толща базальтов и песчаников полуострова Илимауссак, имеющая мощность 3 км, примерно наполовину сложена лавами. Лавы и осадочные образования относятся к формации Эриксфьорд; разрезы этой формации на соседних блоках характеризуются значительно меньшей мощностью. Доказательством первоначального существования обширных лавовых покровов и осадочных образований на большей части территории описываемой провинции служат следующие факты: 1) сохранившиеся реликты указанных образований в локальных опущенных участках гардарских интрузий и в диатремах; 2) моренный материал, указывающий на возможность обнаружения этих образований под ледниковым покровом.

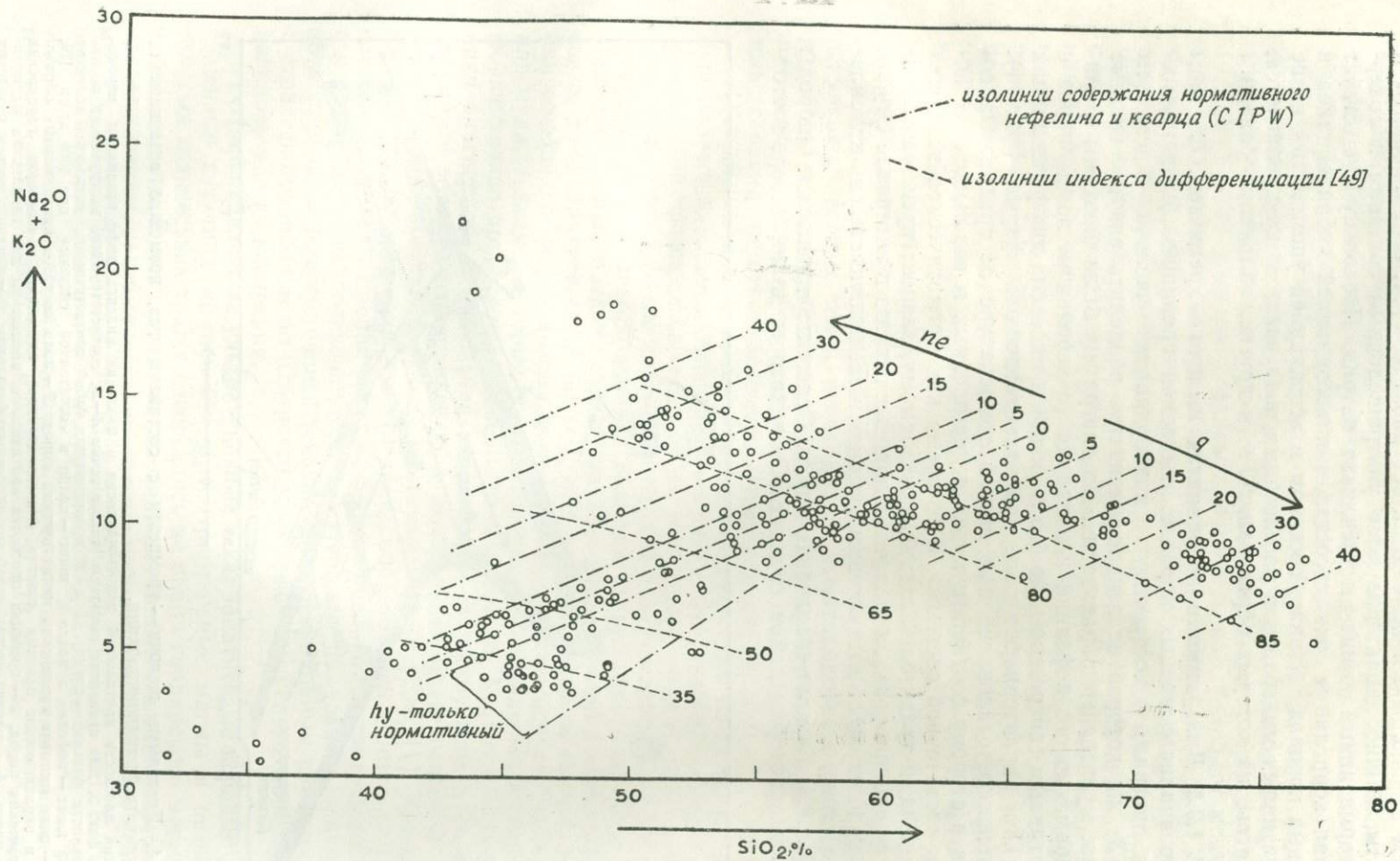
IV.1.3. Гардарские магмы

IV.1.3.1. Аккумулятивные породы. Магматическая расслоенность характерна для большинства крупных интрузий этой провинции независимо от их состава. Главные особенности расслоенных интрузий были рассмотрены Фергусоном и Пулвертафтом [23], а также Уэйджером и Брауном [60].

Ритмическая расслоенность и магматическая ориентировка проявляются не только в габброидах, но также в большей части лаурвикитовых и нордмаркитовых сиенитов, нефелиновых сиенитов и даже в некоторых гранитах [31]. Скрытая и фазовая расслоенность установлены лишь в некоторых интрузивах, но могут быть обнаружены и в других.

У исследователей подобных интрузий существует единодушное мнение, что салические магмы должны были обладать достаточно низкой вязкостью, чтобы могла произойти интенсивная гравитационная сепарация кристаллов от жидкости. Наличие в некоторых интрузивах трогообразной полосчатости и ложной расслоенности, подобных описанным в Скергаардском массиве, свидетельствует также в пользу большой роли в ходе остывания конвекционного перемещения, которое способствовало фракционированию кристаллов. Таким образом, считается, что большая часть крупных интрузивов сложена аккумулятивными породами (ср. II.2.6).

IV.1.3.2. Состав магмы. Поскольку неизменные краевые оторочки закалки обычно не характерны для приконтактовых частей этих интрузивов, а лавы всегда изменены и окислены, то необходимо обратиться к мелкозернистым дайковым породам для того, чтобы найти более непосредственную информацию относительно состава самой магмы. Главные (восток-северо-восточные и северо-восточные) серии даек представлены полевошпатовыми оливиновыми базальтами, переходными к гавайитам, которые через муджиериты постепенно переходят в трахиты,

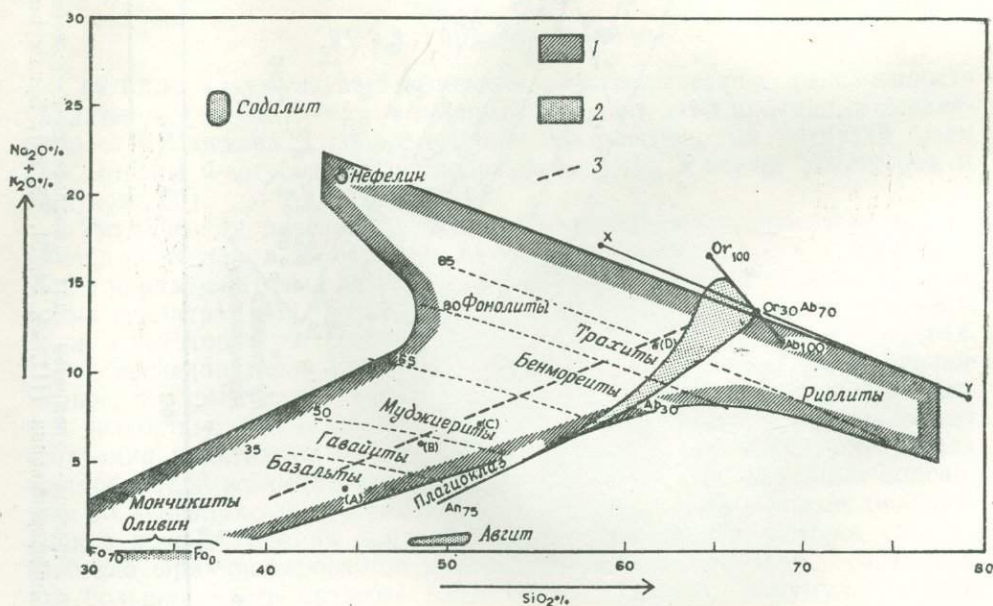


Фиг. 3. Диаграмма щелочи — кремнезем для гардейских изверженных пород с изолиниями нормативного нефелина и кварца, а также индекса дифференциации ([11, 24, 34, 51, 58, 62], Бриджуотер и Алтон — неопубликованные анализы).

а затем в фонолиты и комендитовые риолиты [34, 35]. Фонолиты и риолиты обычно характеризуются ультращелочным составом и содержат нормативный акмит ± метасиликат натрия. Поскольку существует хорошая корреляция между составом и ассоциацией вкрапленников в дайковых породах, а также составом и ассоциацией упомянутых выше кумулятивных минералов в расслоенных интрузиях, то предполагается, что массы, из которых образовались те и другие, обладали большим сходством [57].

IV.1.3.3. Диаграмма в координатах щелочи — кремнезем. Составы 300 проанализированных пород описываемой провинции были нанесены на диаграмму, построенную в координатах щелочи — кремнезем (фиг. 3), на которой не делалась попытка разделить аккумулятивные и неаккумулятивные образования. На диаграмму были нанесены изолинии нормативного нефелина или кварца (с небольшим полем пород с нормативным гиперстеном, но без *ne* и *qz*) и индексов дифференциации [49]. Они характеризуют поле наковальнеподобной формы (фиг. 4), указывающее отклонение при низкой температуре от трахитовых составов в сторону соответствующих недосыщенных и пересыщенных котектик «остаточной системы». В то время как магматическая эволюция за пределами трахитовой стадии, по-видимому, зависит преимущественно от фракционирования щелочных полевых шпатов в интервале Og_{25-40} , более крайние щелочные составы отражают различную степень накопления нефелина или содалита.

IV.1.3.4. Базальт-трахитовая серия. Основные толеитовые породы слагают некоторые дайки серии BDO и некоторые дайки северо-восточ-



Фиг. 4. Диаграмма щелочи — кремнезем с составами фаз, возможно возникающих в результате фракционирования.

Проекция плоскости критической недосыщенности и изолинии индекса дифференциации перенесены с фиг. 3. Для сравнения показаны также точки A—D, соответствующие экстремальной последовательности базальт — трахит. X и Y представляют собой соответственно соответствующие минимумы котектик полевой шпат — нефелин и полевой шпат — кварц в «остаточной системе» при 1000 кг/см² [29, 50]. 1 — поле составов гардарских магматических пород; 2 — поля составов кумулятивных образований и вкрапленников полевых шпатов, фельдшпатондов, пироксенов и оливинов гардарских магматических пород; 3 — проекция плоскости критического насыщения для гардарских магматических пород. A — средний состав гавайских щелочных базальтов; B — средний состав гавайских гавайитов; C — средний состав гавайских муджиритов; D — средний состав гавайских трахитов [17].

ного простираения, расположенные на значительном удалении от главных центров щелочных проявлений. Основные породы, обычно ассоциирующиеся со щелочными интрузиями, отличаются повышенными содержаниями глинозема, титана, фосфора, щелочей и большими величинами отношения Fe/Mg при содержаниях MgO обычно ниже 7%. Точки их составов на диаграмме расположены вблизи плоскости критической недосыщенности, в «простой базальтовой системе» $ne-ol-cpx-qz$ [67] и вблизи разреза плагиоклаз—оливин, т. е. большая часть базальтовых магм относится к глиноземистой умеренно щелочной или «переходной» [15] разновидности. Однако породы, переходные от базальта к трахиту, являются типично щелочными, так как отсутствуют данные, свидетельствующие о реакционных взаимоотношениях оливина с жидкостью или о присутствии пироксена с низким содержанием кальция. Оливины изменчивы по составу Ca_{30-100} , и они становятся неустойчивыми только в самых крайних дифференциатах. Поскольку ассоциация фаялит+магнетит+щелочной полевой шпат±кварц обычна для сиенитовых пород, летучесть кислорода в магмах, по-видимому, приблизительно определяется буферной кривой фаялит—магнетит—кварц [39].

Концентрация летучих в самых крайних остаточных магмах (например, апгаитовые породы массива Илимауссак и ультращелочные граниты Нунарссуйт и Кунгнат-Фьелд) способствует образованию сложных пегматит-аплитовых тел и метасоматическому изменению боковых пород. Однако, за исключением некоторых дифференциатов, обогащенных летучими, большая часть кислых магм кристаллизуется в гиперсолвусных условиях (по отношению к полевым шпатам, ср. II.2).

IV.1.3.5. «Большие полевошпатовые дайки». Так называемые большие полевошпатовые дайки представляют собой важный элемент дайковых серий восток-северо-восточного и северо-восточного простираения. Они образовались после главных интрузий долерит-габбрового состава, но ранее поздних левосторонних движений по субширотным сдвигам и внедрения самых поздних щелочных интрузий и главных серий трахитовых даек. Значительный интерес вызывают краевые закаленные фации больших полевошпатовых даек, обычно представленные трахитами или муджиеритами, которые по направлению к центральной частям даек постепенно приобретают более основной состав. Крупные вкрапленники плагиоклаза и включения анортозитов, отсутствующие в краевых щелочных зонах, по направлению к центральной более основной зоне постепенно становятся все более многочисленными [7, 8, 11]. Бриджютер [8] пришел к выводу, что эти дайки образовались в результате последовательного внедрения уже дифференцированной магмы. Особенности распределения полевошпатового материала по разным зонам он объясняет не дифференциацией течения, а гравитационным равновесием в стратифицированном по плотности магматическом теле, которое установилось еще до внедрения.

IV.1.3.6. Щелочные ультраосновные и карбонатитовые породы. Обогащенные летучими компонентами ультраосновные магмы в незначительных количествах также извергались во время гардарского магматического цикла. В результате образовались гипабиссальные интрузии и лавовые потоки, которые ассоциируются с небольшими газовыми диатремами в восточной части описываемой провинции [52, 61, 45]. К гипабиссальным интрузиям относятся лампрофировые дайки [1, 2] и разнообразные малые интрузии слюдяных перидотитов, слюдяных пироксени-тов, мончикитов, альнётитов и карбонатитов [18, 61, 55, 45]. Стюартом [44, 45] описаны также экструзивные потоки мончикитов и карбонатизированных мелилитовых пород.

Относительно высокие содержания К и Mg в некоторых из указанных пород, обедненных Si и Al, невольно заставляют их сравнивать с калиевыми ультраосновными лавами Уганды (ср. II.5).

IV.1.4. Внедрение интрузий

IV.1.4.1. Гигантские дайки. Некоторые дайки основного состава северо-восточного и восток-северо-восточного простирания, относящиеся к сериям Тугтуток, Нунарссуйт и Джоханн-Дахлс-Ленд [54, 61], достигают мощности 800 м. Медленное последовательное остывание этих даек привело к образованию крупнозернистого троктолитового габбро кумулятивного характера. Однако в составе некоторых гигантских даек (мощностью более 100 м) отмечаются также сиеногаббро, авгитовые сиениты и фойяиты или кварцевые сиениты. Эти более щелочные породы обычно находятся в центральных частях даек и окаймлены габброидами, которые образовались несколько раньше. В некоторых случаях щелочные породы, по-видимому, кристаллизовались из умеренно дифференцированных магм, внедрившихся вдоль срединной плоскости ранее образовавшихся более основных даек, в результате чего возникали сложные дайки без внутренних закаленных контактов. Однако для некоторых гигантских даек нельзя исключить возможность образования более дифференцированных пород в результате фракционирования *in situ*.

По мере перехода от основной к менее плотной кислой магме происходило видоизменение механизма внедрения от простого расширения до процесса, в котором существенную роль играет обрушение. Бриджютер и Ко [9] указывали на большую роль обрушения при внедрении гигантских даек в районе Исортот.

Совершенно очевидно, что в некоторых местах (например, в районах Исортот, Пуклен, Бангс-Хавн и Тугтуток) в результате постепенного обрушения более щелочные и кислые магмы смогли прорвать оболочку габброидов, в которую они первоначально были заключены.

IV.1.4.2. Разрешенное внедрение крупных плутонов. Последующее внедрение более дифференцированных магм, по-видимому, происходило в благоприятных условиях в результате длительного термального дробления и обрушения вмещающих пород, при этом в конечном счете возникали крупные оvoidные камеры, в пределах которых могли происходить конвекция и аккумуляция кристаллов. Короче говоря, предполагается, что можно установить постепенный переход от основных даек, возникших путем простого расширения, до крупных интрузий сиенитов, фойяитов и гранитов, образовавшихся в результате разрешенного внедрения (фиг. 5). Однако не следует делать вывод, что все главные центры магматической деятельности эволюционировали таким образом; для многих из них — это всего лишь вероятная рабочая гипотеза.

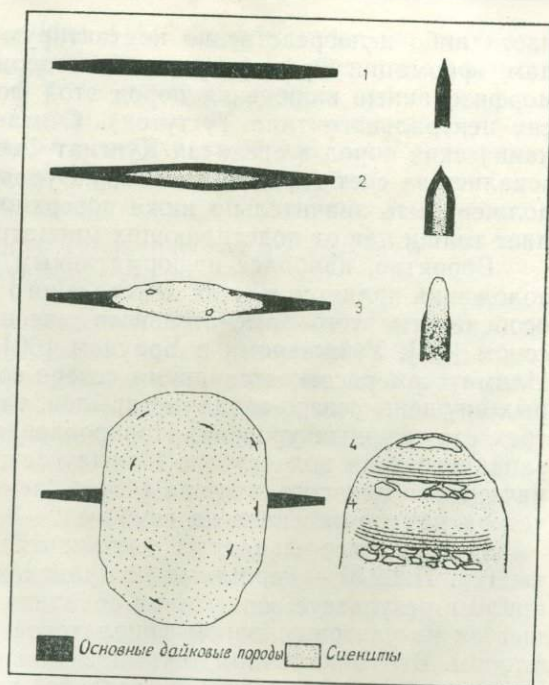
Место внедрения любой крупной интрузии автоматически становится структурно ослабленной зоной, куда происходило последующее внедрение штоков или кольцевых даек. Чем больше разрастался массив, тем более вероятным становилось появление здесь последующих магматических образований. Отдельные стадии указанной последовательности от «гигантских даек сложного строения» до массивов центрального типа можно проследить на примерах массивов Бангс-Хавн [32] и Пуклен и взаимоотношения сложной дайки Ассорутит в районе Тугтуток [52] с массивом Нарссак—Дирнаес. Несомненно, наиболее благоприятными для такого эволюционного процесса были окрестности Игалико, а именно центры Мотцфельдт, Корок и Игдлерфигссалик [19] и Нунарссуйт [32], где крупные и сложные вулканы действовали в течение

длительных периодов. Возникшие здесь интрузивные массивы достигают 30—45 км в поперечнике.

Необъяснимая структурная особенность многих этих массивов заключается в том, что отдельные интрузии в плане имеют форму овала, длинная ось которого ориентируется перпендикулярно главному (северо-восточному и восток-северо-восточному) направлению дайковых интрузий. Такая тенденция ориентировки удлинения установлена в массивах Грэннедаль—Ика, Нунарсуит, Пуклен, Нарсак—Дирнаес, Илимауссак, Игдлерфигссалик и Корок, но не отмечается в массивах Кунгнат, Клоккен и массиве центрального типа Тугтуток. Последние являются аномальными в том отношении, что их местонахождение, по-видимому, не контролируется пересечением субширотных поперечных левых сдвигов с главными дайками или сериями даек, что характерно для других случаев.

Как указывалось выше, общим для главных щелочных комплексов является то, что они образовались путем разрешенного внедрения, обусловленного многократными кальдерными проседаниями, которые сопровождалась внедрением серий кольцевых даек (например, ранние центры магматической деятельности в массиве центрального типа Тугтуток [52]), или путем постепенного обрушения (например, ксенолиты фоййита в массиве Грэннедаль—Ика [18] и главное тело гранитов в массиве Нарсак—Дирнаес) или в результате процесса, в некоторой мере промежуточного между двумя выше рассмотренными. При этом происходило отслаивание субгоризонтальных плит пород кровли, горизонтальные размеры которых в несколько раз превосходили их мощность. Они погружались в менее плотные трахитовые или фанолитовые магмы; часть из них дробилась (массивы Кунгнат-Фьелд, Тугтуток, Нунарсуит и Мотцфельдт), другая часть оставалась преимущественно целой (массив Грэннедаль—Ика). Каждый момент отслаивания кровли соответствовал концу периода гравитационной аккумуляции и конвекции, а погружающиеся плиты и глыбы давали новый материал для последующих серий расслоенных кумулатов. Таким способом крупные тела щелочной магмы пробивали путь к поверхности, уменьшаясь в объеме и все более фракционируясь в ходе кристаллизации.

IV.1.4.3. Структурный уровень. Комплексы, находящиеся в западной части провинции, а именно Кунгнат-Фьелд, Грэннедаль—Ика и Нунарсуит, очевидно, располагаются на относительно низких структурных уровнях по сравнению с восточными комплексами. Главное основание для такого предположения заключается в том, что массивы в восточной



Фиг. 5. Предполагаемая схема формирования крупной интрузии на месте дайки расширения. Слева — план; справа — поперечный разрез.

части либо непосредственно контактируют с супракристалльными породами формации Эриксфьорд, либо содержат относительно слабо метаморфизованные включения пород этой формации (как, например, массив центрального типа Тугтуок). Считается, что включения метавулканических пород в сиенитах Кунгнат-Фьелд и Нунарссуйт также образовались за счет гардарских лав, но уровень обнажения этих массивов должен быть значительно ниже поверхности несогласия, которая отделяет толщи лав от подстилающих мигматитов и гнейсов.

Вероятно, наиболее информативным с точки зрения структурного положения является массив центрального типа Илимауссак. Важнейшие особенности этого замечательного массива были рассмотрены Сёренсеном [46], Уэйджером и Брауном [60] и Фергусоном [22]. Массив Илимауссак рассекается двумя северо-восточными разломами, у которых опущены северо-западные крылья, так что эрозия вскрывает его на трех структурных уровнях. Прикровлевая зона наблюдается у северо-западного края полуострова Илимауссак, где сохранилась часть первоначального лавового покрова [48]. Сёренсен [48] считает, что магматическая камера залегала на глубине 2—5 км от дневной поверхности.

В двух северо-западных тектонических блоках преобладают науиты (ср. II.2.2.5) — необычные кумулятивные образования, которые возникли в результате всплытия содалита (гакманита), кристаллизовавшегося из ультращелочной фонолитовой магмы, сильно обогащенной хлором. В юго-восточном тектоническом блоке, где уровень эрозии располагается ниже упомянутой базальной поверхности несогласия и вскрывает контакты интрузии с позднекинematическими гранитами фундамента, обнажается серия не менее замечательных расслоенных сиенитов (какортokitов) мощностью более 400 м. Какортokitы считаются частью кумулятивной толщи, которая формировалась в основании интрузии, тогда как науиты возникли у кровли этой интрузии. Сильно фракционированная серия льявритов, по крайней мере частично аккумулятивно-происхождения (личное сообщение Дж. Энгела), представляет собой наиболее поздние не насыщенные щелочами породы рассматриваемого центра магматической активности. Вероятно, она образовалась из остаточной магмы вслед за отделением науитов и какортokitов.

Изучение теплового потока в массиве Илимауссак [41] показывает, что щелочные породы (содержащие повышенные концентрации излучающих тепло изотопов) залегают близ поверхности и, по-видимому, на глубине 1—2 км подстилаются породами более основного состава, которые обеднены K, Th и U.

IV.1.4.4. Кольцевые дайки основного состава. В ходе становления рассматриваемых массивов, вероятно, не возникали условия, необходимые для образования конических слоев. Кольцевые дайки основного состава встречаются редко, но в качестве примера можно привести маломощные кольцевые дайки габбро или сиеногаббро в районах Кунгнат-Фьелд [51], Мотцфельдт и Игдлерфигссалик [19]. Значение этих поздних кольцевых даек заключается в том, что они указывают на длительное существование основной магмы под массивами, сложными нацело сиенитовыми породами. Более того, изучение массивов Кунгнат-Фьелд и Игдлерфигссалик показывает, что такая магма продолжала существовать на самых поздних стадиях гардарской деятельности, когда уже давно прекратились восходящие движения базальтовой магмы, сформировавшей региональные дайки.

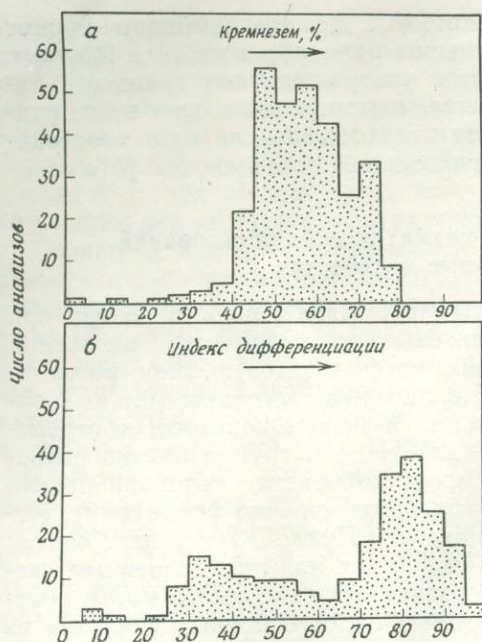
IV.1.4.5. Принудительные интрузии. В описываемой провинции редко встречаются примеры явных принудительно внедрившихся магматических тел. К возможным примерам относятся карбонатиты; самый крупный массив карбонатитов представлен штоком сёвитов, который

прорывает фойяиты Грённедалъ—Ика [18]. Другим примером служит сидерит-криолитовое рудное тело меньших размеров в массиве Ивигтут, которое внедрилось в небольшой шток ультращелочных гранитов. Характер распределения трещин во вмещающих породах вокруг этого рудного тела свидетельствует о том, что необходимое для него пространство было создано в результате эксплозивной деятельности [4].

IV.1.5. Последовательность магматических образований и их относительные количества

IV.1.5.1. Последовательность интрузий. Магмы любого центра или группы центров магматической деятельности к моменту внедрения обычно уже полностью попадают либо на фонолитовую, либо риолитовую сторону «остаточной системы». Исключение составляет массив Илимауссак, который сложен одновременно и недосыщенными, и пересыщенными породами. Массив Грённедалъ—Ика и группа близко расположенных друг к другу массивов в восточной части провинции нацело сложены недосыщенными породами (преимущественно фойяитами), тогда как массивы Кунгнат-Фьелд, Нунарссуйт, Пуклен, Тугтуток, Клоккен и Нарссак—Дирнаес состоят из насыщенных или пересыщенных сиенитов и гранитов (хотя небольшие количества нефелина могут появляться в нормативном составе некоторых более основных сиенитов из этих массивов).

Если исключить из рассмотрения «большие полевошпатовые дайки», описанные в разд. IV.1.3.5, и упомянутые выше поздние кольцевые дайки основного состава, в пределах описываемой провинции наблюдается устойчивая тенденция внедрения более дифференцированных магм вслед за менее дифференцированными. Как уже отмечалось, по взаимоотношениям дайковых серий можно установить, что дайки базальтового состава преобладают среди ранних серий, тогда как трахиты, фонолиты и риолиты характерны для поздних серий. На эту общую закономерность нередко накладываются более короткие циклы, характеризующиеся той же эволюционной последовательностью. Трахиты появляются только в верхней части разреза лавового плато на полуострове Илимауссак [44], а в сложных дайках (исключая «большие полевошпатовые дайки») более поздние образования обычно отличаются от более ранних повышенной щелочностью и более высокими значениями отношения Fe/Mg. Аналогичные взаимоотношения отмечаются и во многих интрузивных комплексах. Хорошими примерами служат массивы Нарссак—Дирнаес и Илимауссак. В первом из них ультращелочные граниты внедрились вслед за пересыщенными авгитовыми сиенитами и нордмаркитами. Сами сиениты имеют примерно тот же возраст, что и сиениты гигантской дайки Ассорутит в районе Тугтуток. Эти сиениты образовались позже тела сиеногаббро, которое прорывает главную интрузию габбро [52, 54]. В соседнем более молодом массиве Илимауссак вслед за ранней интрузией недосыщенной магмы, из которой образовались авгитовые сиениты и фойяиты, внедрилась магма, давшая начало породам агпайтовой серии (науйиты, какортokitы и луйвриты). Все геохимические и минералогические данные свидетельствуют о том, что агпайтовая магма была обогащена щелочами, летучими и редкими элементами, т. е. она характеризовалась большей дифференцированностью по сравнению с магмами предшествующих внедрений. Согласно интерпретации Гамильтона [28], после кристаллизации агпайтовых образований происходили последовательные внедрения магмы, из которой вначале кристаллизовались кварцевые сиениты, а затем арфведсонитовые граниты массива Илимауссак, что во многом повторяет последова-



Фиг. 6. Гистограммы, показывающие зависимость между частотой встречаемости и а) содержанием SiO_2 и б) индексом дифференциации Торнтона—Таттла. Используются те же данные, что и для фиг. 3.

базальтами, с одной стороны, и трахитами, феолитами и риолитами — с другой. Гистограммы на фиг. 6 показывают зависимость между частотой встречаемости и содержанием кремнезема (а) и индексом дифференциации Торнтона—Таттла (б) для проанализированных гардарских магматических пород. Заметные минимумы в области значений SiO_2 от 50 до 55% и индексов дифференциации от 60 до 65 соответствуют составам трахибазальт — сиеногаббро. Согласно аргументации Чейеса [14], эти минимумы имеют геологическую природу, а не просто отражают субъективный подход к отбору проб. Бросается в глаза также другой минимум на гистограмме в области содержания SiO_2 равных 65—70% [62]. Относительно малая распространенность составов, промежуточных между кварцевыми сиенитами и гранитами, по-видимому, отмечается как в дайковых сериях, так и в главных массивах [57]. Другие минимумы можно ожидать среди основных и ультраосновных составов, но имеющиеся в настоящее время данные слишком малочисленны, чтобы сделать какие-либо определенные выводы.

IV.1.6. Полевошпатовые включения и анортозиты

IV.1.6.1. Родственная природа включений. Бриджуотер [11] указывал, что существует приуроченность даек, содержащих крупные вкрапленники полевого шпата и анортозитовые включения, к областям развития интенсивного щелочного магматизма. На основании детальных наблюдений Бриджуотер пришел к выводу о существовании тесной генетической связи между анортозитами и гардарскими магмами в целом

тельность значительно более ранних образований массива Нарсасак — Дирнаес.

IV.1.5.2. Относительные количества. Авгитовые сиениты, близкие к лаурвикитам, слагают значительные массы почти во всех комплексах, за исключением Грэннедаль — Ика и Тугтуток, а также являются важными компонентами в некоторых сложных гигантских дайках. При появлении модального кварца или нефелина авгитовые сиениты постепенно переходят соответственно в кварцевые сиениты или фойиты. Несмотря на относительно широкое развитие авгитовых сиенитов и более салических пород, породы, по составу промежуточные между авгитовыми сиенитами и габбро, редко встречаются в главных комплексах, а когда они и присутствуют, то представлены сравнительно небольшими телами. Трахибазальты и сиеногаббро часто встречаются среди дайковых образований, но и здесь они, по-видимому, довольно мало распространены по сравнению с

и подчеркнул петрографическое сходство, роднящее гардарские ксенолиты с анортозитовыми образованиями, которые обнажаются в районах Нейн и Мишикама на Лабрадоре.

IV.1.6.2. Предполагаемое существование анортозитов на глубине. Распределение ксенолитов в пределах провинции побудило Бриджуотера [11] высказать предположение, что на глубине существует вытянутое материнское интрузивное тело длиной 250—500 км и шириной 50—100 км. Кроме того, изучение состава пород ксенолитов показало, что главным компонентом этого тела является зернистый анортозит, состоящий из лабрадора (Al_{60}), второстепенных количеств оливина, окислов железа и титана, ромбических и моноклиальных пироксенов. Наличие случайных хорошо расслоенных ксенолитов принималось за доказательство того, что зернистые анортозиты местами ассоциируются с расслоенными анортозитовыми габбро, которые по аналогии с анортозитами Лабрадора и Анголы могут залегать над зернистыми образованиями. Бриджуотер полагал, что образование анортозитов могло происходить в течение раннего и среднего этапов гардарского периода, а нахождение ксенолитов зернистых анортозитов в дайках среднегардарского возраста он объяснял изменением тектонических условий, которые обусловили брекчирование материнского тела.

Главные выводы Бриджуотера заключаются в следующем: 1) крупный анортозитовый массив (или, возможно, несколько массивов) подстилает породы большей части провинции; 2) любая гипотеза, объясняющая генезис гардарских магм, должна также затрагивать вопрос об образовании анортозитов.

IV.1.7. Петрогенезис гардарских магм

IV.1.7.1. Базальты и анортозиты. 1300—1000 млн. лет назад термальные процессы воздействовали на громадные территории Северной Америки, Гренландии и Северной Европы, обуславливая широкое развитие вулканизма и перестройку земной коры. Первичная магма, зарождавшаяся под Гардарской провинцией, претерпевала глубинное фракционирование с образованием умеренно щелочных базальтовых расплавов, которые формировали потоки и гипабиссальные интрузии и служили материнским материалом для большинства щелочных магм. Различная степень фракционирования моноклиальных пироксенов на глубинах 15—60 км, возможно, являлась главным механизмом, посредством которого формировались базальты с высокими содержаниями глинозема и большими величинами отношений Fe/Mg и $K+Na/Ca$ [56]. Периодическое поступление базальтовой магмы в периоды дизъюнктивных дислокаций земной коры породило главные дайковые серии и трещинные излияния покровных лав. Дезинтеграция и сортировка анортозитовых кумулатов происходили одновременно с подъемом магмы. Грануляция и катаклаз, которые так характерны для гардарских ксенолитов анортозитового состава, возможно, обусловлены тектоническими процессами, происходившими в пределах самой верхней части мантии и нижней части коры одновременно с формированием анортозитовых кумулатов.

IV.1.7.2. Щелочные фельзические породы. Первоначальные соотношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ в сиенитах, гранитах и фойяитах интрузивов Кунгнат-Фьелд, Хвиддал и массива центрального типа Тугтуток изменяются в пределах 0,684—0,709 [Ван-Бреэмен и Аптон, в печати]. Хотя реоморфизм и ассимиляция пород коры, возможно, играли важную роль в происхождении некоторых гардарских интрузивов фельзического состава, относительно низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изученных интрузи-

вах свидетельствуют о том, что эти процессы протекали в сравнительно небольших масштабах. Согласно имеющимся данным, происхождение гардарских трахитов, фонолитов и комендитов путем кристаллизационного фракционирования материнских базальтовых магм остается наиболее правдоподобной гипотезой.

Предполагается, что фельзические магмы представляли собой остаточный расплав, комплементарный к аноксидным кумулатам. На этом основании, например, ультращелочной характер массива Илимаусак можно считать результатом продолжительного действия «плагноклазового эффекта», на который обратил внимание Боуэн [5]. Теория Йодера [66] о том, что формирование аноксидов может завершаться возникновением щелочных пород, подтверждается тесной ассоциацией сиенитов и аноксидов в массивах Адирондак [42] и Мишикамо [20]. Хотя предположение, что химический состав щелочных фельзических магм в значительной степени обязан фракционированию плагноклазов, можно было бы проверить путем изучения состава редкоземельных элементов, эта работа остается невыполненной.

Дальнейшие изменения, осуществлявшиеся при низких давлениях (<10 кбар) за счет фракционирования вдоль равновесных линий полевой шпат—оливин—расплав и полевой шпат—оливин—моноклинный пироксен—расплав (при более низкой температуре), вероятно, обусловили широкие пределы изменения состава пересыщенных и недосыщенных кремнеземом фельзических магм. Материнские базальтовые магмы оставались недосыщенными в течение большей части этой эволюции, протекавшей при низком давлении, отклоняясь в сторону фонолитовых или комендитовых конечных членов только после того, как состав их приближался к муджиеритам или трахитам.

Изучение пересыщенных кремнеземом пород в массиве Кунгнат-Фьелд, в массиве центрального типа Тугтуток и дайковых сериях Тугтуток [36, 57] привело к выводу, что потеря щелочей (путем метасоматоза, выноса вместе с летучими и раскристаллизация стекла) происходила в разной мере. Некоторая часть сильно фракционированных гардарских гранитов и риолитов, содержащих рибекит, эгирин, энigmatит и астрофиллит, могла кристаллизоваться из ультращелочных магм (сопоставимых с современными стекловатыми пантеллеритами), которые потеряли избыток щелочей во время или после кристаллизации.

Как отмечалось в разд. IV.1.3.5, «большие полевошпатовые дайки» свидетельствуют о существовании тел дифференцированной магмы во время гардарского тектоно-магматического цикла. Считается, что щелочи и кремнезем концентрировались в верхних частях этих тел, где возникала магма муджиеритового или трахитового состава. Остается не ясным, протекал ли этот процесс посредством фракционирования кристаллов в протяженных по вертикали магматических телах, которые характеризовались значительными градиентами температуры и давления, или же он осуществлялся за счет диффузии.

Относительно редкая встречаемость пород со значениями индекса дифференциации 60—65 [IV.1.5.2] параллелизуется с «разрывом Дели», обычным для толщ океанических лав [14, 12, 13]. Возможно, объяснение заключается в том, что вязкость магм таких (муджиеритовых) составов выше, чем более горячих и менее кислых базальтовых, с одной стороны, и более холодных трахитовых магм — с другой. Влияние более низкой температуры и более высокого содержания кремнезема в этих магмах, вероятно, уравнивается повышенными содержаниями летучих компонентов. Как показано в разд. IV.1.3.1, широкое развитие текстур расслаивания в щелочных массивах указывает на относительно низкую для щелочных магм вязкость.

IV.1.7.3. Щелочные ультраосновные и карбонатитовые магмы. Периодические небольшие извержения сильно недосыщенных магм привели к образованию слюдяных пироксенитов, альфитов, карбонатитов и других пород, упомянутых в разд. IV.1.3.6. Эти кальциево-феррические магмы, обедненные Si и Al, по-видимому, были относительно обогащены K, P, Ti и другими так называемыми несовместимыми элементами и характеризовались сравнительно высоким отношением K/Na.

Такие химические особенности можно объяснить, исходя из предположения, что магмы представляют собой первоначальные частичные выплавки (<5%) мантии, которые извергались практически без дальнейших видоизменений. Такая гипотеза соответствовала бы моделям генезиса оливиновых мелилититов и кимберлитов, предложенным соответственно Грином [26] и Даусоном [16]. Другой возможный способ возникновения указанных особенностей заключается во взаимодействии магм с вмещающими породами, на что указывали Грин и Рингвуд [27]. Третье предположение состоит в том, что такие магмы явились продуктом интенсивного фракционирования базальтов в условиях эклогитовой фации (>20 кбар) (О'Хара и Йодер, 1967).

Первые две модели смогли бы объяснить образование таких магм на начальных этапах вулканической деятельности, но они встретили бы серьезные трудности при объяснении их генезиса после главной стадии извержения гардарских базальтов и долеритов, когда верхняя мантия, по-видимому, была сильно обеднена несовместимыми элементами. Модель фракционирования в условиях эклогитовой фации не встречает такого возражения и привлекательна в том отношении, что она предлагает механизм, согласно которому магмы, сохраняющиеся на глубине (>60 км), в различной степени фракционируются, в результате чего получают остаточные расплавы, обогащенные несовместимыми элементами. Такие расплавы извергаются через неодинаковые промежутки времени в процессе вулканической деятельности.

IV.1.8. Позднедокембрийское континентальное рифтообразование

Сходство между позднедокембрийской гардарской тектоно-магматической деятельностью в Гренландии и третичными тектоно-магматическими процессами в области Восточно-Африканских рифтов отмечалось многими исследователями. Стюарт, например, [45] обратил внимание на сходство вулканической деятельности района Кагссиарссука с вулканической деятельностью района Рувензори в Западном рифте Африки. Узкая зона интенсивного развития даек оливиновых базальтов, трахитов и комендитов в районе Тугтуток, возможно, представляет собой сильно расчлененную рифтовую зону, аналогичную плиоцен-плейстоценовому рифту южной Кении, где развиты вулканические образования того же состава [65].

Как указано в разд. IV.1.2.1, описываемый регион испытал растяжение, которое сопровождалось движениями вдоль сопряженных разломов и образованием трещин параллельных или субпараллельных сланцеватости пород фундамента. Одновременно с трещинообразованием происходил подъем магмы и расширение земной коры на 10 км. Пока еще не ясно, сопровождалось ли гардарское рифтообразование и вулканизм такими же куполообразными воздыманиями, которые отмечаются в условиях более молодых континентальных рифтов.

Возможно, щелочная провинция юго-западной Гренландии представляет собой всего лишь один сектор обширной зоны почти одновременного рифтообразования, которая включает бассейн Кивино в западной части озера Верхнего [40, 43]. Как предполагал Харрис [30] в от-

ношении Восточно-Африканской рифтовой системы, степень насыщения излившихся базальтов кремнеземом может характеризоваться положительной корреляционной зависимостью от объема земной коры, испытываемого растяжением. Таким образом, толентовые лавы среднего Кивино отмечают зону большого растяжения по сравнению с зоной южной Гренландии. Разобщение коры на этих площадях в период 1300—1000 млн. лет назад едва не привело к образованию новой океанической коры.

IV.1.9. Геохимические процессы

Магматические породы провинции проявляют тенденцию не только к относительному (а часто и абсолютному) обогащению железом, но также к значительному обогащению титаном. (Среднее содержание TiO_2 для 77 проб, содержащих более 3% MgO , составляет 3,25%.) Как недосыщенные, так и пересыщенные фельзитические породы этой провинции относятся к числу наиболее богатых цирконием пород Земли [37]; а в отдельных частях описываемой провинции отмечались удивительно большие содержания Li , Be , F , Cl , Nb , Th и U .

Несмотря на то что кристаллизационное фракционирование могло играть главную роль в возникновении этих геохимических особенностей, вполне реальна вероятность миграции летучих и других «мобильных элементов» в пределах мантии и их концентрирования в зонах пониженного давления или напряжения [3]. Другими словами, сами первичные гардарские магмы, возможно, уже были относительно обогащены указанными компонентами. Какими бы ни были эти процессы, можно сделать вывод, что в ходе эволюции щелочной провинции юго-западной Гренландии верхняя мантия претерпевала значительное и резко селективное обеднение редкими элементами.

Благодарности

Эта глава была написана с разрешения директора Геологической службы Гренландии, которая ведает геологическим картированием на юго-западе Гренландии, а также другими исследованиями. Автор благодарит Д. Бриджуотера, К. Кокса, К. Эмелеуса, М. О'Хару и Т. Пулвертафта за критические замечания и помощь в подготовке рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ayrton S. N.*, A contribution to the geological observations in the region of Ivigtût, S. W. Greenland, *Bull. Grønlands geol. Unders.*, **37**, 139, 1963.
2. *Ayrton S. N.*, *Burri M.*, L'évolution du socle Précambrien dans la région de Qagssimiut, Gröeland Meridional, *Bull. Grønlands geol. Unders.*, **66**, 1967.
3. *Bailey D. K.*, Volatile flux, heat-focussing and the generation of magma, in *Mechanism of Igneous Intrusion*, ed. Newall and Rast, Liverpool, 177—186, 1970.
4. *Berthelsen A.*, On the geology of the country around Ivigtût, S. W. Greenland, *Geol. Rundschau*, **52**, 269—279, 1962.
5. *Bowen N. L.*, Phase equilibria bearing on the origins and differentiation of alkaline rocks, *Am. J. Sci.*, **243**, A, 75—89, 1945.
6. *Bridgwater D.*, Isotopic age determinations from South Greenland and their geological setting, *Bull. Grønland geol. Unders.*, **53**, 56, 1965.
7. *Bridgwater D.*, Feldspathic inclusions in the Gardar igneous rocks of south Greenland and their relevance to the formation of major anorthosites in the Canadian Shield, *Can. J. Earth Sci.*, **4**, 995—1014, 1967.
8. *Bridgwater D.*, Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills, A discussion, *J. Geol.*, **76**, 569—599, 1968.

9. *Bridgwater D., Coe K.*, The role of stoping in the emplacement of the giant dykes of Isortoq, South Greenland, in *Mechanism of Igneous Intrusion*, ed. *Newall and Rast*, Liverpool, 67—78, 1970.
10. *Bridgwater D., Gormsen K.*, Geological reconnaissance of the Precambrian rocks of southeast Greenland, *Geol. Surv. Greenland, Rep.*, **19**, 43—50, 1969.
11. *Bridgwater D., Harry W. T.*, Anorthosite xenoliths and plagioclase megacrysts in Precambrian intrusions of south Greenland, *Bull. Grønlands geol. Unders*, **77**, 243, 1968.
12. *Bryan W. B.*, Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt — trachyte association, Evidence from Clarion and Socorro Islands, Revillagigedo Islands, Mexico, *J. Geol. Res.*, **69**, 14, 3047—3049, 1964.
13. *Cann J. R.*, Bimodal distribution of rocks from volcanic islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 479—480, 1968.
14. *Chayes F.*, Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt — trachyte association, *J. Geol. Res.*, **68**, № 5, 1519—1534, 1963.
15. *Coombs D. S.*, Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside — olivine — silica diagram, *Min. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **1**, 227—250, 1963.
16. *Dawson J. B.*, Kimberlites and their relation to the mantle, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A**, **271**, 297—311, 1972.
17. *Eaton J. P., Murata K. J.*, How volcanoes grow, *Science*, **132**, № 3432, 925—928, 1960.
18. *Emeleus C. H.*, The Grønnedal — Ika alkaline complex, south Greenland, *Bull. Grønlands geol. Unders*, **45**, 75, 1964.
19. *Emeleus C. H., Harry W. T.*, The Igaliko nepheline syenite complex, south Greenland, General description, *Bull. Grønlands geol. Unders*, **85**, 115, 1970.
20. *Emslie R. F.*, The geology of the Michikamau intrusion, *Geol. Surv. Can. Pub.*, paper 68—57, 1970.
21. *Ferguson J.*, Geology of the Ilimaussaq alkaline intrusion, south Greenland, *Bull. Grønlands geol. Unders*, **39**, 82, 1964.
22. *Ferguson J.*, The differentiation of agpaitic magmas, The Ilimaussaq intrusion, south Greenland, *Can. Miner.*, **10**, 335—349, 1970.
23. *Ferguson J., Pulvertaft T. C. R.*, Contrasted styles of layering in the Gardar province of south Greenland, *Min. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **1**, 10—21, 1963.
24. *Gerassimovsky V. I., Kuznetsova S. Ya.*, On the petrochemistry of the Ilimaussaq intrusion, south of Greenland, *Geochim. Int.*, **4**, № 2, 236—246, 1967.
25. *Gill R. C. O.*, Chemistry of peralkaline phonolite dykes from the Grønnedal — Ika area, south Greenland, *Contr. Miner. Pathology*, **34**, 87—100, 1971.
26. *Green D. H.*, Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin, application to oceanic volcanism, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A** **238**, 707—725, 1971.
27. *Green D. H., Ringwood E. A.*, The genesis of basaltic magmas, *Contr. Miner. Petrology*, **15**, 103—190, 1967.
28. *Hamilton E. I.*, The geochemistry of the northern part of the Ilimaussaq intrusion, south Greenland, *Bull. Grønland geol. Unders*, **42**, 104, 1964.
29. *Hamilton D. L., MacKenzie W. S.*, Phase-equilibrium studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (nepheline) — KAlSi_3O_8 (kalsite) — SiO_2 — H_2O , *Mineralog. Mag.* **34**, *Tilley Vol.*, 214—231, 1965.
30. *Harris P. G.*, Basalt type and African rift valley tectonism, *Tectonophysics*, **8**, 427—436, 1969.
31. *Harry W. T., Emeleus C. H.*, Mineral layering in some granite intrusions of S. W. Greenland, *Int. Geol. Congr. 21st. session, Norden*, 172—181, 1960.
32. *Harry W. T., Pulvertaft T. C. R.*, The Nunarsuit intrusive complex, south Greenland, Pt. 1, General description, *Bull. Grønlands geol. Unders*, **36**, 136, 1963.
33. *Henriksen N.*, Structural analysis of a fault in south-west Greenland, *Bull. Grønlands geol. Unders*, **26**, 40, 1960.
34. *Macdonald R.*, The petrology of alkaline dykes from the Tugtutôq area, south Greenland, *Bull. geol. Soc. Denmark*, **19**, 256—281, 1969.
35. *Macdonald R.*, Mid-Gardar feldspathoidal dykes in the Tugtutôq region, south Greenland, *Bull. geol. Soc. Denmark*, **20**, 64—66, 1969.
36. *Macdonald R., Edge R. A.*, Trace element distribution in alkaline dykes from the Tugtutôq region, south Greenland, *Bull. geol. Soc. Denmark*, **20**, 38—58, 1970.
37. *Macdonald R., Parker A.*, Zirconium in alkaline dykes from the Tugtutôq region, south Greenland, *Bull. geol. Soc. Denmark*, **20**, 59—63, 1970.
38. *Moorbath S., Webster R. K., Morgan J. W.*, Absolute age-determinations in south-west Greenland, *Bull. Grønlands geol. Unders*, **25**, 14, 1960.

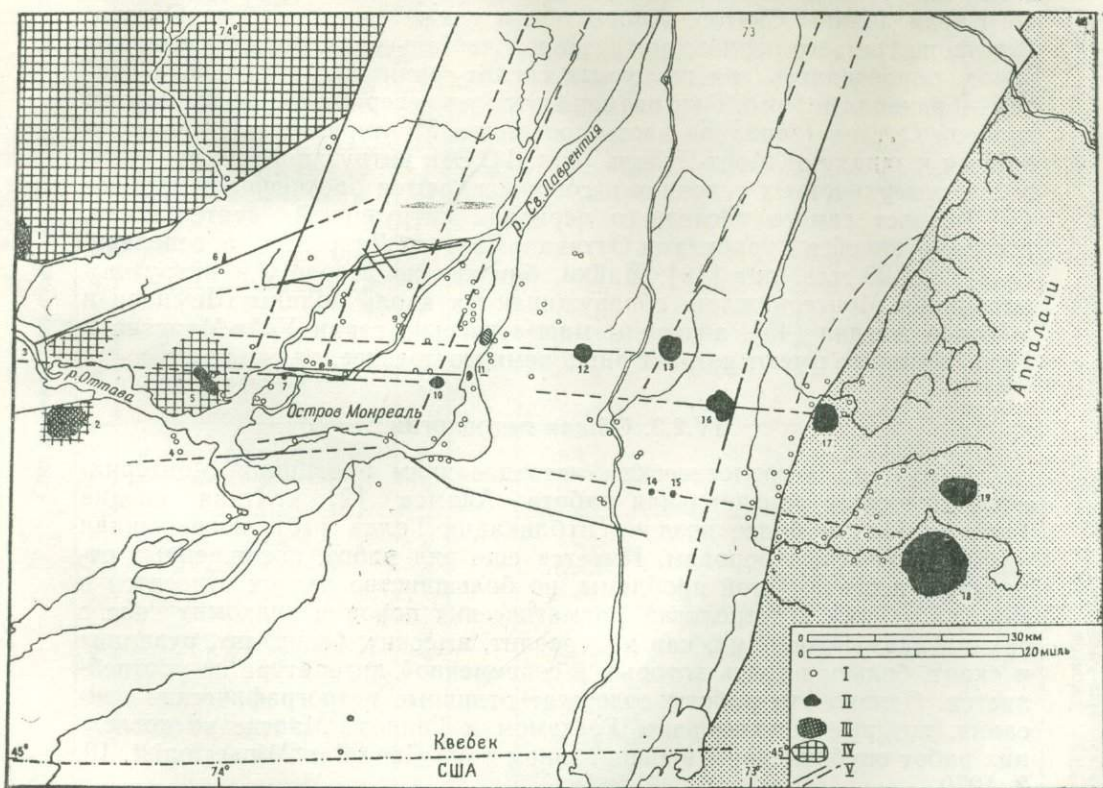
39. *Morse S. A.*, Syenites, Carnegie Inst. Wash. Yb., 67, 112—120, 1968.
40. *Phinney W. C.*, Chemical relations between Keweenawan lavas and the Duluth Complex, Minnesota, geol. Soc. Am., 81, 2487—2496, 1970.
41. *Sass J. H., Nielsen B. L., Wollenberg H. A., Minroe R. J.*, Heat flow and surface radioactivity at two sites in southern Greenland, J. Geophys. Research, 77, 6435—6444, 1972.
42. *Silver L. T.*, A geochronologic investigation of the anorthosite complex, Adirondack Mountains, New York, N. Y. state Museum and Sci. Service Mem., 18, 233—251, 1969.
43. *Smith T. J., Steinhart J. S., Aldrich L. T.*, Crustal structure under Lake Superior, in The Earth Beneath the Continents, Steinhart and Smith, eds, A.G.U. Geophys. Monograph, 10, 181—197, 1966.
44. *Stewart J. W.*, The earlier Gardar igneous rocks of the Ilimaussaq area, south Greenland, Unpub. Ph. D. thesis Durham, 1964.
45. *Stewart J. W.*, Precambrian alkaline-ultramafic/carbonatite volcanism at Qagssiarssuk, south Greenland, Bull. Grønlands geol. Unders, 84, 70, 1970.
46. *Sorensen H.*, The Ilimaussaq batholith, A review and discussion, Bull. Grønlands geol. Unders, 19, 48, 1958.
47. *Sorensen H.*, On the history of exploration of the Ilimaussaq alkaline intrusion, south Greenland, Bull. Grønlands geol. Unders, 68, 32, 1967.
48. *Sorensen H.*, Rhythmic layering in peralkaline intrusions, An essay review on Ilimaussaq (Greenland) and Lovozero (USSR), Lithos, 2, 261—283, 1969.
49. *Thornton C. P., Tuttle O. F.*, Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation Index, Am. J. Sci., 258, 664—684, 1960.
50. *Tuttle O. F., Bowen N. L.*, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, Geol. Soc. Am., Mem., 74, 145, 1958.
51. *Upton B. G. J.*, The alkaline igneous complex of Kûngnât Fjeld, south Greenland, Bull. Grønlands geol. Unders, 27, 145, 1960.
52. *Upton B. G. J.*, Geology of Tugtutôq and neighbouring islands, south Greenland, Pt. I, Bull. Grønland geol. Unders, 34, 59, 1962.
53. *Upton B. G. J.*, Geology of Tugtutôq and neighbouring islands, south Greenland, Pt. II, Nordmarkitic syenites and related igneous rocks, Bull. Grønlands geol. Unders, 44, 62, 1964.
54. *Upton B. G. J.*, The geology of Tugtutôq and neighbouring islands, south Greenland, Pt. III, Olivine gabbros, syeno-gabbros and anorthosites, Pt. IV, The nepheline syenites of the Hviddal composite dyke, Bull. Grønlands geol. Unders, 48, 80, 1964.
55. *Upton B. G. J.*, Ultrabasic intrusives from Narssaq and Tugtutôq, Geol. Greenland, Rep., 11, 41—44, 1966.
56. *Upton B. G. J.*, Melting experiments on chilled gabbros and syenogabbros, Carnegie Inst. Wash. Yb., 70, 112—118, 1971.
57. *Upton B. G. J., Thomas J. E., Macdonald R.*, Chemical variation within three alkaline complexes in south Greenland, Lithos, 4, 163—184, 1971.
58. *Ussing N. V.*, Geology of the country around Julianehaab, Greenland, Meddr. Grønland, Bd. 138, 426, 1912.
59. *Var Breemen O., Upton B. G. J.*, The age of some Gradar Intrusive Complexes, south Greenland, Bull. geol. Soc. Am., 83, 3381—3390, 1972.
60. *Wager L. R., Brown G. M.*, Layered Igneous Rocks, 588, Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh, 1968.
61. *Walton B.*, Sanerutian aplinitic rocks and Gardar dykes and diatremes, north of Narssarssaq, south Greenland, Bull. Grønlands geol. Unders, 57, 66, 1965.
62. *Watt W. S.*, Chemical analyses from the Gardar igneous province, south Greenland, Geol. Surv. Greenland, Rep., 6, 92, 1966.
63. *Watt W. S.*, Petrology and geology of the Precambrian Gardar dykes on Qaersuarssuk, south Greenland, Geol. Surv. Greenland, Rep., 14, 50, 1968.
64. *Wegmann C. E.*, Geological investigations in southern Greenland, Pt. I, Meddr. Grønland, Bd. 113, № 2, 148, 1938.
65. *Wright J. B.*, Petrographic sub-provinces in the Tertiary to Recent volcanics of Kenya, Geol. Mag., 102, 541—557, 1965.
66. *Yoder H. S.*, Experimental studies bearing on the origin of anorthosite, N. Y. State Museum and Sci. Service, Mem., 18, 13—22, 1970.
67. *Yoder H. S., Tilley C. E.*, Origin of basalt magmas, An experimental study of natural and synthetic rock systems, J. Petrology, 3, Pt. 3, 342—532, 1962.

IV.2. ПРОВИНЦИЯ МОНТЕРИДЖИАН

А. Р. Филпотс

IV.2.1. Введение

Выделенная Адамсом [2] провинция Монтериджиан включает группу щелочных интрузий, образующих серию холмов — Монт-Руаяль, Бруно, Сент-Илер, Джонсон, Ружемон, Ямаска, Бром и Шеффорд, — расположенных к востоку от Монреаля, провинция Квебек (фиг. 1). Три последние размещаются в пределах Аппалачской складчатой зоны, остальные резко возвышаются над плоской низменностью реки Святого Лаврентия, которая подстилается горизонтально залегающими кембрийскими и ордовикскими песчаниками, известняками и сланцами. После Адамса была установлена принадлежность к рассматриваемой провинции еще трех массивов — карбонатитового комплекса Ока, интрузии Ибервиль вблизи Маунт-Джонсон и кольцевого комплекса в Маунт-Мегантик в 110 км восточнее Шеффорда. Кроме того, на территории



Фиг. 1. Карта провинции Монтериджиан [9, 16].

1 — дайки, силлы и небольшие штоки; II — монтериджианские интрузии; III — интрузии Риго и Чатем-Гренилл; IV — докембрийский щит; V — разломы, прослеженные и предполагаемые. Цифры на карте: 1 — Чатем-Гренилл; 2 — Риго; 3 — Кориллон; 4 — Иль-Кадье; 5 — Ока; 6 — Сент-Моник; 7 — Иль-Бизард; 8 — Санта-Доротея; 9 — остров Виситасьон; 10 — Монт-Руаяль; 11 — остров Святой Елены; 12 — Маунт-Бруно; 13 — Сент-Илер; 14 — интрузия Ибервиль; 15 — Маунт-Джонсон; 16 — Ружемон; 17 — Ямаска; 18 — Бром; 19 — Шеффорд. Незаштрихованное поле — низменность реки Святого Лаврентия.

провинции имеется множество мелких штокообразных тел, трубок, выполненных брекчиями, даек и силлов, большая часть которых размещается в пределах широтного пояса главных интрузий.

IV.2.2. Структурное положение и возраст

Провинция Монтериджиан расположена на пересечении широтного грабена Оттава с грабеном Святого Лаврентия, север-северо-восточного простирания [19]; как показали полевое картирование, проведенное Кларком [9], и аэромагнитная съемка (фиг. 1), некоторые интрузии размещаются в местах пересечения отдельных разломов грабена Святого Лаврентия с разломами грабена Оттава. Радиометрическое датирование псевдотахилита из одного из разломов север-северо-восточного простирания, который проходит через Монт-Руаяль, показывает, что эта система разломов была активной по меньшей мере 975 млн. лет [34, 28]. Определения абсолютного возраста К/Аг-методом позволили Дойджу и Бартону [11] выделить в пределах рифтовой системы Святого Лаврентия четыре главных периода щелочной интрузивной деятельности. В течение первого периода (820—1000 млн. лет назад) происходило образование сиенитов, гранитов и карбонатитов на севере и западе провинции Монтериджиан. Второй период, 565 ± 15 млн. лет назад, характеризовался внедрением карбонатитов, лампрофиров и сиенитов вдоль северного края долины Святого Лаврентия, а также вдоль грабена Оттава. В течение третьего периода интрузивной деятельности, 450 ± 20 млн. лет назад, образовались два щелочных сиенит-гранитных комплекса — Чатем—Гренвилл и Риго. Они размещаются на северном и южном бортах грабена Оттава (западная часть провинции Монтериджиан), примерно в 60 км к западу от Монт-Руаяль (фиг. 1). Эти интрузии формировались в близповерхностных условиях и сопровождаются брекчиевыми трубками. Возраст самого последнего периода интрузивной деятельности, ассоциирующейся с грабенами Оттава и Святого Лаврентия, определяется в 110 ± 20 млн. лет [16]. Дайки, близкие по возрасту к интрузиям провинции Монтериджиан, обнаруживаются вдоль долины Шамплен и в Новой Англии [45], а породы магматической серии Уайт-Маунтин в Нью-Гэмпшире имеют возраст лишь немного древнее.

IV.2.3. Общая петрология

К лучшим петрологическим исследованиям провинции Монтериджиан относятся оригинальная работа Адамса [2], краткая сводка Грехэма [18] и более поздняя публикация Голда [16], посвященная ультрамафическим породам. Имеется еще ряд работ, посвященных отдельным аспектам этой проблемы, но большинство из них относится к «эре названий» в петрологии магматических пород и знакомит нас с такими наименованиями, как монтреолит, ямаскит, белоэйлит, рувиллит и окаит, большая часть которых в современной литературе не употребляется. Однако эти работы содержат отличные петрографические описания, которые использованы Грехэмом и Голдом. Многие из последних работ опубликованы в специальном томе *Canadian Mineralogist*, 10, 3, 1970.

Для удобства описания породы провинции Монтериджиан сгруппированы следующим образом: дайковые породы, породы главных интрузий, ультрамафические нодули и брекчиевые породы, слагающие трубки взрыва.

IV.2.3.1. Дайковые породы. В провинции Монтериджиан выделяются два контрастных типа даек: меланократовые лампрофиры, встречаю-

Состав некоторых главных типов пород провинции Монтериджиан

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	41,18	45,51	36,66	37,56	44,45	30,85	30,27	34,32	35,19	49,96	34,14	64,62	63,30	51,71	51,53	51,44
TiO ₂	4,32	3,84	3,40	3,72	3,05	2,87	2,84	6,58	6,58	2,41	5,27	0,27	0,58	1,41	0,25	1,65
Al ₂ O ₃	16,37	15,84	12,33	14,58	14,75	8,21	10,00	14,63	9,55	18,83	13,40	17,58	18,07	19,62	20,98	19,66
Fe ₂ O ₃	5,30	1,90	2,23	6,15	5,13	3,33	4,88	7,13	9,35	2,52	2,00	0,50	1,12	3,09	3,66	2,00
FeO	8,25	7,59	8,19	8,20	5,41	6,52	6,95	10,47	8,86	6,64	15,86	0,86	0,99	3,52	1,17	4,50
MnO	0,52	0,40	0,09	0,23	0,29	0,21	0,16	0,20	0,33	0,20	0,19	0,09	0,13	0,28	0,21	0,27
MgO	5,87	3,85	9,98	7,47	3,78	23,16	20,11	7,68	9,20	3,52	9,63	0,33	0,43	1,22	0,14	1,50
CaO	11,58	8,35	12,20	10,08	10,58	16,46	14,73	14,44	15,01	7,42	13,05	1,07	0,82	4,46	1,11	7,25
Na ₂ O	2,98	5,09	2,68	4,24	4,53	1,01	1,49	1,40	1,59	5,26	2,21	6,40	7,58	9,71	13,40	7,10
K ₂ O	1,47	1,88	2,16	1,94	2,28	1,43	2,85	0,08	0,64	2,58	0,72	6,32	5,84	3,34	5,32	3,85
P ₂ O ₅	1,30	0,61	0,35	0,23	1,28	1,90	0,95	2,57	1,89	0,25	1,77	0,14	0,10	0,64	0,02	0,28
CO ₂	—	2,23	6,81	1,80	0,87	3,04	3,24	—	—	—	—	—	—	0,37	0,26	—
H ₂ O ⁺	0,76	1,67	—	—	3,33	1,22	—	0,55	—	—	—	0,20	0,46	1,29	1,10	—
H ₂ O ⁻	0,21	0,17	2,40	3,11	0,26	0,05	2,17	0,05	—	0,60	—	0,02	0,02	0,02	0,02	—
Сумма	100,02	98,93	99,48	99,31	99,99	100,26	100,64	100,07	98,19	100,18	98,24	98,40	99,44	100,68	100,48	99,51

Нормы CIPW																
Q												1,2				
or	8,7	11,1	12,8	11,5	13,5			0,5	3,8	15,20		37,3	34,5	19,7	31,2	22,7
ab	12,2	32,5	16,2	3,8	21,6			7,7	1,8	26,6		54,1	51,8	30,4	6,8	19,8
an	26,9	14,8	15,2	15,0	13,2	13,6	12,2	33,4	17,0	20,1	24,2	0,6		0,1		10,4
lc																
ne	7,0	5,7	3,5	17,4	9,0	4,6	6,8	2,2	6,3	9,7	10,3		4,7	28,0	38,7	21,8
kr						4,7	9,5				2,5					
ac													3,2			
ns															10,6	
Ca crx	9,2	3,6		9,3	10,7			9,0	18,9	6,3	7,1	1,6	1,4	5,3	1,6	8,2
Mg crx	6,4	2,0		6,8	8,4			7,0	16,3	3,5	3,8	0,8	0,8	3,0	0,2	3,7
Fe crx	2,0	1,4		1,5	1,1			1,0		2,6	3,0	0,8	0,6	2,1	1,6	4,4
Wo														1,1		1,7
En												0,1				
Fs												0,1				
Fo	5,7	5,3	17,4	8,3	0,7	42,2	35,0	8,5	4,6	3,7	14,2		0,2		0,1	
Fa	2,0	4,1	6,0	2,1	0,1	3,7	3,3	1,4		3,0	12,2		0,3		0,8	
cs						13,3	10,4				3,8					
mt	7,7	2,7	3,2	8,9	7,4	4,8	7,1	10,3	10,5	3,6	3,0	0,7		4,5		2,9
hm									2,1							
il	8,2	7,3	6,5	7,1	5,8	5,5	5,4	12,5	12,5	4,6	10,0	0,5	1,1	2,7	0,5	3,1
ap	3,1	1,5	0,8	0,5	3,1	4,5	2,3	6,2	4,5	0,6	4,0	0,3	0,2	1,5	0,1	0,7
cc		5,1	15,5	4,1	2,0	6,9	7,4							0,8	0,6	
H ₂ O	1,0	1,8	2,4	3,1	3,6	1,3	2,2	0,6		0,6		0,2	0,5	1,3	1,1	
Сумма	100,1	98,9	99,5	99,4	100,2	105,1	101,6	100,3	98,3	100,1	98,1	98,3	99,3	100,5	99,7	99,4

1. Камптонит, Маунт-Джонсон [27]. 2. Камптонит, Монт-Руаяль [12]. 3. Мончикит, Монт-Руаяль [12]. 4. Мончикит, Монт-Руаяль [12]. 5. Фурчит, Санта-Доротея [33]. 6. Альнёт, Иль-Кадье [6]. 7. Альнёт, северная часть интрузии Иль-Кадье [40]. 8. Оливиновое габбро, Бром-Маунтин [41]. 9. Ямаскит, Ямаска [15]. 10. Эссексит, Сент-Илер [25]. 11. Роговообманковое габбро, Монт-Руаяль [44]. 12. Нордмаркит, Бром-Маунтин [41]. 13. Пуласкит, Бром-Маунтин [41]. 14. Фой-яит, Сент-Илер [36]. 15. Содалитовый сиенит, Сент-Илер [36], анализ включает 1,31% Cl. 16. Нефелиновый монзонит, Монт-Руаяль [44].

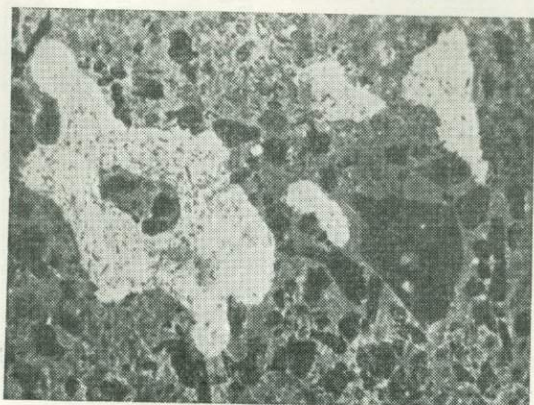
щиеся на всей территории провинции, и лейкократовые, богатые полевым шпатом породы, приуроченные к восточной части провинции и размещающиеся почти исключительно вблизи главных интрузий.

Группа лампрофиров включает камптониты, мончикиты и альнэиты (табл. 1). Камптониты встречаются к востоку от Монт-Руаяль, мончикиты — между Монт-Руаяль и Санта-Доротей и альнэиты — к западу от Санта-Доротей. Эти границы являются достаточно четкими и очень хорошо соответствуют направлениям северо-восточных разломов, проходящих через Монт-Руаяль и Санта-Доротей. Камптониты представляют собой тонкозернистые породы, образующие дайки и силлы, мощность которых не превышает 5 м. Дайки обычно имеют широтные или северо-восточные простирания, параллельные двум главным системам трещин, развитых в данном районе. Породы обычно содержат фенокристаллы зонального авгита с ядрами эндиопсида и краевыми частями, обогащенными титаном и железом, темной красновато-коричневой роговой обманки и оливина. Основная масса состоит из титанавтита, роговой обманки и плагиоклаза (редко более основного, чем Ap_{60}), а также обильных окислов — чаще ильменита, а иногда магнетита. Обычный аксессуарный минерал — апатит; в интерстициях и в миндалинах вместе с кальцитом встречается анальцим.

Мончикиты — тонкозернистые породы, содержащие фенокристаллы титанавтита, роговой обманки и оливина в основной массе, состоящей преимущественно из анальцима с примесью ильменита, апатита и в некоторых случаях сфена. С увеличением количества оливина мончикиты переходят в фурциты.

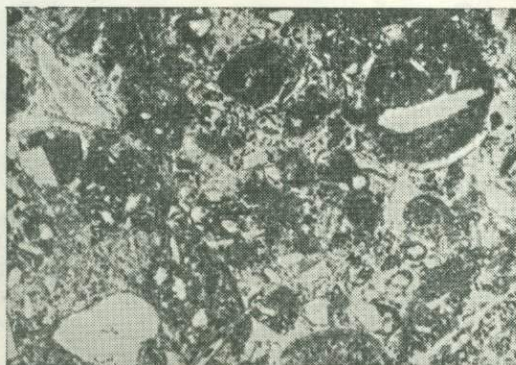
Примерно в 20% даек и силлов камптонитов и мончикитов (включая фурциты) присутствуют оцелли — небольшие сферические обособления обычно менее 1 см в диаметре, которые состоят из тонкозернистого анальцимового или нефелинового сиенита (фиг. 2). Во многих силлах они обнаруживают тенденцию накапливаться в верхних частях, где образуются линзы сиенитов (IV.2.6) [32].

Альнэиты обычно залегают в виде небольших штоков, внедрение которых сопровождалось взрывной деятельностью, на что указывают обильные обломки докембрийских пород и потсдамских песчаников, принадлежащих к нижним частям местного разреза палеозойских осадочных толщ. Однако иногда они встречаются в виде маломощных даек, а к северу от Иль-Кадье и в Сент-Моник образуют крупные силлы. Боуэн в 1922 г. детально описал альнэиты из Иль-Кадье. Это мелко- или среднезернистые породы, содержащие пойкилитовые кристаллы биотита, включающие ранее образовавшиеся зерна оливина. К главным



Фиг. 2. Оцелли, содержащие щелочной полевой шпат, анальцим и роговую обманку, в дайке порфирового камптонита. $\times 2,3$.

Фиг. 3. Сферические включения альнёита в карбонатитовой основной массе, Иль-Бизард. $\times 1,2$.



компонентам пород принадлежат также мелилит и диопсид-авгит, а в некоторых случаях присутствует монтичеллит. Магнетит встречается в качестве аксессуарного минерала, но иногда его количество повышается до 10%. Карбонат обычно заполняет интерстиции между ранее образовавшимися минералами. Согласно Адамсу [1], характерной особенностью, позволяющей четко отличать эти породы от камптонитов и мончикитов, является обычное присутствие в них фенокристаллов биотита. Оливин и авгит тоже образуют фенокристаллы, а также принадлежат к главным компонентам ультрамафических нодулей, которые очень обильны в этих породах.

Такие текстурные образования, как лапилли, обнаруженные в некоторых альнёитах Голдом [16], привлекают особое внимание вследствие ассоциации этих пород с карбонатитами. Лапилли представляют собой сферические обособления альнёита, редко превышающие в диаметре 1 см, заключенные в богатой карбонатом массе (фиг. 3). Соблазнительно предположить, что эти образования могли возникнуть в результате несмесимости карбонатной и богатой щелочами силикатной магмы.

Среди лейкократовых дайковых пород различаются бостониты и фонолиты (тингуаиты), соответствующие нордмаркитам и нефелиновым сиенитам главных интрузий. Они состоят преимущественно из микропертитового щелочного полевого шпата и обладают трахитовой структурой. Кварц и коричневый биотит — обычные второстепенные минералы бостонитов, в то время как в фонолитах встречаются нефелин, анальцим и эгирин.

IV.2.3.2. Породы главных интрузий. Породы главных интрузий обнаруживают те же особенности в размещении, что и дайковые породы, а именно: более кислые разности приурочены преимущественно к восточному краю провинции, а основные — к западному. Так, например, граниты встречаются в массиве Мегантик, нордмаркиты и нефелиновые сиениты в интрузии Бром, нефелиновые и содалитовые сиениты в Сент-Илер, ийолиты и карбонатиты в комплексе Ока. В общем эти породы более изменчивы по составу, чем породы региональных даек, что предположительно объясняется дифференциацией внутри интрузий (табл. 1). В каждой интрузии наблюдаются основные породы и в большинстве содержатся полевошпатовые или фельдшпатоидные дифференциаты. Некоторые интрузивные тела образуются в результате многократных внедрений из разных интрузивных центров. Важная группа пород, не отмечавшихся до сих пор в пределах провинции Монтериджиан, образуется в результате контаминации первичной основной магмы окружающими породами.

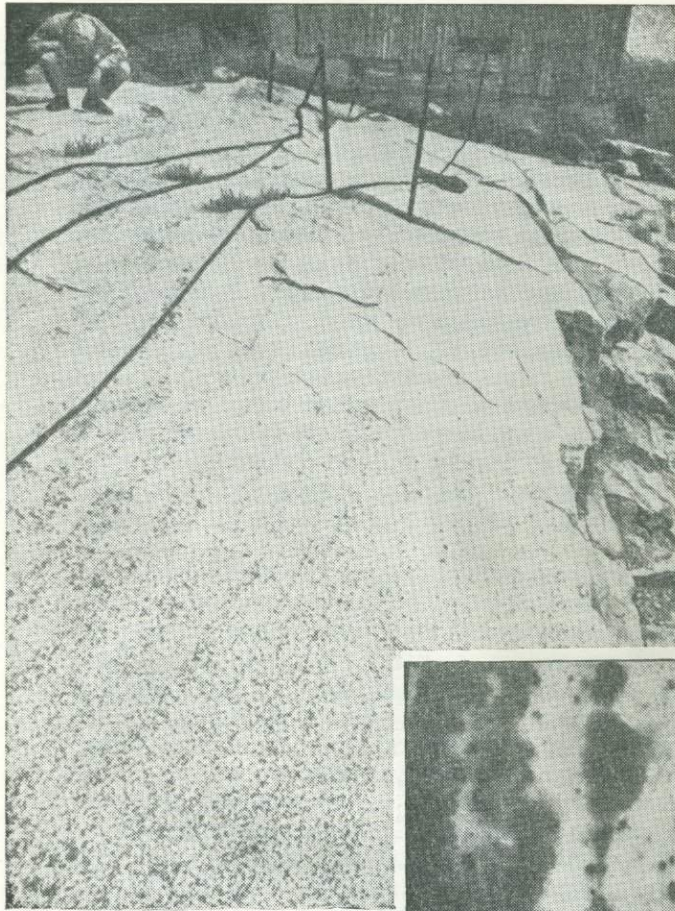
При рассмотрении взаимоотношений между породами различных интрузий важно помнить, что, возможно, не все эти тела интродуцируют до одного и того же уровня земной коры и их отличия отражают различные вертикальные уровни отдельных магматических камер, выведенных на поверхность современного эрозионного среза. Так, например, магнитные и гравитационные аномалии, связанные с интрузией Ибервиль, свидетельствуют о том, что на глубине ее размеры близки к размерам интрузии Маунт-Джонсон [20], хотя на современном эрозионном срезе она занимает площадь несколько квадратных метров. Точно так же сейсмические наблюдения указывают на наличие в районе порта Монреаль интрузии, сравнимой по размерам с массивом Монт-Руаяль, хотя на современной поверхности наблюдается сравнительно небольшой (180 м) выход магматических пород.

Состав основных пород различных интрузий изменяется в зависимости от их положения в пределах рассматриваемой провинции. Габбро массива Мегантик состоит из плагиоклаза, авгита, роговой обманки, биотита и магнетита. В массивах Бром и Шеффорд, помимо небольших количеств оливина, габбро содержит плагиоклаз, титанавгит, роговую обманку, обильный биотит и немного ильменита. В интрузии Маунт-Ямаска, расположенной далее к западу, различаются два типа габбро: сильно обогащенное Fe и Mg, содержащее титанавгит, роговую обманку и немного плагиоклаза, и эссексит. Эссекситы встречаются также в интрузиях Маунт-Джонсон и Сент-Илер. В массиве Монт-Руаяль основные породы представлены главным образом горнблендитами, содержащими некоторое количество оливина, пироксена и немного плагиоклаза. Наиболее обычными основными породами западной части массива Монт-Руаяль являются альёиты, тогда как в массиве Иль-Бизард встречаются кимберлиты, а в карбонатитовом комплексе Ока ранняя фаза представлена породами окаит-якупирангитовой серии, состоящими преимущественно из мелилита, нафелина и титанавгита [16].

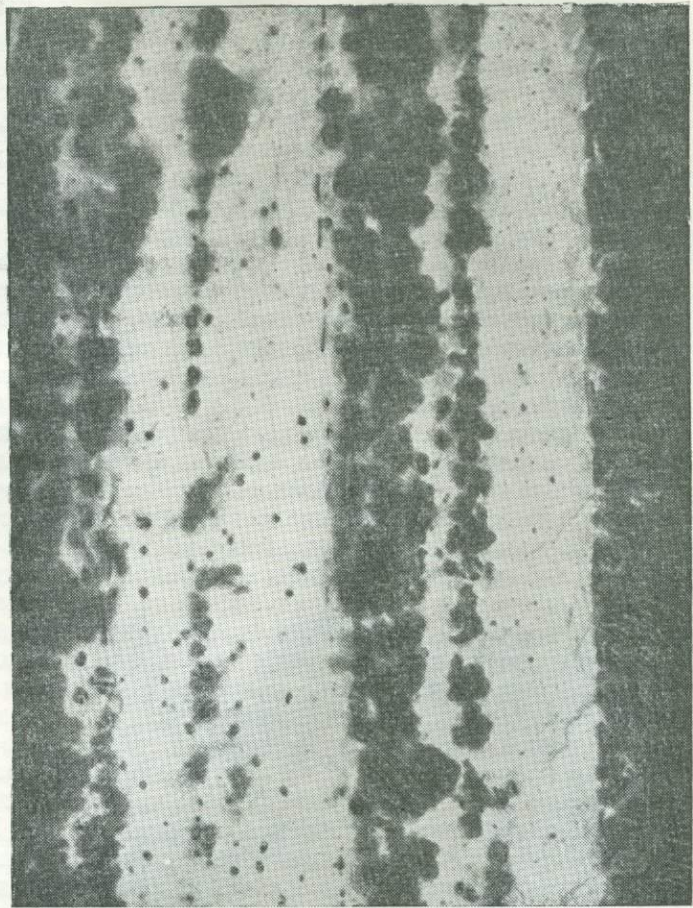
Маунт-Бруно и Ружемон по составу отличаются от других интрузий и почти целиком сложены перидотитами. Однако эти две интрузии, которые по существу состоят из одних и тех же минералов — оливина и авгита с примесью плагиоклаза, — обнаруживают значительные различия. В перидотите Маунт-Бруно оливин Fo_{84-78} сосуществует с зональным плагиоклазом от An_{60} до An_{10} , а местами также с нефелином. В породах Ружемон оливин, меняющийся по составу от Fo_{78} до Fo_{74} , сосуществует с плагиоклазом от An_{98} до An_{80} . Эти различия согласуются с региональными изменениями состава магм в провинции Монтериджиан (нефелин и более щелочной плагиоклаз характерны для интрузий, расположенных в ее западной части).

Многие основные породы представляют собой кумулаты и проявляют четкую ритмическую расслоенность. Южная часть интрузии Бром сложена по крайней мере 2500-метровой толщей расслоенного габбро: расслоенность падает к центру интрузии под углами 30—40°. Расслоенное габбро образует также серию блюдцеобразных тел, перекрывающих перидотиты на вершине горы Ружемон. Однако чаще всего расслоенность имеет очень крутое падение (фиг. 4 и 5). В интрузиях Ружемон и Бруно перидотиты, по-видимому, образовались из смеси кристаллов и жидкости, которая имела приблизительно тот же состав, что и перидотиты, поскольку многочисленные дайки, окружающие эти интрузии, почти целиком состоят из фенокристаллов пироксена и оливина.

Характер лейкократовых пород каждой конкретной интрузии зависит от состава ассоциирующихся с ними основных пород. Например, в интрузии Мегантик габбро не являются критически недосыщенными и ассоциирующиеся с ними лейкократовые породы представлены норд-



Фиг. 4. Вертикально падающая ритмическая расслоенность в эссексите, Маунт-Джонсон.



Фиг. 5. Круго падающая расслоенность в обогащенных полевым шпатом перидотитах интрузии Ружемон, натуральная величина.

маркитами и гранитами. Хотя габбро в интрузии Бром не содержит нефелина, присутствие обильной роговой обманки вызывает появление нормативного нефелина, а лейкократовые породы в этом случае представлены нордмаркитами и нефелиновыми сиенитами. Далее к западу провинции нефелиновые сиениты ассоциируются с эссекситами. Несмотря на эти очевидные генетические взаимоотношения между основными и ассоциирующимися с ними полевошпатовыми породами, во всех интрузиях, кроме Маунт-Джонсон, лейкократовые породы более молодые и имеют с основными породами резкие контакты. Это свидетельствует о том, что лейкократовые породы не могут быть прямыми дифференциатами ассоциирующихся с ними основных пород, выходящих на современную эрозионную поверхность, но должны происходить из более глубокого источника. Вследствие этого в составе интрузий, сложенных основными и лейкократовыми породами, обычно не существует образований промежуточного состава. Только в интрузии Маунт-Джонсон на расстоянии нескольких метров наблюдаются все переходы от эссекситов к пуласкитам без каких-либо признаков секущих взаимоотношений между ними.

Лейкократовые и другие породы поздних стадий формирования главных интрузий могут быть разделены на три отчетливо различающиеся группы: кварцсодержащие породы, включающие нордмаркиты и граниты; фельдшпатоидные разновидности, такие, как пуласкиты, нефелиновые сиениты и содалитовые сиениты; ийолитовые породы, ассоциирующиеся с карбонатитами комплекса Ока. Породы различных типов обычно встречаются в разных интрузиях, но в массивах Бром и Шеффорд нордмаркиты и нефелиновые сиениты присутствуют совместно.

Кварцсодержащие разновидности, распространение которых ограничено восточным краем провинции, представляют собой гиперсолвусные породы, состоящие главным образом из микропертитового щелочного полевого шпата и второстепенных кварца и коричневого биотита. В некоторых породах встречаются натровая роговая обманка и эгирин-авгит, а в нордмаркитах интрузии Мегантик присутствует фаялит. Самый распространенный аксессуарный минерал — сфен. Породы средне- или крупнозернистые и обычно обладают плоско-параллельной текстурой, обусловленной ориентированным расположением таблитчатых кристаллов полевого шпата.

Недосыщенные породы состоят из микропертитового щелочного полевого шпата, нефелина, эгирина, феррогастингсита и биотита. Местами в них присутствует обильный содалит. В интрузиях Бром, Шеффорд и Маунт-Джонсон лейкократовые породы представлены главным образом пуласкитами, почти полностью состоящими из щелочного полевого шпата с небольшой примесью нефелина. Сиениты массива Бром часто не содержат ни кварца, ни нефелина, и местами пуласкиты переходят в нордмаркиты, однако это наблюдается только вокруг ксенолитов кремнеземистых вмещающих пород. Настоящие нефелиновые сиениты также встречаются в этой интрузии, но только как отдельная, более молодая по сравнению с другими сиенитами интрузивная фаза.

Далее к западу нефелин становится более обильным, и присутствие его фенокристаллов в тонкозернистых дайках, распространенных вокруг интрузии Сент-Илер, указывает на то, что он представляет собой первичную кристаллизовавшуюся из магмы фазу. Полевой шпат в интрузиях восточной части провинции становится более натровым, чем в пуласкитах и нордмаркитах, а в некоторых пегматитах калиевый полевой шпат полностью отсутствует. Главные ферромагнезиальные минералы — эгирин и эгирин-авгит, образующие черные игольчатые кристаллы, достигающие (в пегматитах) 5 см в длину. Обычным аксессуарным мине-

ралом нефелиновых сиенитов является содалит, а в содалитовых сиенитах, которые в массиве Сент-Илер пересекают нефелиновые сиениты, он становится главным минералом. В этих породах наблюдается большое количество миароловых пустот, стенки которых выстланы щетками кристалликов циркона и редкоземельных минералов (IV.2.5). Некоторые пустоты имеют настолько большие размеры, что в них может поместиться человек; стенки многих из них покрыты ромбоэдрами сидерита диаметром до 20 см.

В интрузии Монт-Руаяль присутствует только небольшое количество нефелиновых сиенитов, а в интрузиях, расположенных к западу от нее, лейкократовые породы не встречаются. Возможно, что ийолиты комплекса Ока, состоящие главным образом из нефелина и эгирина, находятся в таких же взаимоотношениях с породами окаит-якупирангитовой серии, как сиениты и габбро в других интрузиях провинции Монтериджиан. Однако комплекс Ока имеет более сложный состав, и, поскольку в его строении участвуют также карбонатиты, эта интрузия будет рассмотрена позже (IV.2.5).

В тех случаях, когда основные породы контактируют со сланцами или кварц-полевошпатовыми вмещающими породами (например, вдоль южного контакта интрузии Бром, западного края Сент-Илер, в нескольких местах на Монт-Руаяль и по всей периферии интрузий Маунт-Бруно и Ружемон), контакт отмечен зоной брекчий мощностью до 50 м. Брекчии состоят из обломков тугоплавких осадочных пород, таких, как кварциты и высокоглиноземистые сланцы, заключенных в магматическом материале, образованном путем плавления более легкоплавких пластов (фиг. 6). Цементирующая масса всегда состоит из кварца, полевого шпата и биотита, но изменяется по химическому составу в зависимости от природы переплавленных вмещающих пород. Так, например, в интрузии Бром она соответствует кварцевому сиениту, в то время как в Ружемоне и Маунт-Бруно она представлена кварцевым диоритом, содержащим обильный биотит.

Основные магмы ассимилировали эти реоморфические брекчии с образованием различных гибридных пород. Авгит, который обычно является самым распространенным минералом основных пород, в гибридных образованиях сопровождается или замещается роговой обманкой и биотитом. В породах, содержащих только небольшое количество биотита, обычно присутствует обильный гиперстен, окруженный каймами оливина. Для некоторых из этих пород важным компонентом является кварц, образующий микрографические срастания с плагиоклазом. Хотя эти породы встречаются в краевых зонах интрузий, в Маунт-Бруно они также слагают тело значительных размеров на северо-восточном краю ин-



Фиг. 6. Реоморфическая брекчия, состоящая из обломков тугоплавких осадочных пород, погруженных в магматический материал, образовавшийся путем плавления менее тугоплавких пластов; контактовая зона интрузии Ружемон.

трузии, прорывающее перидотиты. Здесь их состав соответствует кварцевым норитам. Вероятно также, что тело акеритов, расположенное в северной и западной частях интрузии Ямаска, которое рассматривалось Ганди [15] как продукт дифференциации габбро, в действительности сложено гибридными породами, образовавшимися в результате ассимиляции вмещающих пород.

IV.2.3.3. Ультрамафические нодули. Распространение ультраосновных включений ограничено западной частью провинции, если не считать одной камптонитовой дайки в районе Сент-Илер, которая содержит включения, состоящие из ромбического и моноклинного пироксена. В альенитах присутствуют обильные включения, обычно состоящие из моноклинного пироксена и оливина. Чаще всего они грубозернистые, а в Иль-Кадье размер кристаллов оливина достигает 5 см в диаметре. Реже в ассоциации с оливином и моноклинным пироксеном встречается ромбический пироксен. Кимберлиты массива Иль-Бизард исключительно богаты включениями, состоящими из оливина (Fo_{91-88}), ромбического пироксена (En_{90-88}), моноклинного пироксена, граната и шпинели [21]. Гранат, обогащенный пироповым компонентом, образует каймы вокруг густо-коричневой хромовой шпинели (IV.2.6). Другие включения состоят из оливина, ромбического пироксена и биотита или оливина, моноклинного и ромбического пироксена.

IV.2.3.4. Брекчии трубок взрыва. В последнюю группу выделены брекчии, слагающие трубки взрыва, которые хотя и не являются, строго говоря, магматическими породами, но характерны для провинции Монтериджиан. Распространение этих брекчий ограничено западным краем провинции, где они слагают трубчатые тела, диаметр которых обычно не превышает нескольких десятков метров; однако наиболее известная трубка острова Святой Елены достигает в диаметре 1 км [26]. Трубки имеют вертикальное падение и на острове Святой Елены, где подземный тоннель проходит ниже реки Святого Лаврентия, с глубиной мало изменяют свой диаметр. Брекчии почти полностью состоят из обломков вмещающих палеозойских пород и пород докембрийского фундамента. На острове Святой Елены в них, кроме того, встречено несколько крупных блоков девонских известняков, которые не обнажаются в окрестностях Монреаля, но известно, что южнее, в штате Нью-Йорк, они слагают верхи местного разреза; предположительно такая картина могла существовать в меловой период в окрестностях Монреаля. Обломки меняются по размеру примерно от 1 см до нескольких метров, однако преобладают не крупные обломки. Они обычно имеют заметно округленную форму, изменены по краям и цементируются более мелкими обломками и крайне тонко раздробленным материалом. В связи с присутствием пирита в процессе выветривания они приобретают ржавый цвет.

Хотя цементирующая масса этих брекчий обычно представлена не магматическим веществом, на острове Святой Елены при сооружении Всемирной выставки 1967 г. была вскрыта небольшая брекчиевая трубка, состоящая из обломков докембрийских пород, цементированных порфировым камптонитом, очень близким по составу к габбро из Мон-Руаяль [10]. Это подтверждает, что газовая фаза, вызывающая взрывные явления и образование брекчий, могла выделяться из магматической камеры, находящейся на глубине. Однако обычное присутствие крупных кристаллов биотита в этих брекчиях, особенно в крайней западной части провинции, указывает на их связь с альенитами, о чем свидетельствует и пространственная ассоциация этих двух типов пород. Интересно также отметить, что эклогитсодержащая кимберлитовая трубка в районе Иль-Бизард располагается внутри крупной брекчиевой

трубки. Хотя вопрос о происхождении брекчий не решен окончательно, их присутствие указывает на эксплозивную природу магматической деятельности в западной части провинции Монтериджيان.

IV.2.4. Форма и внутренняя структура интрузий провинции Монтериджيان

Все интрузии провинции Монтериджيان представляют собой вертикальные, штокообразные тела, имеющие в плане округлую или неправильную форму. Контакты интрузий, даже содержащих пологорасслоенное габбро, падают вертикально. Контакты остаются вертикальными по крайней мере до глубины 550 футов [3]. Гравитационные и аэромагнитные исследования этих интрузий показали, что они распространяются до значительных глубин без заметного изменения формы и размеров в плане.

Первичная расслоенность, которой обладают почти все породы, наиболее отчетлива в основных породах. Обычно эта расслоенность, которая выражается в чередовании полевошпатовых и ферромагнезиальных слоев, параллельна контактам и имеет очень пологое падение. В небольших по размерам интрузиях, например в массиве Маунт-Джонсон, расслоенность ориентирована концентрически вокруг центра (фиг. 4), но в больших интрузиях с неровными контактами расслоенность повторяет изгибы контактов, а с приближением к центру появляется секущая расслоенность. Секущая расслоенность и корытообразные текстуры (фиг. 7) свидетельствуют о том, что эти интрузии затвердевали путем последовательного отложения слоев на стенках магматических камер. Вертикальная или крутопадающая линейная ориентировка минералов, так же как и корытообразные текстуры, указывает на вертикальные движения магматического расплава.

В вертикальном штокообразном магматическом теле могли проявляться сильные конвекционные течения, действовавшие таким образом, что вблизи стенок магматической камеры магма должна была перемещаться вниз, а в центральной части — подниматься вверх. Две группы фактов подтверждают, что именно такие движения имели место в интрузиях рассматриваемого региона. В пределах ореола роговиков, где происходило частичное плавление пологозалегающих вмещающих пород, слои падают в направлении интрузии с постепенным увеличением углов падения по мере приближения к ее контактам и становятся вертикальными в зонах реоморфических брекчий, которые окружают многие интрузии. Это подтверждает общее движение вниз у стенок магматических камер. В эссекситах интрузии Маунт-Джонсон, для которых характерна вертикальная концентрическая расслоенность,



Фиг. 7. Трогообразная борозда в вертикально расслоенных породах интрузии Маунт-Джонсон.

таблички плагиоклаза расположены кулисообразно, показывая, что магма двигалась вниз вдоль стенок магматической камеры [29].

В западной части провинции, где интенсивно проявлена эксплозивная деятельность, магматические расплавы, вероятно, внедрялись значительно быстрее, чем в восточной. По мнению Голда [16], двойная кольцевая структура карбонатного комплекса Ока объясняется внедрением серии кольцевых даек и конических слоев.

IV.2.5. Описание главных интрузий провинции Монтериджиан

Карбонатный комплекс Ока, с которым связано одно из крупнейших в мире ниобиевых месторождений, характеризуется двойной кольцевой структурой и имеет в плане форму искаженной восьмерки, вытянутой в северо-западном направлении. Он залегает в докембрийских породах, образующих приподнятый блок внутри грабена Оттава. В формировании комплекса Ока Голд [17] различает следующие восемь фаз:

1) фенитизацию перекрывающих гнейсов с последующим внедрением ранних карбонатитов в виде линейных и кольцевых даек и ийолитизацией захваченных вмещающих пород;

2) внедрение окаит-якупирангитовых пород в виде дугообразных даек преимущественно в северном кольце комплекса;

3) внедрение пирохлоровых карбонатитов, а затем монтичеллитовых карбонатитов;

4) внедрение даек ийолитов с последующим развитием в карбонатитах структур течения в твердом состоянии;

5) гидротермальную деятельность вдоль трещин, сопровождающуюся образованием биотита, и обогащение карбонатитов ториевым пирохлором;

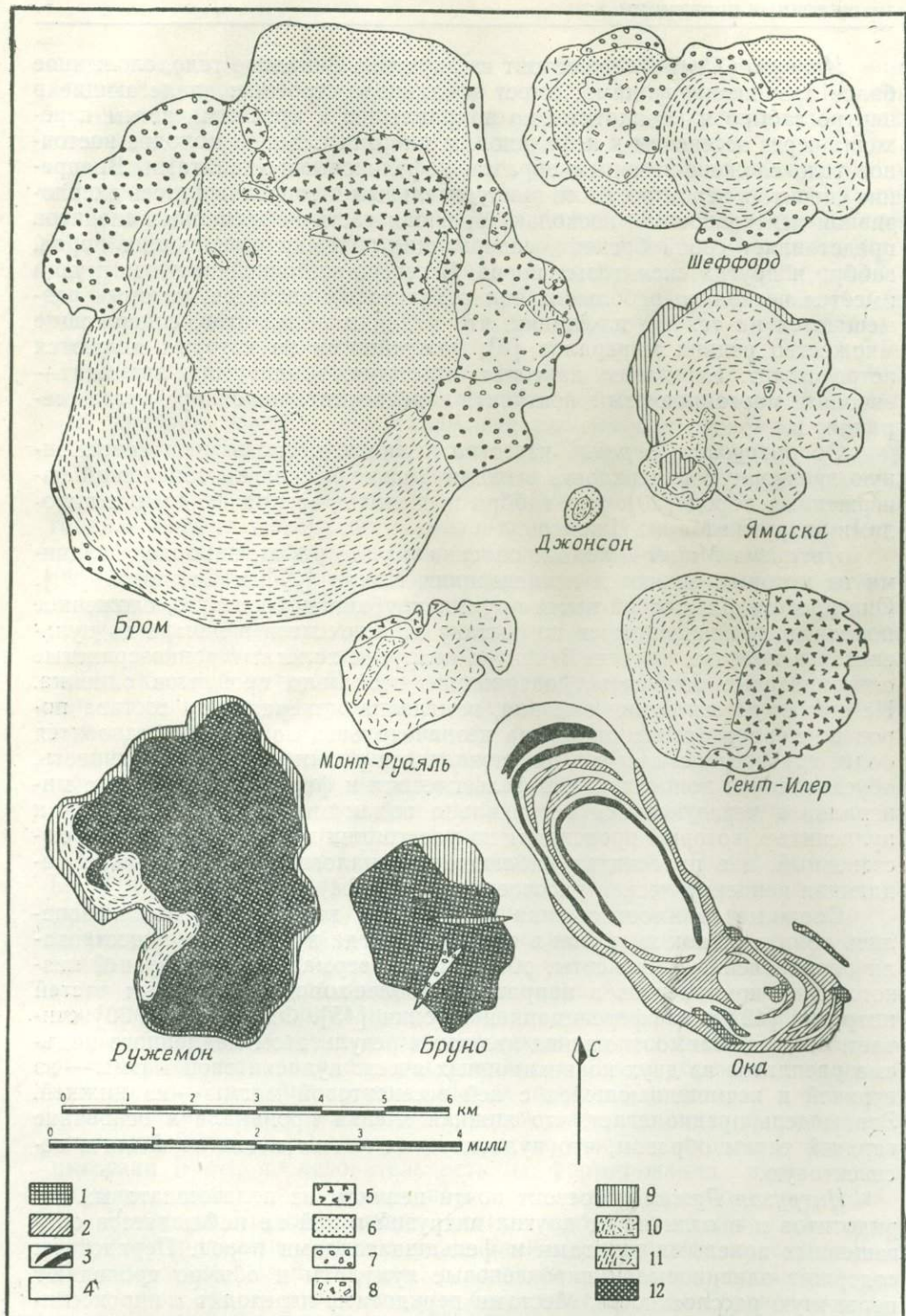
6) образование поздних даек белых карбонатитов;

7) внедрение лампрофировых даек;

8) формирование альеитов и альеитовых брекчий, выполняющих трубки и дайки.

Интрузия Монт-Руаяль, описанная одной из первых в провинции Монтериджиан [3], в последние годы изучалась Кларком [9], Робиллардом [38] и Вауссеном [44]. Банкрофт и Говард [3] выделили не менее семи отдельных периодов внедрения, каждый из которых начинался с габбро и завершался сиенитами. Однако большая часть интрузии сложена богатым ферромагнезными компонентами габбро, внедрившимся в известняки. Моноклинный пироксен, представленный титанавгитом, меняется по составу от $\text{Ca}_{46}\text{Mg}_{45}\text{Fe}_9$ до $\text{Ca}_{29}\text{Mg}_{26}\text{Fe}_{45}$, а оливин от Fo_{80} до Fo_{70} . Плагиоклаз варьирует от An_{80} до An_{40} , но преобладает An_{50} . В западной части интрузии наблюдается небольшое тело эссекитов с зональным плагиоклазом от An_{60} до An_{30} . Нефелиновые сиениты образуют тело, вытянутое вдоль северо-западного края интрузии, где оно пересекает и брекчирует габбро.

Интрузия Маунт-Бруно, которая впервые была детально описана Дрессером [7], почти нацело сложена полевошпатовыми перидотитами, состоящими из оливина (Fo_{80}), титанавгита и интерстиционного плагиоклаза (An_{60}). Вдоль южного и западного краев интрузии эти породы содержат роговую обманку и немного кальцита и нефелина, а плагиоклаз здесь становится зональным от An_{60} до An_{10} . Оливин в перидотитах заметно обогащается железом по направлению к контактам, а в реоформических контактовых брекчиях замещается ромбическим пироксеном. Наиболее молодые образования представлены дайками нордмаркитов, расположенными в южной части интрузии.



Фиг. 8. Схема строения главных интрузий провинции Монтериджиян ([15, 38, 17], Пульё, в печати).

1 — альвёнты; 2 — ийолиты; 3 — оканты — якупирангиты; 4 — карбонатиты; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — пуласкиты; 7 — нордмаркиты; 8 — брекчии сиенит-порфиров; 9 — гибридные породы и акериты; 10 — эссекситы — нефелиновые диориты; 11 — габбро; 12 — периодиты — пироксениты.

Интрузия Сент-Илер состоит из двух тел. Западное тело, сложенное более древними породами, имеет зональное строение: залегающие в центре габбро и перидотиты по направлению к краевым частям переходят через эссекситы к нефелиновым диоритам. Более молодое восточное тело сложено главным образом нефелиновыми сиенитами. Внедрение сиенитов, вероятно, было принудительным и сопровождалось эксплозивной деятельностью, поскольку большая часть нефелиновых сиенитов представляет собой брекчии, содержащие обломки вмещающих пород, габбро и других сиенитовых пород. В северо-восточной части интрузии имеется несколько небольших тел содалитовых сиенитов, которые размещаются на тех же площадях, что и дайки пегматитов, содержащие множество редких минералов [8], важнейшими из которых являются астрофиллит, катаплеит, даусонит, эльпидит, эпидимит, эвдиалит—эвколит, марганцовистый нептунит, нарсарсукиит, пирохлор, рутил, селенит и циркон.

Об *интрузии Ибервиль* известно немного, поскольку на современную эрозионную поверхность выходит только несколько обнажений изверженных пород [20]. Это габбро и сиениты, весьма сходные с породами интрузии Маунт-Джонсон.

Интрузия Маунт-Джонсон описана в ряде работ, наиболее поздними из которых являются исследования Паяри [27] и Филпотса [29]. Она представляет собой почти круглое трубкоподобное тело, сложенное породами, изменяющимися по составу от эссекситов в центре до пуласкитов в краевых частях. В центре интрузии залегают тонкозернистые олигоклазовые эссекситы, содержащие несколько процентов оливина. Не считая исчезновения оливина, изменения минерального состава пород по мере удаления от центра незначительны, но породы становятся более грубозернистыми и в них появляется ритмическая расслоенность, обусловленная концентрацией фельзитических и ферромагнезиальных минералов в чередующихся вертикально падающих полосах. Переход к пуласкитам, который происходит на расстоянии в несколько метров, постепенный, и в пуласкитах наблюдается аналогичная вертикально падающая концентрическая расслоенность (IV.2.4).

Сложные взаимоотношения пуласкитов, которые кристаллизовались вблизи стенок интрузии в то время, когда в ядре еще существовали расплавленные эссекситы, объясняются термальной диффузией низкоплавких компонентов в направлении более холодных краевых частей интрузии [42] и дифференциацией течения [45]. Филпотс [29, 30] считает, что эти взаимоотношения являются результатом медленного подъема расплавов из двух конвекционных ячеек: пуласкитовой магмы — из верхней и несмешивающейся с ней эссекситовой магмы — из нижней. Эта модель предполагает, что нижняя ячейка проникала в основание верхней таким образом, что пуласкитовая магма могла окаймлять эссекситовую.

Интрузия Ружемон состоит почти целиком из полевошпатовых перидотитов и в отличие от других интрузий в ней не наблюдается обогащенных полевыми шпатами и фельдшпатоидами пород. Перидотиты содержат оливинные и пироксеновые кумулаты и обычно проявляют первичную расслоенность. Местами перидотиты переходят в пироксениты, а на вершине холма на юго-восточном краю интрузии они кверху постепенно переходят в четко расслоенное габбро. Гибридное габбро, содержащее кварц, биотит и обычно гиперстен, встречается повсеместно в контакте интрузий.

Массив Ямаска, согласно данным Ганди [15], состоит из двух интрузий габбро. Более древняя из них слагает основную часть массива; она представлена габбро, крайне обогащенными ферромагнезиальными

компонентами и местами переходят в пироксениты. В направлении к краевым частям интрузии габбро через кварцсодержащие разности постепенно переходят в акериты, которые образуют дугообразное тело, отделяющее основные породы от вмещающих алевролитов и глинистых сланцев (IV.2.3.2). Вторая интрузия сложена габбро и эссекситами и образует небольшое штокообразное тело на юго-западном краю массива. В центре этой более молодой интрузии располагается большое тело гибридных пород, содержащих большое количество частично резорбированных обломков роговиков. Лейкократовые породы в массиве Ямаска отсутствуют, за исключением очень небольшого тела нефелиновых сиенитов, залегающего в центральной части интрузии более древнего габбро.

Массив Бром-Маунтин — крупнейший в провинции Монтериджиан — характеризуется наиболее сложным комплексом пород [41]. Самые древние породы, представленные расслоенным габбро, слагают южную половину интрузии. На севере габбро контактируют с различными сиенитами, наиболее ранняя фаза которых представлена тонкозернистыми сиенит-порфирами, которые местами содержат обломки роговиков, габбро и сиенитов. С этими породами тесно связаны два больших тела нордмаркитов, слагающих северо-западную и восточную части интрузии, в пределах которых обнаружено несколько более мелких тел монцонитовых и диоритовых пород, относящихся к тому же периоду формирования интрузии. Во всех этих сиенитовых породах присутствует небольшое количество кварца, который отличает их от более молодых пород интрузии, содержащих нефелин. Северная и центральная части интрузии сложены преимущественно пуласкитами. В пуласкитах встречаются крупные неправильные блоки нефелиновых монцодиоритов, которые, вероятно, представляют собой несколько более раннюю и более основную разновидность недосыщенных пород. Самыми молодыми породами интрузии являются нефелиновые сиениты, образующие тело в центре поля пуласкитов.

Интрузия Шеффорд-Маунтин недавно изучена Пульё (в печати). Наиболее древними породами являются габбро, слагающие восточную часть интрузии. Габбро, хотя и в меньшей степени, чем в интрузии Бром, обладает признаками расслоенности. Следующими после габбро внедрились пуласкиты, расположенные в западной и северной частях комплекса. Затем формировались сиенит-порфиры и брекчии, размещающиеся в центре западного тела пуласкитов. Эти породы по своему облику наиболее близки к вулканическим образованиям, и вполне вероятно, что они заполняли кратер вулкана. Вокруг брекчий интродировала кольцевая дайка тонкозернистых пуласкитов, которая в свою очередь пересекается телом нордмаркитов, завершающих формирование интрузии. Хотя сиенитовые породы этого массива сходны с породами интрузии Бром, последовательность их формирования иная: недосыщенные разности — более древние, а нордмаркиты — более молодые.

Интрузия Маунт-Мегантик — самая восточная из интрузий провинции Монтериджиан — расположена ближе к щелочным массивам Уайт-Маунтин Нью-Гэмпшира, чем к главным интрузиям рассматриваемой провинции. Эта интрузия впервые была описана Мак-Герриглом [23], а позднее она изучалась Ридом [37]. Ядро интрузии сложено серыми биотитовыми гранитами, которые идентичны многим другим телам девонских гранитов этой территории. Вокруг северной и восточной границ гранитного ядра протягивается кольцевая дайка нордмаркитов мощностью 2 км и длиной 13 км. Нордмаркиты представляют собой темно-зеленые породы, которые состоят из микропертита, кварца, эгирина, фаялита и роговой обманки и содержат несколько участков габброид-

ных пород. Хотя два определения абсолютного возраста указывают на принадлежность нордмаркитов к монтериджиянским интрузиям [16], требуются дополнительные исследования, чтобы определенно доказать, что они не относятся к несколько более древней магматической серии Уайт-Маунтин.

IV.2.6. Генезис магматических пород провинции Монтериджиян

Состав пород главных интрузий провинции Монтериджиян определяется типами магм, из которых они образовались. Для восточной части провинции характерна камптонитовая магма, западной — альнейтовая и промежуточной — мончикитовая. Мончикитовая магма могла образоваться из камптонитовой путем фракционной кристаллизации кальциевого плагиоклаза. Однако фенокристаллы плагиоклаза крайне редки в этих породах и никогда не наблюдаются в мончикитах, где можно было бы ожидать раннюю кристаллизацию плагиоклаза. Кроме того, такое фракционирование кристаллов не объясняет географического распределения этих пород. Поэтому кажется более вероятным, что различия этих магм определялись их источниками или по крайней мере возникли на значительной глубине, а не были связаны с фракционной кристаллизацией в процессе интрузии.

Фенокристаллы роговой обманки наиболее обильны в камптонитах вблизи их границы с мончикитами. Ее присутствие может просто отражать региональные изменения состава магм, особенно содержания в них летучих компонентов, но важно рассмотреть, не может ли этот минерал, хотя бы частично, представлять собой ксенокристаллы, вынесенные из магматического источника, и, следовательно, не может ли он играть важную роль в определении состава магм. Некоторые камптониты содержат очень крупные округлые фенокристаллы роговой обманки до 4 см в диаметре. В табл. 2 приведен анализ одного из таких

Таблица 2

Состав (в %) фенокристаллов роговой обманки (1) и основной массы камптонитов (2) из канадского цементного карьера, Монреаль (аналитик Улк)

	1	2
SiO ₂	39,31	39,86
TiO ₂	1,89	1,96
Al ₂ O ₃	16,70	16,28
Fe ₂ O ₃	3,91	6,67
FeO	6,55	5,82
MnO	0,09	0,25
MgO	14,61	7,32
CaO	11,99	10,86
Na ₂ O	1,85	3,96
K ₂ O	1,79	1,49
P ₂ O ₅	0,07	1,01
CO ₂	0,33	1,08
H ₂ O ⁺	0,41	3,15
H ₂ O ⁻	0,00	0,17
Сумма	99,50	99,88

фенокристаллов и окружающей тонкозернистой камптонитовой основной массы. Если не считать различий в железо-магнезиальном отношении и в содержании натрия, роговая обманка и камптонит имеют очень близкий состав. Концентрация бария и редких земель в роговой обманке и основной массе [39] указывает на существование равновесия между этими двумя фазами. Содержания этих элементов очень близки к их содержаниям в камптонитах и заключенных в них фенокристаллах или ксенокристаллах роговой обманки из гранулит-эклогитовой брекчии района Какануи, Новая Зеландия [39]. Мейсон [22] обратил внимание на тот факт, что характер роговых обманок этих брекчий (керсутит) необычен для ксенокристаллов или ксенолитов основных пород, и пришел к выводу, что эти роговые обманки устойчивы в верхней мантии. Следовательно, возможная генетическая модель образования камптонитов провинции Монтериджиян предпо-

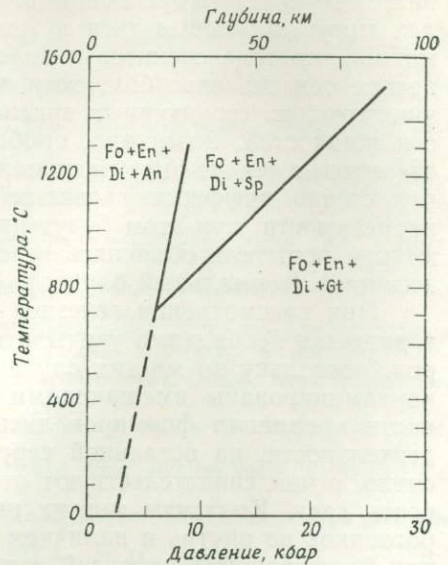
лагают очень ограниченное частичное плавление материала нижней части земной коры или верхней мантии, в котором преобладает роговая обманка, подобная реально наблюдаемой в дайках (VI.4).

Альнэиты существенно отличаются по составу от других дайковых пород и, по-видимому, не могли произойти из того же магматического источника в результате простой фракционной кристаллизации. Их географическое обособление от других типов пород также свидетельствует о том, что их состав обусловлен спецификой магматического источника. Обычные для этих пород крупные фенокристаллы биотита могут отчасти быть ксенокристаллами, поскольку биотит встречается в качестве первичной фазы некоторых перидотитовых нодулей в кимберлитах Иль-Бизард. Частичное плавление биотитовых перидотитов может привести к появлению альнэитовой магмы и остаточной тугоплавкой ассоциации, состоящей из оливина и пироксена, которая может образовывать обычные для этих пород ультрамафические нодули. Есть основания считать, что эти нодули выносятся со значительных глубин, поскольку ромбический пироксен, встречающийся в некоторых из них, неустойчив в альнэитовой магме на том уровне, где она консолидировалась.

Нодули в кимберлитах Иль-Бизард [21], содержащая ассоциацию моноклинный пироксен — ромбический пироксен — шпинель — форстерит — гранат, интересны тем, что по ним можно установить границу поля устойчивости этой ассоциации. Каемки граната, окружающие шпинель в этих нодулях, показывают, что имела место следующая реакция: диопсид + энстатит + шпинель → форстерит + гранат.

Экспериментальные работы О'Хара [24] показали, что приведенная выше реакция протекает при температуре 1250 °С и давлении примерно 20 кбар, соответствующем глубине 60 км (фиг. 9). В других частях провинции Монтериджиян магмы могли образовываться на такой же глубине, и в этом случае различия их состава объясняются значительными вариациями состава мантии по латерали. С другой стороны, плавление могло происходить на различных глубинах, и в таком случае вариации состава либо обусловлены различиями продуктов фракционного плавления, либо отражают вертикальную неоднородность мантии.

Расслоенность, характерная для большинства основных пород, свидетельствует о том, что дифференциация в главных комплексах связана с фракционированием кристаллов. Круто падающая концентрационная расслоенность, следы размывов и косая расслоенность указывают на существование активных конвекционных ячеек, которые, несомненно, оказывали влияние на процессы дифференциации. Однако почти во всех интрузиях отсутствуют породы, промежуточные по составу между основными и полевошпатовыми типами, и, хотя можно предполагать их наличие на глубине, это позволяет прийти к выводу, что фракционирование



Фиг. 9. Диаграмма температура — состав для моновариантной реакции: диопсид + энстатит + шпинель = форстерит + гранат [24].

кристаллов не могло быть единственным процессом, управляющим дифференциацией.

Интерпретация оцеллей сиенитов в лампрофирах как капель несмешивающейся жидкости основана на структурных наблюдениях и экспериментальных данных [33], краткий обзор которых приведен ниже. Наблюдаются оцелли всех стадий формирования, более крупные из них имеют угловатую форму и состоят из сферических агрегатов минералов. Они обнаруживают тенденцию к ориентировке вдоль определенных поверхностей, таких, как фронт затвердевания в дайках и силлах. Повидимому, поверхностное натяжение препятствует проникновению крупных фенокристаллов внутрь оцеллей, но иногда это явление наблюдается (фиг. 2). Оцелли не являются разновидностью амигдалоидов, поскольку в верхних частях многих из них имеются настоящие амигдалоиды, обычно заполненные анальцимом и кальцитом. В некоторых оцеллях наблюдается концентрация роговой обманки ближе к основанию. Хотя оцелли и окружающие их лампрофиры резко различаются по валовому составу, плагиоклаз и роговая обманка в обеих фазах имеют один и тот же состав; это подтверждает, что оба расплава находились в равновесии с кристаллизовавшимися минералами. Гомогенное стекло, полученное путем плавления при 1400 °С смеси оцеллей и вмещающей их породы, при температуре ниже 1000 °С и низком давлении воды разделилось на две несмешивающиеся жидкости, состав которых сходен с составом первоначальных оцеллей и вмещающей породы. Состав природных и полученных в эксперименте оцеллей меняется от нефелиновых сиенитов до кварцевых сиенитов, и, возможно, что все лейкократовые породы, ассоциирующиеся с основными щелочными породами, образуются из несмешивающихся жидкостей [31, 32].

В верхних частях нескольких мощных лампрофировых силлов района Монреала, в которых оцелли сохранились в закаленных краевых зонах, наблюдаются сегрегации сиенитового материала. Хотя сиениты обычно образуют конформные линзы, небольшие жилки, отходящие от них, пересекают окружающие основные породы. Если сегрегации в силлах могут образовываться путем соединения небольших оцеллей, возможно, что тела сиенитов в более крупных интрузиях могли формироваться тем же способом, хотя медленное охлаждение способствовало уничтожению структурных признаков, свидетельствующих о несмесимости жидкостей. Возможно, проблема пересыщенных и недосыщенных сиенитов в тех же интрузиях может найти решение, если предположить, что состав дифференцировавшейся основной магмы попадал в поле несмесимости; при этом будут преодолены трудности, которые возникают при попытках объяснить генезис этих пород фракционной кристаллизацией (термальный барьер).

При рассмотрении генезиса пересыщенных пород провинции Монтериджиан необходимо учитывать эффект ассимиляции вмещающих пород, поскольку во многих случаях породы краевых зон интрузий явно контаминированы вмещающими породами. Хотя интрузии западной части провинции формировались при активном участии эксплозивной деятельности, на остальной территории они внедрялись довольно пассивно, о чем свидетельствуют отсутствие эксплозивных брекчий и редкость даек. Контакты многих интрузий, характеризующиеся падением роговиков во внутрь и наличием реоморфических брекчий, показывают, что формирование интрузий сопровождалось частичным плавлением и обрушением вмещающих пород магмой, которая конвекционно перемещалась вниз вдоль стенок магматических камер. Доказательством этому служит тот факт, что осадочные породы, образующие кровлю частично денудированной интрузии Ибервиль, находятся в их

обычной, ненарушенной, стратиграфической позиции, а не смещены вверх [30].

Некоторое количество материала стенок и кровли интрузии растворилось основной магмой с образованием гибридных пород, но большая его часть погружалась на глубину, где, возможно, генерировались пересыщенные магмы. Четко установленным полевым данным, свидетельствующим о роли ассимиляции, противоречат результаты изучения изотопного состава пород провинции Монтериджиян [13, 14], которые указывают на отсутствие контаминации корового материала. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах составляет 0,704, что согласуется с их образованием из базальтовой магмы (V.2). Однако большая часть пород, для которых были выполнены эти определения, взята из центральных частей интрузий, где вероятность контаминации невелика. Поскольку большая часть пород, особенно содержащих гиперстен, явно образовалась в результате контаминации, необходимы дальнейшие тщательные изотопные исследования, чтобы определить степень участия корового материала в формировании щелочных пород провинции Монтериджиян.

Благодарности

Автор выражает признательность Департаменту природных ресурсов провинции Квебек, за финансирование полевых исследований и д-ру Кармайклу за критическое ознакомление с рукописью. Субсидии Национального совета по исследованиям (National Research Council) и Геологической службы Канады так же существенно способствовали работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Adams F. D., On a melilite bearing rock (alnoite) from Ste. Anne de Bellevue, near Montreal, Canada, *Am. J. Sci.*, **43**, 269—278, 1892.
2. Adams F. D., The Monteregian Hills, A Canadian petrographical province, *J. Geol.*, **11**, 239—282, 1903.
3. Bancroft J. A., Howard W. V., The essexites of Mount Royal, Montreal, *P. Q. Roy. Soc. Can.*, **17**, 13—43, 1923.
4. Bhattacharji S., Flowage differentiation in Mount Johnson stock, Monteregian Hills, Canada, *Am. Geophys. Union*, **47**, 196, 1966.
5. Bhattacharji S., Nehru C. E., Igneous structures and mechanism of emplacement of Mount Johnson, a Monteregian intrusion, Quebec, Discussion, *Can. J. Earth Sci.*, **7**, 191—194, 1970.
6. Bowen N. L., Genetic features of alnoitic rocks at Ile Cadieux, Quebec, *Am. J. Sci.*, **3**, 1—34, 1922.
7. Dresser J. A., Geology of St. Bruno Mountain, Province of Quebec, *Geol. Surv. Can., Mem.*, **7**, 1910.
8. Chao G. Y., Harris D. C., Hounslow A. W., Mandarino J. A., Perrault G., Minerals from the nepheline syenite, Mont St. Hilaire, Quebec, *Can. Min.*, **9**, 109—123, 1967.
9. Clark T. H., Montreal area, Laval and Lachine map-areas, Quebec Dept. Mines, *Geol. Rept.*, **46**, 159, 1952.
10. Clark T. H., Kranck E. H., Philpotts A. R., Ile Ronde breccia, Montreal, *Can. J. Earth Sci.*, **4**, 507—513, 1967.
11. Doig R., Barton J. M., Ages of carbonatites and other alkaline rocks in Quebec, *Can. J. Earth Sci.*, **5**, 1401—1407, 1968.
12. Faessler C., Analyses of rocks of the Province of Quebec, Quebec Dept. Nat. Res. *Geol. Rept.*, **103**, 251, 1962.
13. Fairbairn H. W., Faure G., Pinson W. H., Hurley P. M., Powell J. L., Initial ratio of strontium 87 to strontium 86, whole rock age, and discordant biotite in the Monteregian igneous province, Quebec, *J. Geophys. Res.*, **68**, 6515—6522, 1963.
14. Faure G., Hurley P. M., The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts, application to the origin of igneous rocks, *J. Petrology*, **4**, 31—50, 1963.

15. *Gandhi S. S.*, Igneous petrology of Mount Yamaska, Quebec, Unpubl. Ph. D. thesis, McGill University, Montreal, 1967.
16. *Gold D. P.*, Alkaline ultrabasic rocks in the Montreal area, Quebec, in *Wyllie P. J.*, ed., *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York, 1967.
17. *Gold D. P.*, *Vallée M.*, *Charette J. P.*, Economic geology and geophysics of the Oka Alkaline Complex, Quebec, *Can. Inst. Mining Metall.*, **60**, 1131—1144, 1967.
18. *Graham R. P. D.*, The Monteregian Hills, in *Dresser J. A.*, *Denis T. C.*, eds., *Geology of Quebec*, Quebec Dept. Mines, *Geol. Rept.*, **20**, 2, 455—482, 1944.
19. *Kumareli P. S.*, *Saull V. A.*, The St. Lawrence valley system, A North American equivalent of the East African rift valley system, *Can. J. Earth Sci.*, **3**, 639—658, 1966.
20. *Kumarapeli P. S.*, *Coates M. E.*, *Gray N. H.*, The Grand Bois anomaly, the magnetic expression of another Monteregian pluton, *Can. J. Earth Sci.*, **5**, 550—553, 1968.
21. *Marchand M.*, Ultramafic Nodules from Ile Bizard, Unpublished M. Sc. thesis, McGill University, 1970.
22. *Mason B.*, Kaersutite from San Carlos, Arizona, with comments on the paragenesis of this mineral, *Min. Mag.*, **36**, 997—1002, 1968.
23. *McGerrigle H. W.*, Mount Megantic area, Southeastern Quebec, Quebec Dept. Mines *Ann. Rept.*, Pt. D, 63—104, 1935.
24. *O'Hara M. J.*, Mineral facies in ultrabasic rocks in *Wyllie P. J.*, ed., *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York, 1967.
25. *O'Neill J. J.*, St. Hilaire and Rougemont Mountains, Quebec, *Geol. Surv. Can. Mem.*, **43**, 1914.
26. *Osborne F. F.*, *Grimes-Graeme R.*, The breccia on St. Helen Island, Montreal, *Am. J. Sci.*, **32**, 43—54, 1936.
27. *Pajari G. E.*, Petrology of Mount Johnson, Quebec, Unpub. Ph. D. thesis, University of Cambridge, 1967.
28. *Philpotts A. R.*, Origin of pseudotachylites, *Am. J. Sci.*, **262**, 1008—1035, 1964.
29. *Philpotts A. R.*, Igneous structures and mechanism of emplacement of Mount Johnson, a Monteregian intrusion, Quebec, *Can. J. Earth Sci.*, **5**, 1131—1137, 1968.
30. *Philpotts A. R.*, Igneous structures and mechanism of emplacement of Mount Johnson, a Monteregian intrusion, Quebec, *Reply. Can. J. Earth Sci.*, **7**, 195—197, 1970.
31. *Philpotts A. R.*, Immiscibility between feldspathic and gabbroic magmas, *Nature*, **229**, 107—109, 1971.
32. *Philpotts A. R.*, Density, surface tension and viscosity of the immiscible phase in a basic, alkaline magma, *Lithos*, **5**, 1—18, 1972.
33. *Philpotts A. R.*, *Hodgson C. J.*, Role of liquid immiscibility in alkaline rock genesis, 23 Intern. Geol. Congress, **2**, 175—188, 1968.
34. *Philpotts A. R.*, *Miller J. A.*, A Precambrian glass from St. Alexis-des-Monts, Quebec, *Geol. Mag.*, **100**, 337—344, 1963.
35. *Pouliot G.*, Geology of Shefford Mountain, in *The Symposium on the Monteregian Hills*, *Can. Min.*, in press.
36. *Rajasekaran K. C.*, Mineralogy and petrology of nepheline syenite in Mount St. Hilaire, Quebec, Unpublished Ph. D. thesis, McGill University, 1967.
37. *Reid A. M.*, The petrology of Mt. Megantic igneous complex, Southern Quebec, Unpubl. M. Sc. thesis, University of Western Ontario, 1961.
38. *Robillard J.*, Etude des roches plutoniques mafiques du Mont Royal, Unpubl. M. Sc. thesis, Université de Montreal, 1968.
39. *Schnetzler C. C.*, *Philpotts A. J.*, Partition coefficients of rare earth elements and barium between igneous matrix material and rock forming mineral phenocrysts — I, in *Ahrens L. H.*, ed., *Origin and Distribution of the Elements*, Pergamon, 1968.
40. *Stansfield J.*, Extension of the Monteregian petrographical province to the west and north-west, *Geol. Mag.*, **60**, 433—453, 1923.
41. *Valiquette G.*, *Archambault G.*, Les gabbros et les syenites du complexe de Brome, *Can. Miner.*, **10**, 485—510, 1970.
42. *Wahl W. A.*, Thermal diffusion — convection as a cause of magmatic differentiation, *Am. J. Sci.*, **244**, 417—441, 1946.
43. *Woussen G.*, Les monzonites du Mont Royal, Unpublished M. Sc. thesis, Université de Montréal, 1968.
44. *Woussen G.*, La géologie du complexe igné du Mont Royal, *Can. Miner.*, **10**, 432—451, 1970.
45. *Zartman R. E.*, *Brock M. R.*, *Heyl A. V.*, *Thomas H. H.*, K—Ar and Rb—Sr ages of some alkalic intrusive rocks from central and eastern United States, *Am. J. Sci.*, **265**, 848—870, 1967.

V. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ¹

V.1. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

А. Д. Эдгар

V.1.1. Введение

Несмотря на сравнительно небольшое распространение в земной коре, щелочные породы привлекают к себе пристальное внимание как петрографов, так и экспериментаторов. Трудности, присущие работам с многокомпонентными системами (в том числе содержащими летучие компоненты), которые характеризуют щелочные породы, являются дополнительным стимулом развития экспериментальных исследований. В итоге подобные системы пользуются неуклонно возрастающим вниманием [29].

Среди всех изверженных пород их щелочные разновидности, т. е. породы, содержащие фельдшпатоиды, щелочные пироксены и амфиболы, вероятно, обнаруживают наиболее широкие интервалы колебаний состава; содержание SiO_2 в них варьирует примерно от 35 вес. % (мелилитовый базальт) до почти 75 вес. % (щелочной гранит). Такие же широкие колебания содержания наблюдаются в отношении почти всех окислов главных элементов. Кроме того, многие щелочные породы исключительно богаты летучими компонентами, особенно H_2O , CO_2 , P, Cl, S и F, которые играют важную роль в их генезисе [91, 5 и др.].

Такие широкие вариации состава делают почти невозможным изучение системы, характеризующей хотя бы половину различных типов щелочных пород. Чтобы отразить состав фельдшпатоидов, полевых шпатов, щелочных пироксенов и амфиболов, присутствующих в этих породах, в нее следовало бы включить такие компоненты, как Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , FeO, Fe_2O_3 , MgO, CaO, SiO_2 , H_2O , CO_2 , Cl и F. Небольшие фрагменты подобной сложной системы уже изучены, и, возможно, мы вскоре будем иметь представление о большей части этой системы, представляющей петрологический интерес.

Экспериментальные исследования в основном были посвящены системам, характеризующим наиболее распространенные щелочные породы, в особенности щелочные базальты и породы семейства нефелиновых сиенитов. Эти исследования подразделяются на три категории: а) системы без летучих компонентов при атмосферном давлении; б) системы, содержащие воду, при контролируемом парциальном давлении кислорода; в) плавление и кристаллизация щелочных пород в контролируемых лабораторных условиях. Последний раздел данной главы посвящен обзору экспериментальных исследований условий образования важнейших минералов щелочных пород. Автор не пытался использовать экспериментальные работы для объяснения роли фракционной кристаллизации в происхождении щелочных пород, поскольку этот вопрос

¹ В оригинале в эту часть входили также главы: «Включения в минералах некоторых типов щелочных пород» (В. С. Соболев, Т. Ю. Базарова, В. П. Костюк) и «Редкие элементы в некоторых группах щелочных пород» (В. И. Герасимовский).

освещен в гл. VI.2. Для обозначения компонентов синтетических систем и нормативных минералов приняты следующие сокращения:

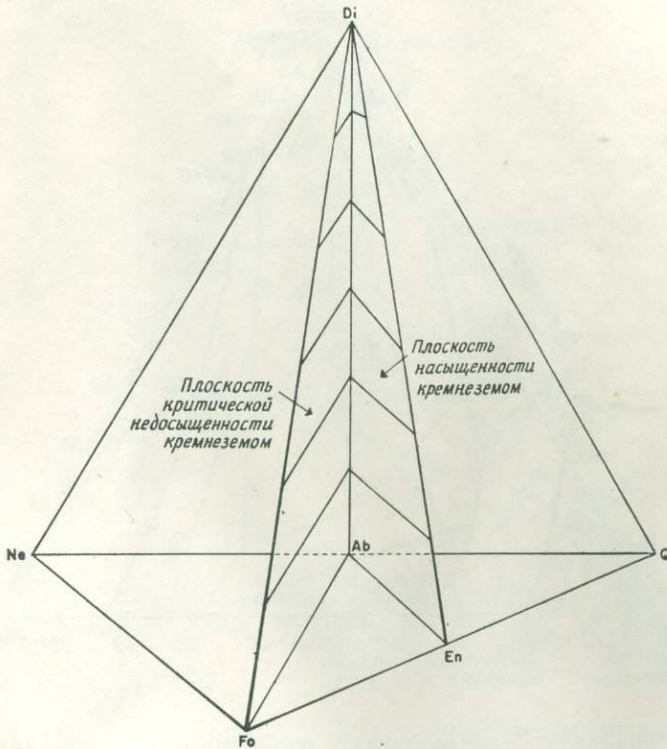
- Ab — альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$,
 Ac — акмит $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$,
 Ak — акерманит $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$,
 An — анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$,
 Anal — анальцит $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$,
 Ct — кальцит CaCO_3 ,
 Di — диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$,
 Enst — энстатит MgSiO_3 ,
 Fo — форстерит Mg_2SiO_4 ,
 Geh — геленит $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$,
 Hy — гиперстен $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$,
 K-Fp — калиевый полевой шпат KAlSi_3O_8 , для всех полиморфных модификаций,
 Ks — кальсилит KAlSiO_4 ,
 La — ларнит Ca_2SiO_4 ,
 Lc — лейцит KAlSi_2O_6 ,
 Ne — нефелин NaAlSiO_4 ,
 p-enst — протоэнстатит MgSiO_3 ,
 Q — кварц SiO_2 ,
 Sil — кремнезем SiO_2 ,
 S. M. — натровый мелилит $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$,
 Trid — тридимит SiO_2 ,
 Wo — волластонит CaSiO_3 .

Термин «компонент» используется здесь и далее во всем тексте главы для обозначения минерального вида в синтетической системе. Этот термин применяется не в строгом термодинамическом смысле, поскольку во многих случаях состав фаз нельзя охарактеризовать плоскостью или объемом, ограниченными данными минеральными видами. Кроме того, используются следующие сокращения:

- атм — атмосфера,
 f_{O_2} — летучесть кислорода,
 кбар — килобары,
 P_{O_2} — парциальное давление кислорода,
 $P_{\text{H}_2\text{O}}$ — давление водяного пара,
 s. s. — твердый раствор.

V.1.2. Системы без летучих компонентов при атмосферном давлении

Щелочные базальты представляют собой важную группу основных щелочных пород. Йодер и Тилли [131] предложили классификацию базальтов, основанную на изучении системы Di—Ne—Fo—Sil (фиг. 1), в которой нормативные составы щелочных базальтов попадают в тетраэдр Di—Ne—Ab—Fo и отделены от оливиновых базальтов плоскостью критической недосыщенности кремнеземом, т. е. сечением Di—Fo—Ab (II.4). Если допустить, что моноклинный пироксен представлен диопсидом, оливин—форстеритом, а плагиоклаз—альбитом, то эту «базальтовую» систему можно использовать для объяснения генезиса мелилитовых базальтов, базанитов, уртитов, нефелинитов, оливиновых нефелинитов, фазинитов и тефритов. Железо и титан, играющие важную роль в составе базальтов, в этой системе не представлены. Не представлены также мелилит, волластонит и анортит, встречающиеся в щелочных базальтах, хотя мелилит является компонентом системы Ne—Di

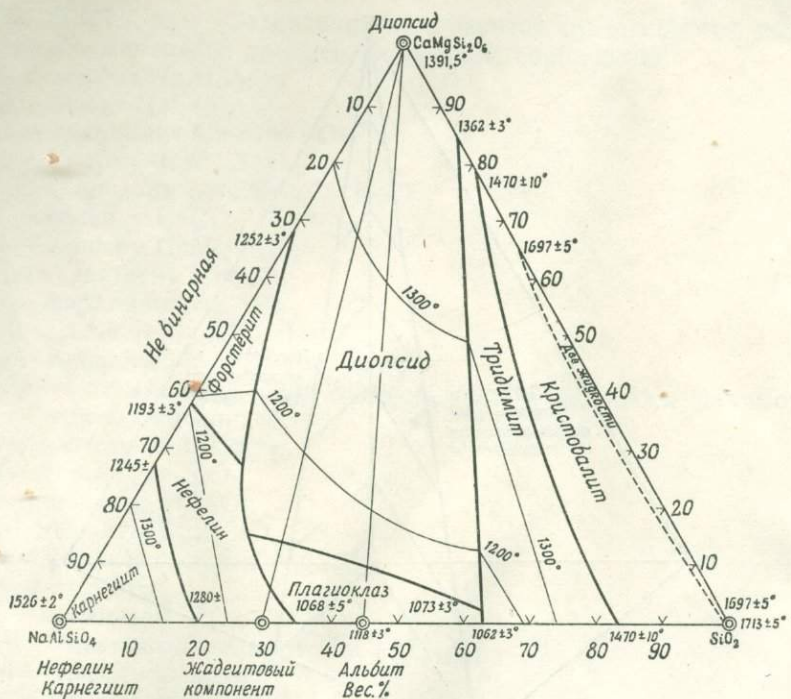


Фиг. 1. Система Di—Ne—Fo—Sil, «базальтовый» тетраэдр по Йодеру и Тилли [131].

[13, 80], а анортит в форме плагиоклаза присутствует в системе Di—Ne—Ab [81].

Влияние этих компонентов на фазовые отношения в системе Di—Ne—Ab—Fo можно показать путем изучения систем Di—Ak—Ne [60], Wo—An—Ne [40] и Ne—Geh—Wo [88, 86]. Таким образом, экспериментальные данные охватывают большинство фельдшпатоидов, полевых шпатов, пироксенов и оливинов, входящих в состав щелочных базальтов. Помимо этого, Яги и Онума [127] изучили роль титана (в виде сфена, перовскита, окислов железа и титана, а также в форме твердых растворов в пироксене, биотите и роговой обманке) в щелочных базальтах при исследовании частей системы Di—Ak—Ne—CaTiAl₂O₆. Прежде всего мы рассмотрим область недосыщенности кремнеземом в упрощенном «базальтовом тетраэдре» Йодера и Тилли.

Сечение Di—Ab разделяет систему Di—Ne—Sil на пересыщенные и недосыщенные кремнеземом части и, кроме того, является «равновесным температурным барьером» (фиг. 2). Следовательно, каким бы ни был валовый состав исходного расплава в данной системе, в ходе его нормального фракционирования не могут образовываться как богатые кремнеземом (линия эволюции толеитового базальта), так и богатые нефелином (линия эволюции щелочного базальта) остаточные расплавы. Образование плагиоклаза в системе Di—Ab [81] имеет большое значение для генезиса пересыщенных кремнеземом щелочных пород, о чем будет сказано ниже, тогда как содержание алюминия в пироксенах может предопределить эволюцию остаточных расплавов по пути щелочных или же толеитовых базальтов. К сожалению, составы плагио-

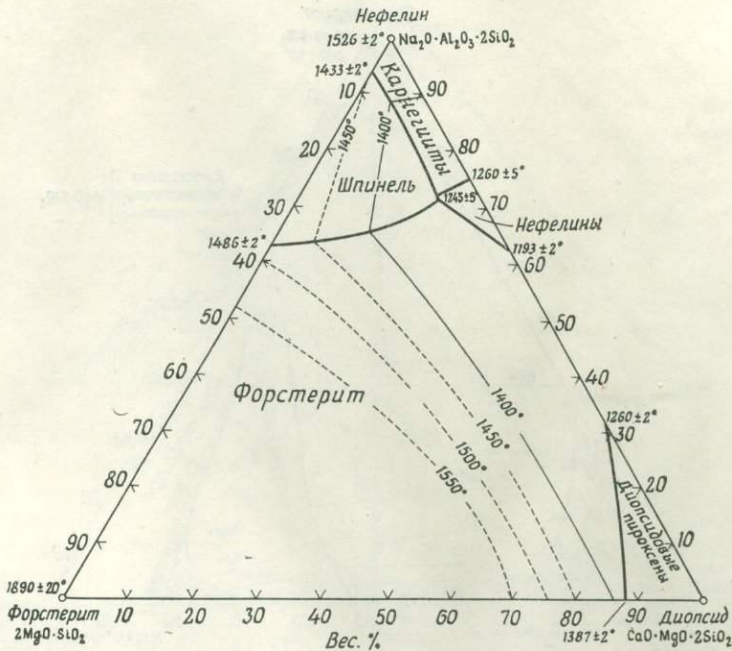


Фиг. 2. Система Di—Ne—Sil [81].

клязов и степень замещения других элементов алюминием в пироксенах не полностью изучены. Минимальная температура плавления в системе Di—Ne—Sil отвечает разрезу Ne—Sil; это показывает, что остаточные расплавы в этой системе должны быть обеднены пироксеновым компонентом. Особый интерес для петрологов представляет реакция между форстеритом и расплавом, которая при 1138°C приводит к образованию диопсида и нефелина, аналогично реакции с участием оливина и мелилита в разрезе Di—Ne. Шерер и Йодер [81] полагают, что аргументы в пользу этих реакций можно найти при исследовании базанитов, мелилитовых базальтов и оливиновых нефелинитов, хотя Уилкинсон [118] считает, что протекание таких реакций в щелочных базальтах невозможно [65].

В системе Di—Fo—Ab [79], представляющей плоскость критической недосыщенности кремнеземом в упрощенном «базальтовом тетраэдре», форстерит является первичной фазой в большей части области ликвидуса; диопсидовые пироксены и плагиоклаз образуют узкие поля в области составов, бедных форстеритом. Минимальная температура плавления отвечает составу $Ab_{98}Fo_2$ и вновь указывает на отсутствие мафических компонентов в остаточных расплавах.

Третья грань щелочно-базальтового тетраэдра представляет собой систему Di—Ne—Fo (фиг. 3), в которой наибольшее поле принадлежит форстериту, а поля шпинели, твердых растворов карнегита, нефелина и диопсидовых пироксенов занимают подчиненное положение. Поскольку данная система не является тройной, фазовые кривые представляют собой проекции фазовых поверхностей, являющихся границами раздела объемов первичных твердых фаз, возникающих в области ликвидуса. Мелилиты в этой системе широко развиты в качестве субликвидусных фаз.



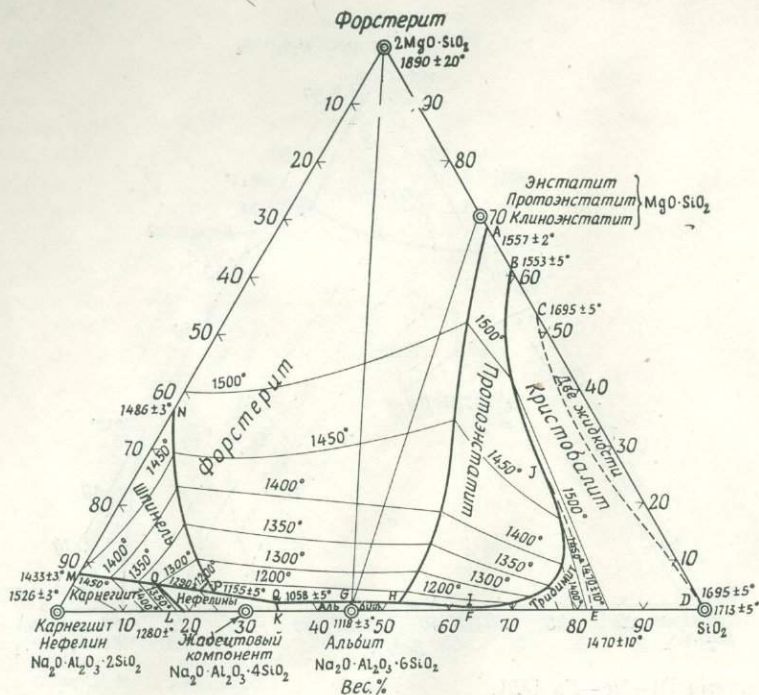
Фиг. 3. Система Di—Ne—Fo [82].

Четвертая грань упрощенного базальтового тетраэдра представляет собой систему Fo—Ne—Sil (фиг. 4). Разрез Fo—Ab разделяет эту систему на две части — недосыщенную (Fo—Ne—Ab) и насыщенную (Fo—Ab—Sil) кремнеземом. Недосыщенная кремнеземом часть системы не может быть отнесена к типу тройных, поскольку на поверхности ликвидуса образуется шпинель. Однако считают, что система превращается в тройную ниже температуры исчезновения шпинели при реакции этой фазы с расплавом (точка P). Последние порции расплава в данной части системы кристаллизуются в точке Q, весьма близкой по составу и температуре к бинарной эвтектике Ne—Ab (точка K). Эта система напоминает систему Di—Ne—Sil (фиг. 2) тем, что остаточные расплавы обогащены алюмосиликатами и обеднены железо-магnezияльными минералами. «Равновесный температурный барьер» между полями форстерита и альбита объясняет отсутствие в природе сосуществующих ромбических пироксенов и нефелина, а также невозможность появления пересыщенных кремнеземом пород из первично недосыщенных составов (и наоборот) в результате процесса обычного кристаллизационного фракционирования.

Из рассмотрения систем Di—Ne—Ab (фиг. 2), Di—Ne—Fo (фиг. 3), Di—Fo—Ab и Ne—Fo—Ab (фиг. 4) можно вывести предпологаемые фазовые отношения в щелочной недосыщенной кремнеземом части упрощенного базальтового тетраэдра (Di—Ne—Fo—Ab), как показано на фиг. 5. Наибольший фазовый объем в тетраэдре приходится на форстерит, несколько меньший занимают диопсидовые пироксены, а подчиненное значение имеют альбит (или плагиоклаз), твердые растворы нефелина и карнегиита и шпинель.

Из рассмотрения этого тетраэдра вытекает ряд важных выводов:

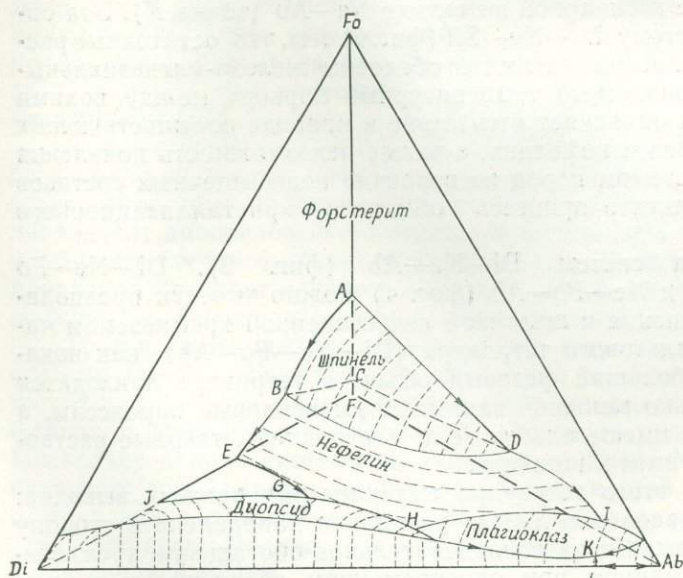
1. Эволюция составов остаточных расплавов направлена в сторону вершины Ab, что указывает на последовательное обогащение кремнеземом, натрием и алюминием при одновременном обеднении кальцием



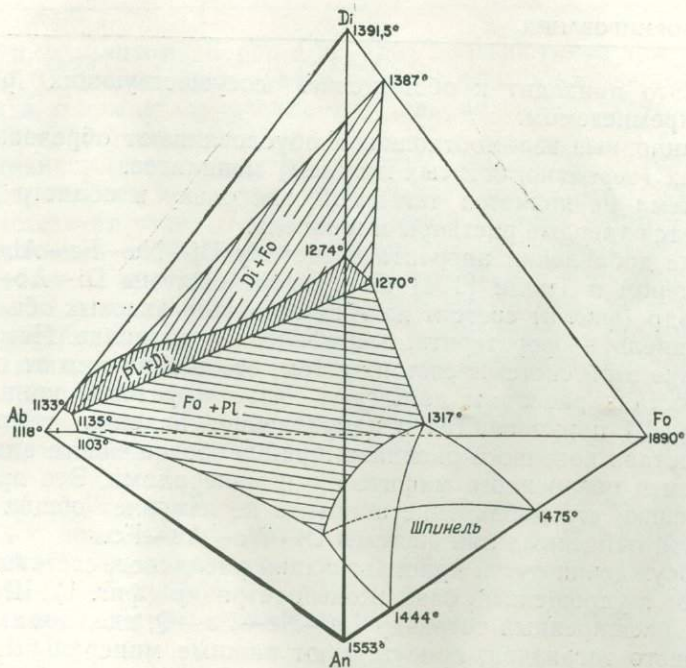
Фиг. 4. Система Fo—Ne—Sil [83].
Обозначения см. в тексте.

и магнием. Поэтому продукты кристаллизации этих расплавов обогащены альбитом (или натровым плагиоклазом) и нефелином и обеднены оливином и пироксенами.

2. Пироксены в этой системе обогащены алюминием, причем наиболее глиноземистые составы появляются при приближении к грани тетраэдра Di—Ne—Ab, где действует механизм «плагиоклазового

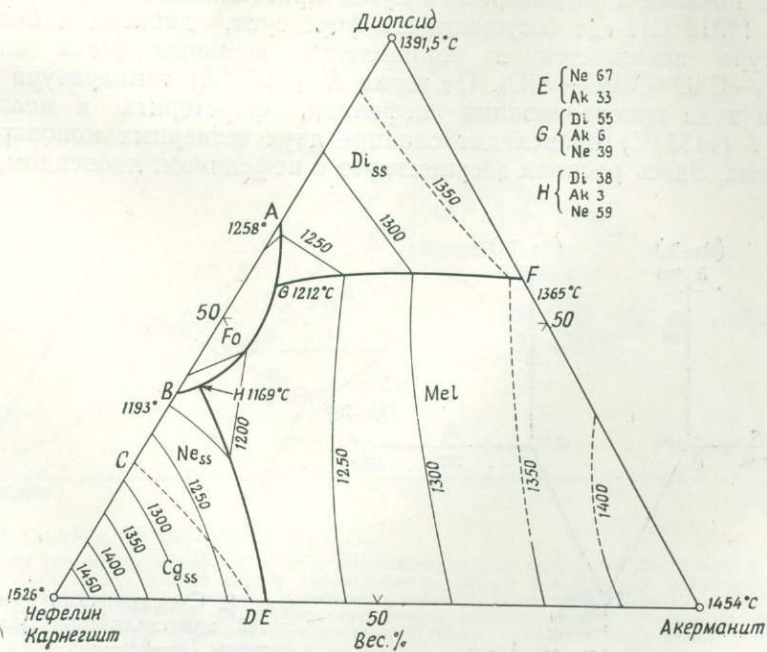


Фиг. 5. Вероятные фазовые отношения в недосыщенной кремнеземом части «упрощенного базальтового тетраэдра». ABCD — фазовый объем шпинели; BCDIFEGH — фазовый объем нефелина; HIKL Ab — фазовый объем плагиоклаза; JGHLDi — фазовый объем диопсида. Остальная часть тетраэдра представляет собой фазовый объем форстерита. Стрелками указаны общие направления падения температуры.



Фиг. 6. Система Di—Ab—Fo—An [131].

Линия, соединяющая точки 1270 и 1135 °С является четырехфазовой кривой (Di+Plag+Fo+L).



Фиг. 7. Система Di—Ak—Ne [60].

эффекта». Это приводит к обогащению сосуществующих расплавов натрием и кремнеземом.

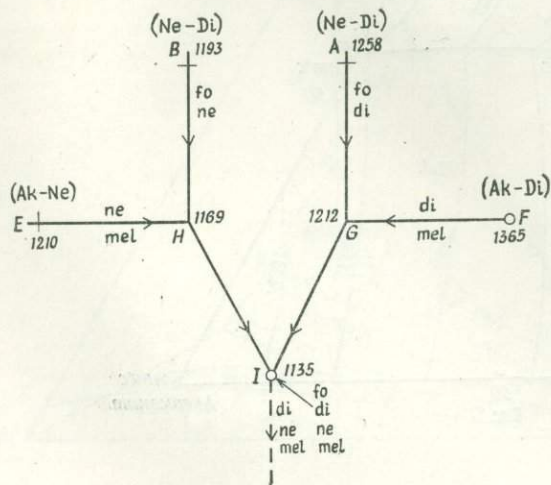
3. Реакционные взаимоотношения обуславливают образование суб-ликвидусных (вероятно, богатых натрием) мелилитов.

4. Система не является четверной, поскольку в области вершины Ne образуются твердые растворы и шпинель.

Влияние добавления анортита в систему Di—Ne—Fo—Ab исследовалось Йодером и Тилли [131] на примере системы Di—Ab—Fo—An. Этот тетраэдр (фиг. 6) состоит из трех основных фазовых объемов (исключая шпинель) — форстерита, плагиоклаза и диопсида. Петрологическое значение этой системы состоит в том, что независимо от исходного валового состава расплавы достигают четырехфазовой кривой (Di+Plag+Fo+L) и изменяются в направлении падения температуры, достигая состава конечного расплава, крайне обогащенного альбитовым компонентом и обедненного мафическими минералами. Это приводит к предположению, что добавление анортита не изменяет общих фазовых соотношений, найденных для системы Di—Ne—Ab—Fo.

Для обсуждения путей кристаллизации расплавов, составы которых не попадают в упрощенный базальтовый тетраэдр (фиг. 1), Шерер [77] предложил расширенный тетраэдр La—Ne—Fo—Q, где, помимо компонентов первого тетраэдра, присутствуют важные минеральные молекулы: акерманит, монтичеллит и волластонит. Онума и Яги [60] изучили фазовые отношения в одном из сечений путем исследования системы Di—Ak—Ne (фиг. 7).

В системе Di—Ak—Ne нет неинвариантной точки, однако имеются две точки протыкания (piercing point), одна из них (G) находится на пересечении фазовых объемов мелилита, форстерита и диопсида в системе CaO—MgO—SiO₂—NaAlSiO₄, другая (H) занимает то же положение в отношении объемов нефелина, форстерита и мелилита в расширенной системе. Соотношения стабильных фаз, точки протыкания и температуры показаны на диаграмме путей кристаллизации (фиг. 8). От точки G (1212°C), где сосуществуют форстерит, диопсид и мелилит, температура понижается в направлении вершины Ne в системе NaAlSiO₄—CaO—MgO—SiO₂. От точки H (1169°C) температура понижается в ходе кристаллизации нефелина, форстерита и мелилита. В точке I (1135°C) происходит слияние двух четверных моновариантных кривых. Здесь расплав сосуществует с нефелином, диопсидом, фор-

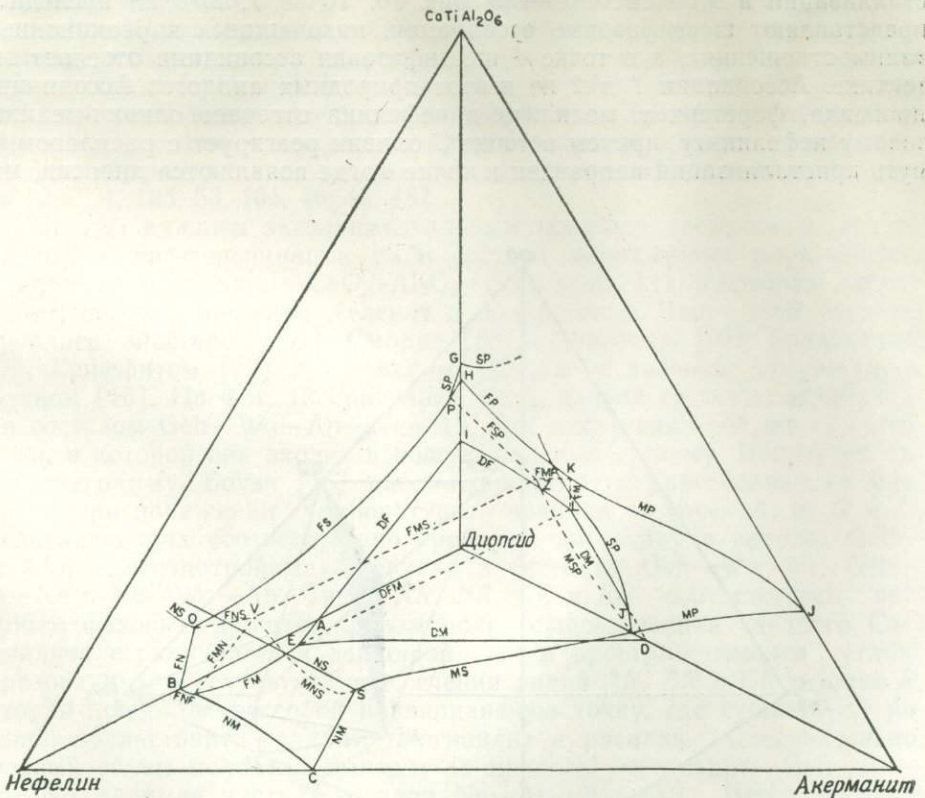


Фиг. 8. Схематическая диаграмма путей кристаллизации для части системы Di—Ak—Ne. Показаны соотношения между стабильными фазами, точки протыкания и температуры [60].

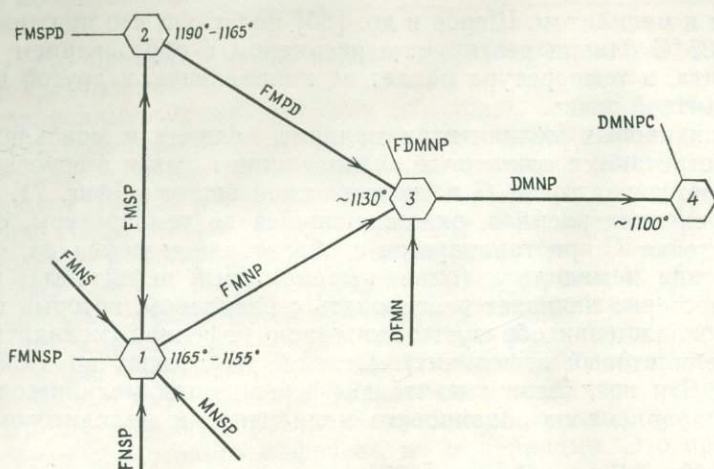
стеритом и мелилитом. Шерер и др. [80] полагают, что при температуре ниже 1135°C оливин реагирует с расплавом с образованием диопсида и мелилита, а температура падает по направлению к другой четверной нонвариантной точке.

В оливиновых мелилититах мелилит, оливин и моноклинный пироксен встречаются как в виде вкрапленников, так и в основной массе, что соответствует точке *G* в синтетической системе (фиг. 7). В равновесных условиях расплав, охлаждающийся до температуры, соответствующей точке *I*, кристаллизуется с образованием нефелина, форстерита, диопсида и мелилита (оливин-мелилитовый нефелинит); в той же точке форстерит начинает реагировать с расплавом, который при дальнейшем охлаждении образует ассоциацию нефелина, мелилита и диопсида (мелилитовый нефелинит). Исходя из данных по этой системе, Онума и Яги предположили, что дифференциация мелилитсодержащих пород направлена от оливинового мелилитита к мелилитовому нефелиниту.

В 1969 г. Яги и Онума [127] исследовали систему $Di-Ak-Ne-CaTiAl_2O_6$ с помощью изучения ряда сечений $Di-Ak-Ne-CaTiAl_2O_6$ параллельных его основанию ($Di-Ak-Ne$) и отвечающих 5, 10, 15 и 20 вес. % $CaTiAl_2O_6$. Фазовые отношения в этой псевдопятерной системе показаны на фиг. 9, а диаграмма путей кри-

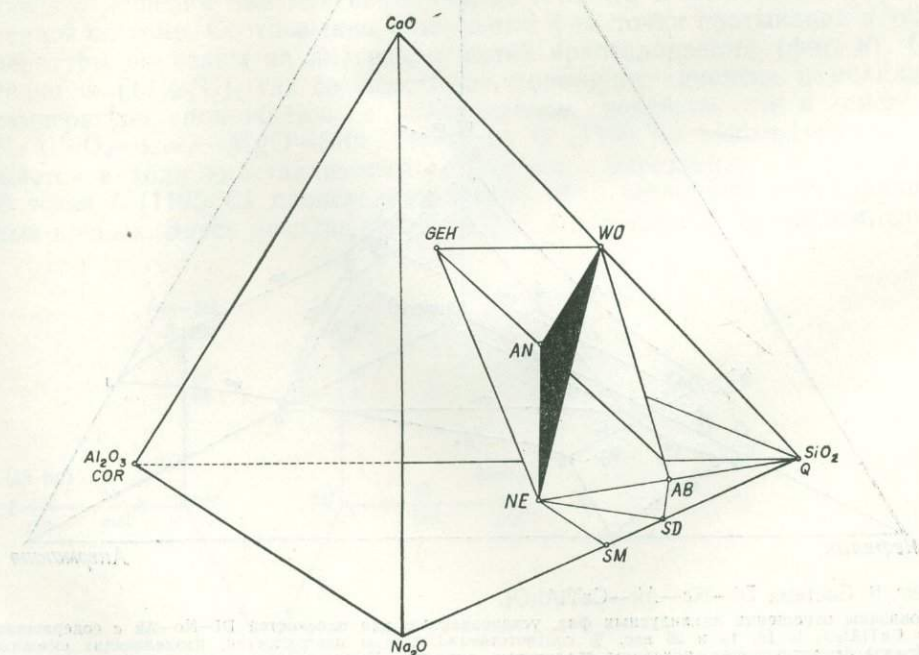


Фиг. 9. Система $Di-Ne-Ak-CaTiAl_2O_6$. Показаны отношения ликвидусных фаз, установленные для плоскостей $Di-Ne-Ak$ с содержаниями $CaTiAl_2O_6$ 5, 10, 15 и 20 вес. % соответственно. Следы поверхностей, разделяющих смежные объемы первичных фаз, показаны сплошными линиями. Пунктиром показаны линии пересечения трех трехфазовых объемов, на которых существуют четырехфазовые ассоциации трех твердых фаз и расплава; точки отвечают пересечениям четырех четырехфазовых линий и соответствуют пятифазовым ассоциациям, состоящим из четырех твердых фаз и расплава. *D* — диопсид; *F* — форстерит; *M* — мелилит; *N* — нефелин; *P* — перовскит; *S* — шпинель; область расплава не обозначена [127].



Фиг. 10. Диаграмма путей кристаллизации, показывающая соотношения пяти- и шести- фазовых ассоциаций, показанных на фиг. 9. Сокращения те же, что и для фиг. 9. С — корунд [127].

сталлизации в этой системе — на фиг. 10. Точки 1, 2, 3 на последней представляют шести- фазовые ассоциации, находящиеся в реакционных взаимоотношениях, а в точке 4 шести- фазовая ассоциация отвечает эвтектике. Ассоциации 1 и 2 не имеют природных аналогов. Ассоциация диопсида, форстерита, мелилита и нефелина отвечает оливин-мелилитовому нефелиниту, причем в точке 3 оливин реагирует с расплавом, а путь кристаллизации направлен к точке 4, где появляются диопсид, ме-



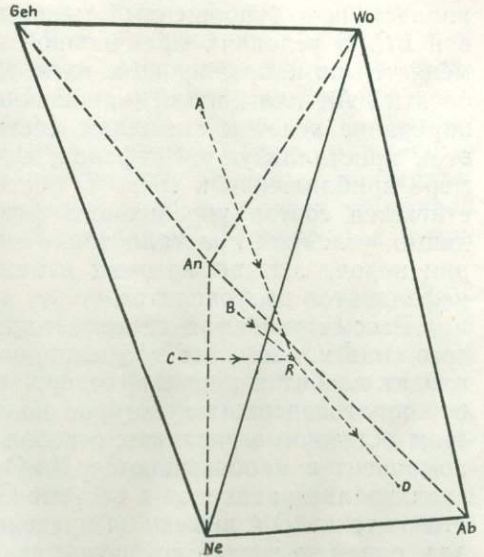
Фиг. 11. Диаграмма системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, на которую нанесены составы геленита, нефелина, анортита, волластонита, альбита и корунда. SM и SD представляют метасиликат натрия и дисиликат натрия соответственно [16].

литит, нефелин и перовскит, что соответствует минеральной ассоциации перовскитсодержащего мелилитового нефелинита. По достижении точки 4 в качестве дополнительной фазы появляется корунд и образуется гипотетический корундсодержащий мелилитовый нефелинит. В природе корунд в этих породах не обнаружен, однако Яги и Онума предполагают, что глинозем может присутствовать в составе герцинита или входить в слюды и амфиболы. Таким образом, эти авторы предполагают следующий путь дифференциации: оливин-мелилитит → оливин-мелилитовый нефелинит → перовскитсодержащий мелилитовый нефелинит → корундсодержащий мелилитовый нефелинит.

Яги и Онума пришли также к выводу, что если в составе расплава содержится менее 4 вес. % TiO_2 , то титан входит в моноклинные пироксены в виде твердого раствора, в то время как при содержании TiO_2 свыше 4 вес. % он кристаллизуется в виде перовскита. Это согласуется с данными по составу природных щелочных базальтов [2, 3, 4, 125, 53, 101, 46, 47, 48].

Другим важным экспериментальным исследованием, имеющим отношение к дифференциации магм состава мелилитовых нефелинитов, является система $Na_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2$ (фиг. 11), в которую входят альбит, анортит, нефелин, геленит и волластонит. Части этой системы изучались Фостером [31], Смолли [88], Спиваком [98], Голдсмитом [37], Гриффитом [39] и Гаммером [40], а ее значение обсуждалось Боуэном [16]. На фиг. 12 приведена часть данной системы, ограниченная составом $Geh-Wo-An-Ne-Ab$, при сохранении той же ориентировки, в которой она входит в общую окисную систему. Используя такую диаграмму, Боуэн [16] рассматривает пути кристаллизации расплавов при понижении температуры, начиная от точек *A*, *B*, *C* и *D*, представляющих соответственно тройную эвтектику в системе $Geh-Wo-An$ и псевдотройные эвтектики в системах $Geh-Wo-Ne$, $Geh-An-Ne$ и $Ne-Wo-Ab$. Линии *AR*, *BR*, *CR* и *RD* соответствуют четверным фазовым кривым, причем поле существования бедного CaO мелилита ограничивается вершиной *Geh* и пространственным углом, образованным в результате пересечения линий *AR*, *BR* и *CR* в точке *R*, которая представляет собой инвариантную точку, где существуют нефелин, волластонит, мелилит, плагиоклаз и расплав. Следовательно, фазовый объем мелилита выходит за пределы тетраэдра $Geh-An-Wo-Ne$, занимая часть тетраэдра $Ne-An-Wo-Ab$. Вдоль фазовой границы *RD* сосуществуют нефелин, волластонит, плагиоклаз (варьирующий по составу от богатого *An* в точке *R* до богатого *Ab* в точке *D*) и расплав, а температура уменьшается в направлении вершины *Ab*.

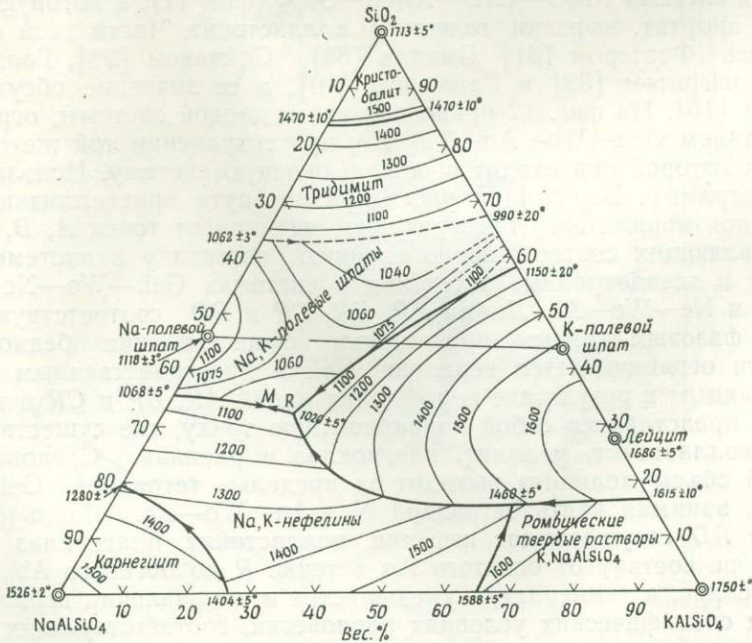
При специфических условиях равновесия, соответствующих крайне быстрому охлаждению, расплавы, составы которых близки к системе $Geh-Ne-Wo$, кристаллизуются с образованием мелилита, нефелина и



Фиг. 12. Увеличенная деталь системы, изображенной на фиг. 11. Обозначения см. в тексте [16].

волластонита (упрощенный мелилитовый нефелинит) на фазовой кривой *BR*. В условиях фракционной кристаллизации состав расплава изменяется по направлению к точке *R*, причем дополнительно выделяется богатый *Ap* плагиоклаз (упрощенный тефрит). Последующее фракционирование ведет к смещению состава расплава по кривой *RD*, при этом кристаллизуются нефелин, волластонит и плагиоклаз, который по мере приближения к точке *D* обогащается альбитом; в результате достигается состав упрощенного фонолита. Таким образом, при подходящих условиях кристаллизации может происходить формирование серии пород, составы которых изменяются от упрощенных мелилитовых нефелинитов до фонолитов.

Рассматриваемая система иллюстрирует значение ранее упомянутого «плагиоклазового эффекта», поскольку в любой системе, в которую входят альбит и расплав, содержащий CaO , кристаллизующийся полевым шпатом содержит некоторое количество анортитовой молекулы; при этом остаточные расплавы освобождаются от этих анортитсодержащих компонентов и обогащаются Na_2O и SiO_2 . Таким образом, путь кристаллизации расплавов в системе $GeH-Wo-An-Ab-Ne$ может привести от точки *D* к выходу за пределы данного тетраэдра в другой тетраэдр, одной из граней которого будет $Ab-Wo-Ne$, а четвертая вершина отвечает составу $Na_2O \cdot 3CaO \cdot 6SiO_2$ (девитрит). Хотя девитрит в природе не существует, его образование может соответствовать примерно той же стадии эволюции расплавов, когда происходит инконгруэнтное плавление акмита с появлением гематита и расплава, обогащенного Na_2SiO_3 . В этом случае в природных условиях формируются пересыщенные щелочами породы, содержащие нормативный Na_2SiO_3 (*ns*). Фазовые отношения в рассмотренной системе показывают, что в соответствующих условиях возможно возникновение серии дифференциатов, варьирующих по составу от мелилитовых нефелинитов (или мелилитовых базальтов) до щелочных риолитов, причем на промежуточном этапе образуются тефриты, базаниты и фонолиты.



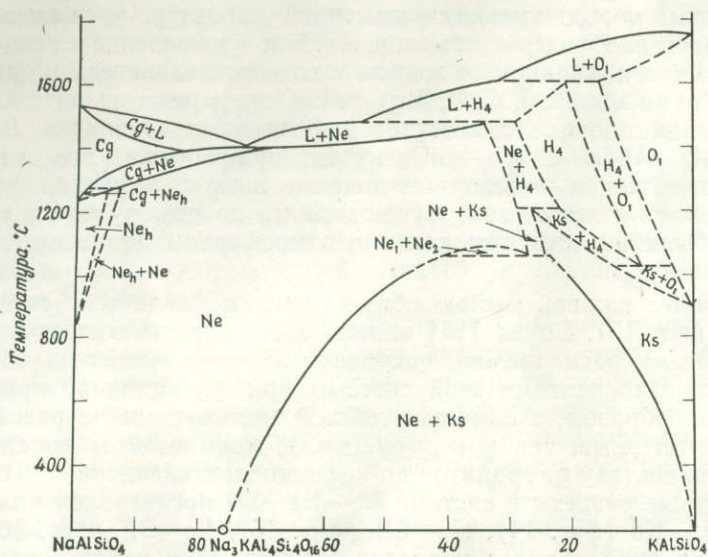
Фиг. 13. Система $Ne-Ks-Sil$ («петрогенетическая система с остаточными расплавами») [15, с изменениями].

Анализы пород, имеющих щелочной характер, указывают на общее возрастание содержания щелочей и уменьшение концентрации кальция, магния и закисного железа в ходе последовательной дифференциации. Таким образом, CaO, MgO и FeO не играют значительной роли в образовании пород семейства нефелиновых сиенитов. В систему $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ входят практически все важнейшие минералы этих пород — щелочные полевые шпаты, нефелин, кальсилит, акмит, лейцит и кремнезем. Существенные по объему части указанной системы были исследованы как при атмосферном давлении, так и при различных $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

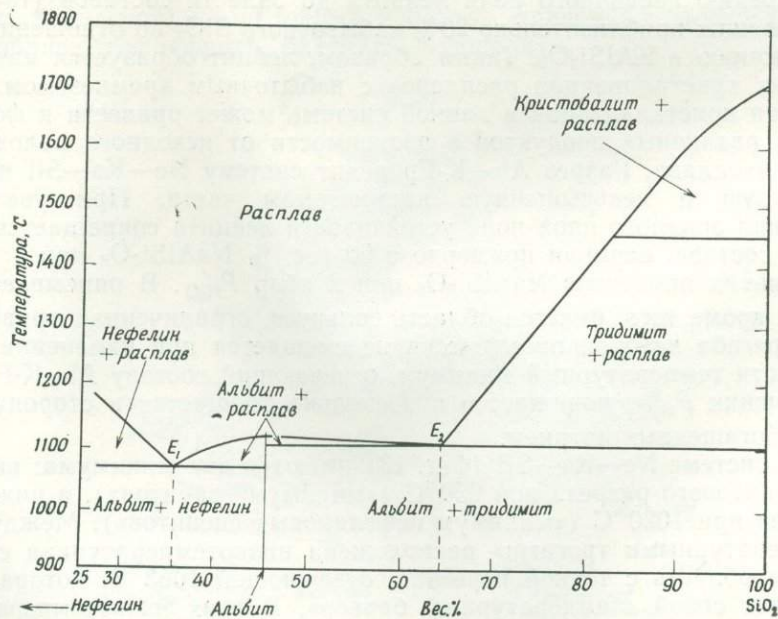
Наиболее важной частью общей системы является сечение Ne—Ks—Sil (фиг. 13). Боуэн [15] назвал его «петрогенетической системой с остаточными расплавами», поскольку имеется тенденция обогащения последних компонентами этой системы при фракционной кристаллизации; таким образом, с помощью данной системы можно рассматривать как пересыщенные, так и недосыщенные кремнеземом породы, варьирующие по составу от гранитов до нефелиновых сиенитов.

Основные разрезы в системе Ne—Ks—Sil представлены следующим рядом: Ne—Ks (фиг. 14), Ne—Sil (фиг. 15), Lc—Sil (фиг. 16) и Ab—K—Fr. Последняя система показана на фиг. 17 с использованием данных, полученных при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ до 2 кбар. Система Ne—Ks характеризуется обширной областью сольвуса, значение которой обсуждается в разд. V.1.5. В разрезе Ne—Sil все расплавы, первоначально более богатые SiO_2 , чем $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, кристаллизуются с образованием фаз, пересыщенных кремнеземом, а обедненные SiO_2 по отношению к альбиту приводят к появлению недосыщенных кремнеземом продуктов, содержащих нефелин. Наиболее примечательным свойством системы Lc—Sil является инконгруэнтное плавление калиевого полевого шпата, приводящее к расширению первичного поля лейцита до области составов (точка R), содержащих приблизительно 20% избыточного SiO_2 по отношению к его содержанию в KAlSi_3O_8 . Таким образом, лейцит образуется на ранних стадиях кристаллизации расплавов с избыточным кремнеземом. Фракционная кристаллизация в данной системе может привести к формированию различных продуктов в зависимости от исходного валового состава расплава. Разрез Ab—K—Fr делит систему Ne—Ks—Sil на пересыщенную и недосыщенную кремнеземом части. При увеличении давления водяного пара поле устойчивости лейцита сокращается от области состава, начиная примерно с 50 вес. % $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ при 1 атм, до нескольких процентов $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ при 2 кбар $P_{\text{H}_2\text{O}}$. В описываемой системе, кроме того, имеется область сольвуса, ограниченная кривой, точка перегиба которой практически не смещается при изменении давления, хотя температурный минимум, отвечающий составу $\text{Ab}_{65}\text{K}-\text{Fr}_{35}$ при увеличении $P_{\text{H}_2\text{O}}$, понижается и несколько смещается в сторону составов, обогащенных натрием.

В системе Ne—Ks—Sil (фиг. 13) имеются два минимума: выше полевошпатового разреза при 950 °C («минимум гранитов»), и ниже этого разреза при 1020 °C («минимум нефелиновых сиенитов»). Между этими «температурными трогами» расположена низкотемпературная седлообразная область с точкой перегиба, отвечающей 1063 °C, которая представляет собой «температурный барьер». В этих низкотемпературных областях составы остаточных расплавов, возникающих в результате фракционной кристаллизации многокомпонентных силикатных систем, изменяются в направлении плоскости $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ вдоль различных температурных «долин» в многомерном пространстве [15]. Таким образом, конечные продукты магматической кристаллизации бу-

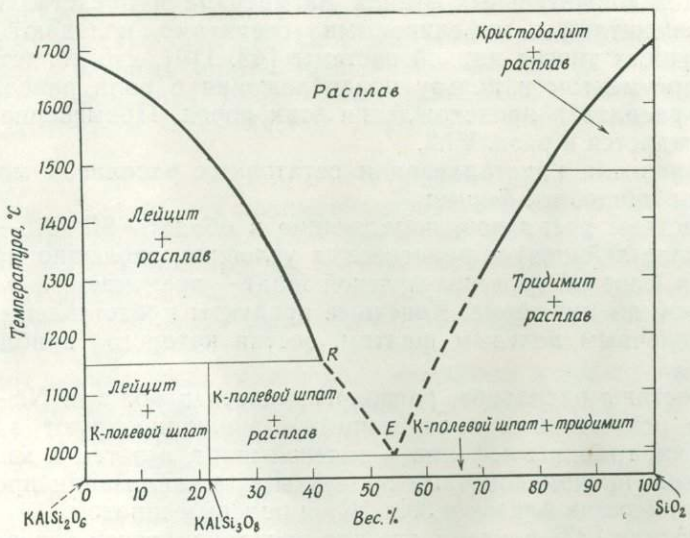


Фиг. 14. Система Ne—Ks [12, 111].

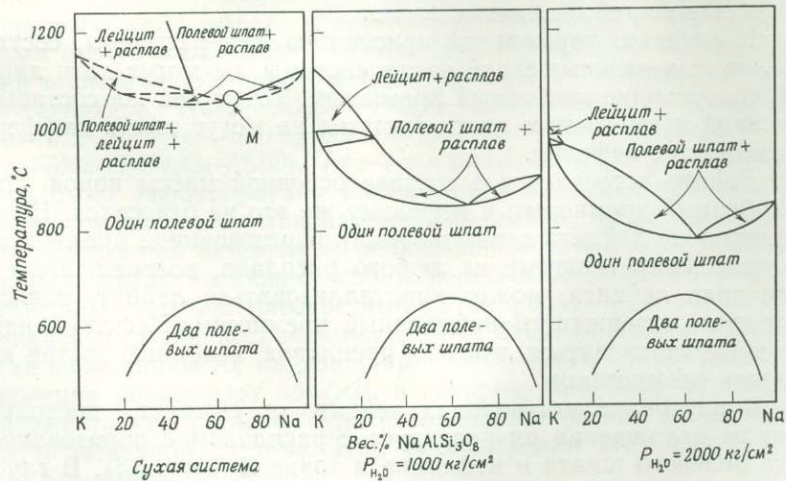


Фиг. 15. Система Ne—Sil [38].

E₁ и E₂ обозначают соответственно «недосыщенную» и «насыщенную» кремнеземом эвтектики.



Фиг. 16. Система Lc—Sil [78].



Фиг. 17. Система Ab—K—Fr (при P_{H_2O} до 2 кбар) [76, 110].
Точка M представляет состав, отвечающий минимальной температуре плавления при 1 атм.

дуг иметь составы, весьма близкие к низкотемпературным областям в системе $Ne-Ks-Sil$. Нормативные составы многих пород, образовавшихся на заключительных этапах магматизма и представленных гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами, попадают в области температурных трогов данной системы [43, 110], что является существенным аргументом в пользу предположения о роли равновесий кристаллы \rightleftharpoons расплав в происхождении этих пород. Применение этих данных обсуждается в разд. VI.2.

Направления кристаллизации остаточных расплавов можно представить в обобщенной форме:

а) составы расплавов, попадающие в область $Sil-Ab-K-Fr$ (исключая поле лейцита) в равновесных условиях, эволюционируют в направлении фазовой границы полевой шпат—кремнезем, а затем вдоль этой кривой до минимума. Конечные продукты представлены кремнеземом и щелочным полевым шпатом, состав которого приближается к $Ab_{65}K-Fr_{35}$.

б) Составы расплавов, располагающиеся в области $Ne-Ks-Ab-K-Fr$ (за исключением поля лейцита), эволюционируют в направлении фазовой границы нефелин—полевой шпат, а затем к минимуму на этой кривой, причем конечные продукты кристаллизации представлены нефелином (состав близок к $3Na\ 1K$) и полевым шпатом.

в) Фудали [33] показал, что для расплавов, точки которых попадают в поле лейцита, состав возможных конечных продуктов кристаллизации гораздо более разнообразен, чем это предполагалось ранее, поскольку лейцит представляет собой скорее твердый раствор, а не стехиометрическое соединение. При равновесных условиях в зависимости от исходного валового состава расплава возможны следующие ассоциации конечных продуктов кристаллизации: полевой шпат+кремнезем, нефелин+полевой шпат и нефелин+калиевый полевой шпат+лейцит.

г) В условиях фракционной кристаллизации число возможных продуктов кристаллизации значительно возрастает.

С помощью системы $Ne-Ks-Sil$ можно объяснить ряд петрографических особенностей щелочных пород:

а) В процессе нормальной кристаллизации расплавы, составы которых лежат в недосыщенной части системы, не могут дать дифференциаты, содержащие свободный кремнезем. Точно так же составы из пересыщенной кремнеземом части системы не могут иметь дифференциаты, содержащие нефелин.

б) Лейцит встречается в составе основной массы пород, содержащих свободный кремнезем; к нефелину же это не относится. На фиг. 13 видно, что поле лейцита занимает часть пересыщенной кремнеземом области диаграммы, поэтому из любого расплава, возникающего в этом участке поля лейцита, может кристаллизоваться лейцит, равновесный с расплавом, содержащим избыточный кремнезем. Нефелин, напротив, может кристаллизоваться лишь из расплавов, исходный состав которых недосыщен кремнеземом.

в) В плутонических породах лейцит отсутствует, поскольку при медленном охлаждении он реагирует с расплавом с образованием щелочного полевого шпата и нефелина в точке R (фиг. 13). В глубинных условиях, при высоких P_{H_2O} лейцит вряд ли кристаллизуется даже на ранних стадиях, поскольку при возрастании P_{H_2O} его устойчивость уменьшается.

г) Полагают, что псевдолейциты формируются в области, близкой к точке R (фиг. 13), где в синтетической системе лейцит замещается нефелином и калиевым полевым шпатом. Их происхождение рассматривается в разд. V.1.5.

д) Составы сосуществующих щелочных полевых шпатов и нефелинов зависят от скорости остывания расплава. При медленном охлаждении (плутонические или равновесные условия) нефелины приближаются к идеальному составу $3\text{Na} \cdot 1\text{K}$. При быстром охлаждении (вулканические условия) полевые шпаты вулканических пород обнаруживают тенденцию к обогащению калием по сравнению с их плутоническими эквивалентами, в то время как нефелины становятся более натровыми.

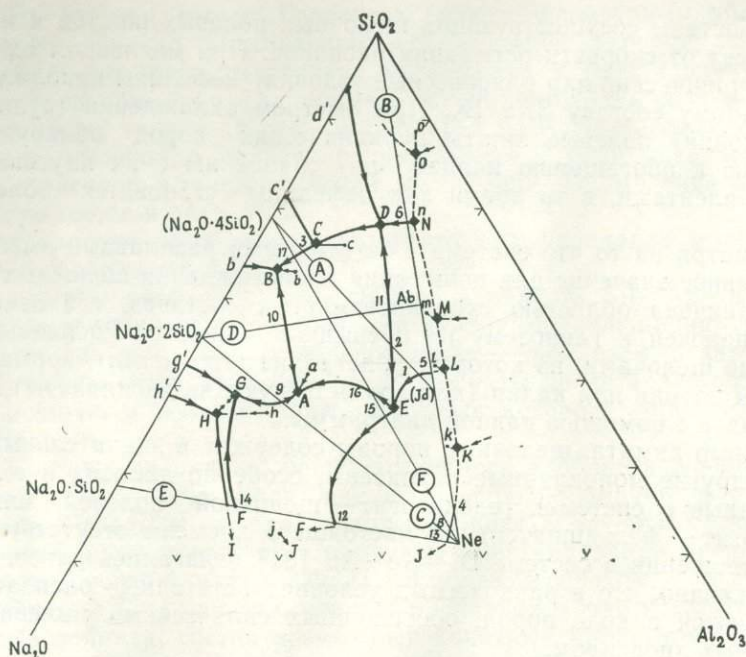
Несмотря на то что система с остаточными расплавами имеет фундаментальное значение для понимания происхождения щелочных пород, она ограничена областью субглиноземистых составов, где отношение суммы щелочей к глинозему не превышает единицы. Расплавы, пересыщенные щелочами, из которых кристаллизуются акмит, нормативные силикаты натрия или калия (или соответствующие дисиликаты), нельзя представить с помощью данной диаграммы.

Помимо акмита, щелочные породы содержат в значительных количествах другие моноклинные пироксены, особенно диопсид и геденбергит. Данные о системах геденбергит—щелочной полевой шпат или геденбергит—фельдшпатоид до настоящего времени отсутствуют. Фазовые отношения в системе Di—Ne—Ab [81] излагались ранее, причем было показано, что в равновесных условиях остаточные расплавы кристаллизуются в виде пород, обогащенных силикатными минералами и обедненных диопсидом.

Попытка исправить недостатки петрогенетической системы с остаточными расплавами, с тем чтобы интерпретировать расплавы, пересыщенные щелочами, была предпринята Бейли и Шерером [7]. Они изучали важную в петрологическом отношении часть системы $\text{Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$, содержащую нефелин, карнегиит, альбит, акмит, корунд, гематит, кварц, тридимит и нормативные минералы—метасиликат натрия (*ns*) и дисиликат натрия (*ds*). На основе фазовых отношений в области ликвидуса Бейли и Шерер рассматривают генезис обширной группы пересыщенных щелочами пород и предлагают называть систему $\text{Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ «системой с пересыщенными щелочами остаточными расплавами». Для характеристики фазовых отношений в системе указанные авторы изучили следующие частные разрезы в тетраэдре $\text{Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$: $\text{Ac—Jd—(Na}_2\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2)$, Ac—Ne—Sil , $\text{Ac—Ne—дисиликат натрия}$, $\text{Ac—Ab—дисиликат натрия}$, $\text{Ac—Ne—}5\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{SiO}_2$, $\text{Ac—Ne—(Na}_2\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2)$. По данным этих разрезов было зафиксировано положение в пределах тетраэдра дивариантных поверхностей, моновариантных линий, точек протыкания и, наконец, четверных эвтектик и реакционных точек. Семнадцать точек протыкания, представляющих собой пересечения моновариантных линий четверной системы плоскостями этих разрезов, а также тройные невариантные точки пограничных систем были нанесены на проекцию Джёнеке из вершины *Ac* на основание $\text{Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ (фиг. 18). Такая проекция показывает объемы, в которые попадают четверные невариантные точки, а также относительное положение моновариантных кривых в четверной системе. При рассмотрении этих шести разрезов получен ряд важных выводов:

а) Вследствие инконгруэнтного плавления акмита и реакции гематита с расплавом с образованием альбитов и нефелинов, содержащих окисное железо, гематит является первичной фазой в большей части области ликвидуса.

б) Акмит может кристаллизоваться в равновесии с нефелином и альбитом или кварцем и альбитом лишь из расплавов, содержащих нормативный силикат натрия.



Фиг. 18. Проекция Дженеке из вершины As на плоскость $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ [7].

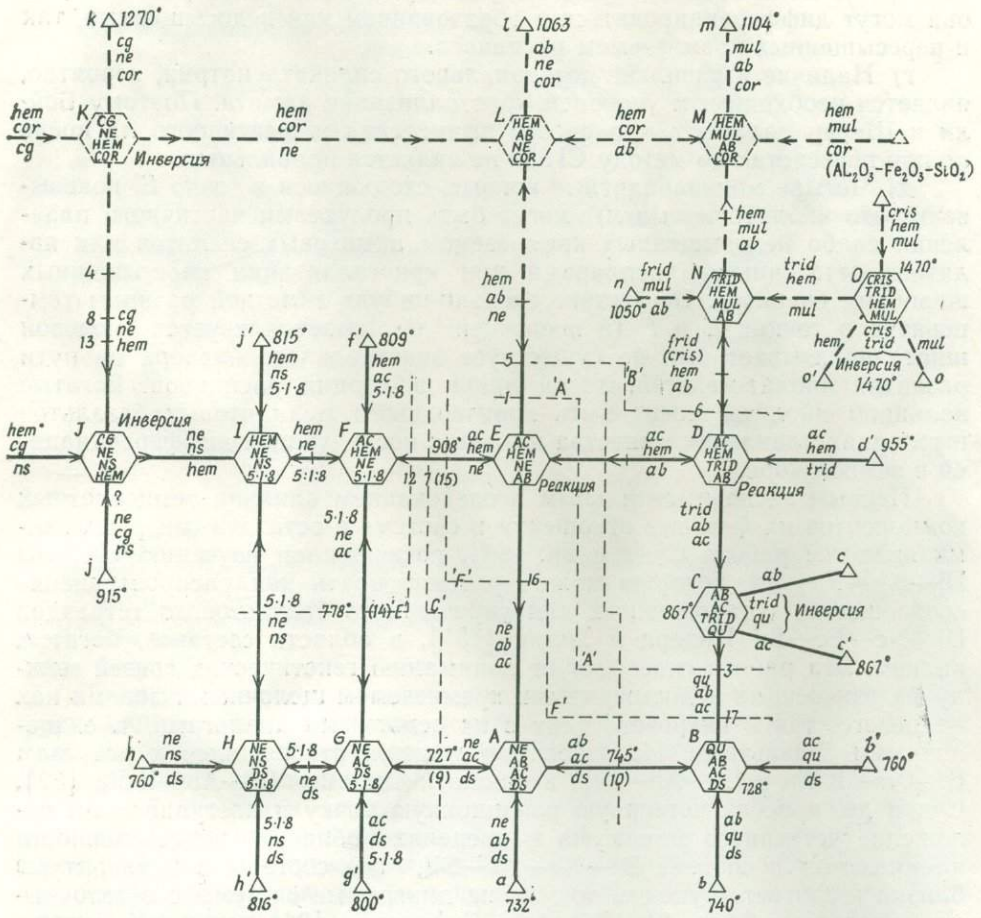
в) Многие из точек протыкания близки к тройным эвтектикам, однако наличие твердых растворов (главным образом с Fe_2O_3) приводит к незначительному смещению первых по отношению к тройным невариантным точкам.

Используя проекцию Дженеке, Бейли и Шерер построили схематическую диаграмму путей кристаллизации (фиг. 19), на которой показано 15 невариантных точек, находящихся на пересечении моновариантных линий. Несмотря на схематичность этой диаграммы, фазовые отношения высокотемпературной области отражены на верхней, а низкотемпературные условия — на нижней части диаграммы; пересыщенные кремнеземом ассоциации фаз показаны на правой, а пересыщенные щелочами и недосыщенные кремнеземом — на левой части диаграммы. Наиболее важными точками на фиг. 19 являются четверные реакционные точки *D* и *E*, а также четверные эвтектики *A* и *B*. Разрез *D*, разделяющий реакционные точки *E* и *D* и эвтектики *A* и *B*, образует границу между областью составов, пересыщенных кремнеземом, в которой кристаллизуются тридимит (точка *D*) и кварц (точка *B*), и областью недосыщенных кремнеземом составов, где кристаллизуется нефелин (точки *E* и *A*). Разрез *D* образует «температурный барьер» между эвтектиками *A* и *B*.

На основании экспериментальных данных, обобщенных на фиг. 19, Бейли и Шерер приходят к следующим петрологическим выводам:

а) В эвтектической точке *B*, соответствующей пересыщенным щелочами и кремнеземом природным магмам (или пантеллеритам), расплавы обогащены потенциальными силикатами натрия, и поэтому точки их составов на диаграмме остаточных расплавов располагаются далеко от «минимума гранитов».

Эта эвтектика сравнительно обеднена кремнеземом; такие составы в природе вследствие реакции с глиноземистым веществом могут быть



Фиг 19. Схематическая диаграмма путей кристаллизации, построенная по данным фиг. 18 [7].

превращены в недосыщенные кремнеземом, что может привести к появлению нефелина на контакте с гранитами без участия механизма десилификации при реакции с известняками. Температура, отвечающая точке B, также показывает, что пантеллеритовые расплавы могут существовать при очень низких температурах.

б) Эвтектика A соответствует пересыщенным щелочам и недосыщенным кремнеземом природным расплавам (фонолитам). Начиная от четверной реакционной точки E, соответствующей составу ийолита, составы расплавов могут либо обедняться акмитом при обогащении дисиликатом натрия (движение в сторону точки A — «фойяитовое» направление), либо в неравновесных условиях смещаются в сторону точки F («мельтейгитовое» направление).

в) Изменение составов расплавов в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ контролируется главным образом инконгруэнтным плавлением акмита. Если реакция гематит+расплав→акмит протекает не до конца, в результате чего ионы Fe^{3+} могут входить в кристаллическую структуру полевого шпата, то достигаются условия для действия механизма перехода от недосыщенных к пересыщенным кремнеземом расплавам (и

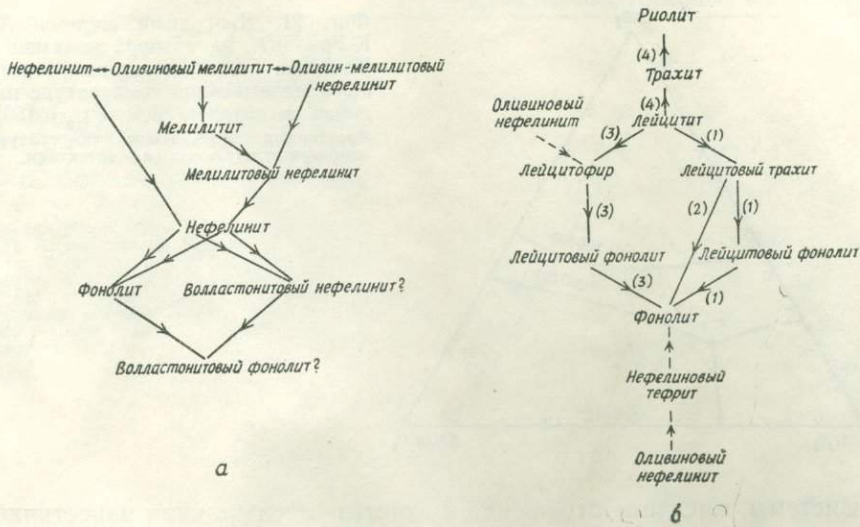
наоборот). Если в таком процессе участвуют сиенитовые расплавы, то они могут дифференцироваться с образованием как недосыщенных, так и пересыщенных кремнеземом расплавов.

г) Наличие в расплаве потенциального силиката натрия, вероятно, является необходимым условием кристаллизации акмита. Поэтому Бейли и Шерер полагают, что способ вычисления нормативного ns после ac при пересчетах по методу CIPW не является правильным.

д) Четыре моновариантные кривые, сходящиеся в точке E , показывают, что ийолитовые магмы могут быть продуктами частичного плавления слабо недосыщенных кремнеземом акмитовых сиенитов или являться остаточными расплавами при кристаллизации пересыщенных щелочами сиенитов. Отсутствие сколько-нибудь заметной разницы температур в точках E и F (в последней не кристаллизуется полевой шпат) показывает, что не существует значительного барьера на пути развития ийолит-мельтейгитовой линии эволюции расплавов. Богатые кальцием ийолиты могут быть производными мелилитовых базальтов в условиях плавления вещества мантии с последующей дифференциацией в земной коре.

Первым экспериментальным исследованием влияния темноцветных компонентов на фазовые отношения в системе с остаточными расплавами является работа Суда и др. [94], посвященная изучению системы $Di-Ne-Ks-Sil$, которую можно рассматривать как распространение соотношений, установленных для упрощенного базальтового тетраэдра $Di-Ne-Fo-Sil$ Йодера и Тилли [131], в область составов, богатых калием. Эта работа способствует пониманию генетических связей между фельзическими недосыщенными кремнеземом щелочными лавами как калиевого, так и натрового типа с их основными аналогами, т. е. щелочными базальтами. На основании данных, относящихся к разрезам $Di-Ne-K-Fr$ и $Di-Ab-Lc$, а также к системе $Di-Ab-K-Fr$ [57], Суд и др. нанесли четверную реакционную точку и постулировали положение четверного минимума в пределах области недосыщенности кремнеземом в системе $Di-Ne-Ks-Sil$, где составы и температуры близки к соответствующим точкам на диаграмме системы с остаточными расплавами (фиг. 13). В работе Суда и др. [94] приведено детальное описание химического состава фаз. Особый интерес представляет фазовый объем форстерита, первичная кристаллизация которого в системе происходит вблизи разреза $Di-Ne$, причем данный объем является продолжением аналогичного объема в «упрощенном базальтовом тетраэдре». В пределах указанного фазового объема из расплавов, содержащих менее ~ 10 вес. % санидина, в узком температурном интервале в качестве субликвидусной фазы кристаллизуется мелилит. В то же время из расплавов, в которых содержание санидина превышает 10 вес. %, мелилит не выделяется. При дальнейшем охлаждении расплава как мелилит, так и оливин исчезают вследствие реакции с расплавом, состав которого в некоторых случаях лежит за пределами объема $Di-Ne-Ks-Sil$ [65].

Процесс фракционирования расплавов, из которых кристаллизуются оливин и мелилит, привел Суда и др. [94] к выводу о существовании натрового типа эволюции основных лав (фиг. 20, *a*). Несмотря на невозможность сосуществования трех типов пород, показанных в верхней части фиг. 20, *a*, фракционирование дифференциатов этих пород может привести к образованию нефелинитов, которые при дальнейшем фракционировании могут обуславливать появление ассоциаций, соответствующих фонолитам или волластонитовым фонолитам. В природе волластонит может образовывать твердые растворы с пироксенами или вместе с TiO_2 входить в состав сфена.



Фиг. 20.

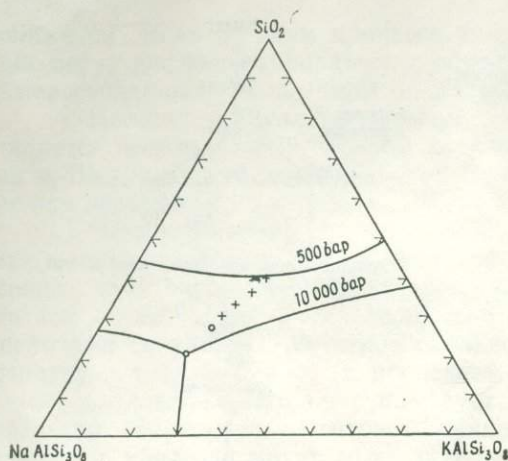
а — натровый тип эволюции щелочных лав от основных к кислым, выведенный на основании фракционной кристаллизации в системе $Di-Ne-Ks-Sil$, когда кристаллизуются оливин и/или меллилит [94]; б — калиевый тип эволюции щелочных лав от основных к кислым, выведенный на основании фракционной кристаллизации богатых калием расплавов в системе $Di-Ne-Ks-Sil$ [93]. Номерами обозначены возможные направления эволюции. Пунктиром показаны взаимосвязи с натровым типом эволюции.

Преимущественно калиевый тип эволюции является результатом фракционирования расплавов, составы которых расположены внутри фазового объема лейцита или вблизи него, как показано на фиг. 20, б. В зависимости от стадии фракционирования возможно существование трех путей эволюции (обозначены цифрами). Кроме того, при благоприятных условиях фракционирования расплавов в узком интервале составов возможен путь, приводящий к формированию как недосыщенных (лейцититы), так и пересыщенных кремнеземом (риолиты) ассоциаций. Ряд примеров развития обоих указанных путей эволюции можно найти в описаниях пород Римской петрографической провинции, а также щелочных пород Африканской рифтовой системы [116, 117, 45, 123, 66, 51].

На основании изучения фазовых отношений в частных разрезах базальтовой системы $Di-Fo-Ne-Sil$ и системы $Di-Ne-Sil$ Суд и Эдгар [93] предположили, что первичными магмами для натрового и калиевого рядов эволюции могли быть магмы, отвечающие по составу щелочным оливиновым базальтам (или оливиновым нефелинитам) и оливиновым лейцититам (угандитам). Реакция форстерита с расплавом на ранних стадиях и лейцита с расплавом на поздних стадиях может служить доминирующим механизмом, обуславливающим конечную конвергенцию обоих путей эволюции и образование фонолитов.

V.1.3. Системы с летучими компонентами при контролируемом давлении кислорода

Несмотря на то что изучено много систем, содержащих летучие компоненты, в данном разделе будет идти речь только о системах с H_2O и исследованиях в условиях контролируемого P_{O_2} , поскольку Уилли [124] недавно рассматривал системы с другими летучими (VI.3). Большинство систем с H_2O в виде дополнительного компонента применимо скорее для объяснения генезиса кислых, а не основных щелочных по-



Фиг. 21. Диаграмма системы Ab—K-Fp—SiO₂, на которой показано неуклонное смещение состава, отвечающего минимальной температуре плавления с возрастанием P_{H_2O} [56]. Крестиками обозначены температурные минимумы; кружочками — эквектики.

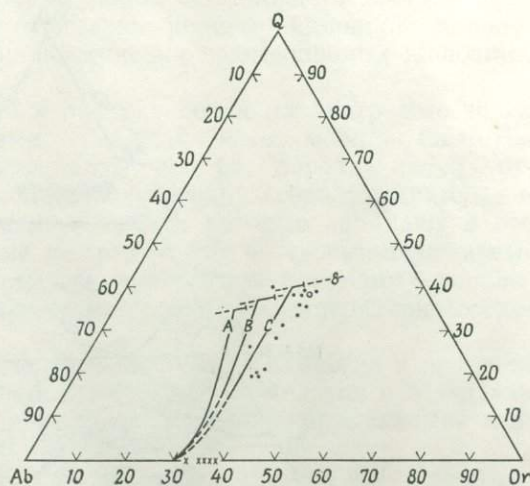
род. Системы, имеющие отношение к гипотезе ассимиляции известняков, рассмотрены в разд. VI.3.

Роль воды на поздних стадиях магматической дифференциации обуславливает проведение исследований в системе с остаточными расплавами вплоть до $P_{H_2O} = 10$ кбар. В системе с составами, пересыщенными кремнеземом, Таттл и Боуэн [110] изучили фазовые отношения при P_{H_2O} до 4 кбар, а Лут и др. [56] расширили эту область до 10 кбар. По мере возрастания P_{H_2O} от 0,5 до 10 кбар наблюдается последовательное и почти прямолинейное смещение минимальных температур плавления в область составов, обогащенных альбитовым компонентом (фиг. 21). Лут и др. [56] нанесли составы плутонических пород, содержащих нормативный диопсид и акмит или метасиликат натрия (что соответствует модальным щелочным амфиболам и пироксенам), на диаграмму Sil—Ab—K-Fp и показали, что эти породы не отвечают по составу положению температурного минимума при высоких значениях P_{H_2O} . Это приводит к предположению о том, что богатые щелочами (или недосыщенные глиноземом) гранитоиды могли кристаллизироваться в сравнительно «сухих» условиях. Полагают, что недосыщенные глиноземом двуполевошпатовые граниты также формируются из довольно «сухих» магм. Лут и др. [56] считают, что пантеллериты и другие недосыщенные глиноземом лавы могут быть прямыми дериватами бедных водой основных магм.

Кармайкл и Маккензи [17] при изучении фазовых отношений на поверхности ликвидуса в двух сечениях системы Ab—K-Fp—Sil с добавлением 4,5 вес. % Ac+4,5 вес. % метасиликата натрия, а также 8,3 вес. % Ac+8,3 вес. % метасиликата натрия показали, что температурный минимум, спроецированный на плоскость Ab—K-Fp—Sil, при увеличении содержания Ac и метасиликата натрия смещается в направлении разреза K-Fp—Sil. Отмечено аналогичное смещение «температурного трога» между минимальной температурой плавления щелочного полевого шпата и фазовой границей кварц—полевой шпат (фиг. 22). На этой же фигуре показаны точки пересчитанных химических анализов пантеллеритов и выделенных из них вкрапленников полевого шпата, которые располагаются параллельно «температурному трогу» сечения данной системы с 8,3 вес. % Ac+8,3 вес. % метасиликата натрия. Поскольку эти составы не соответствуют составам риолитовых расплавов, Кармайкл и Маккензи пришли к выводу, что пантеллериты могли формироваться в ходе фракционной кристаллизации из трахитового рас-

Фиг. 22. Изобарическая проекция ($P_{H_2O} = 1$ кбар) «температурных трогов», их пересечений с фазовыми кривыми кварц — полевого шпата и составов, соответствующих температурным минимумам поверхности ликвидуса для систем:

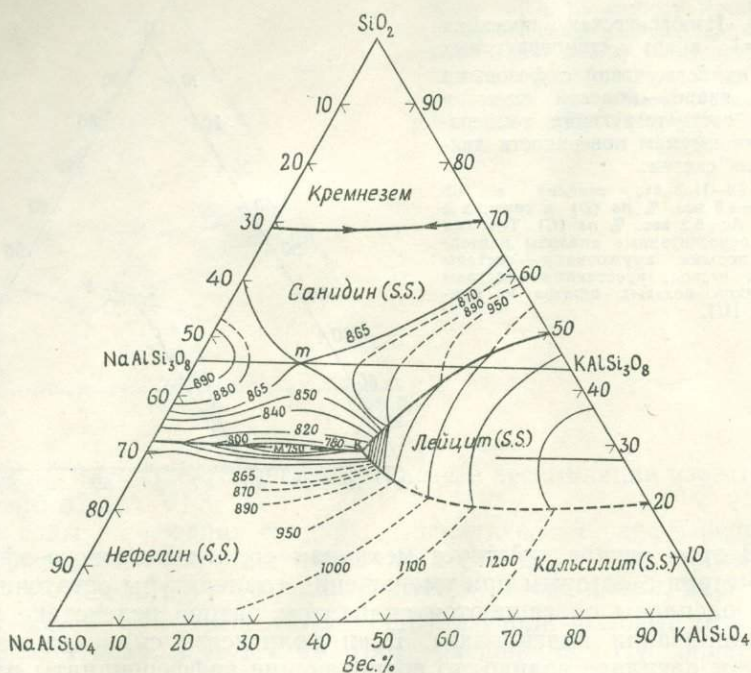
Ab—K—Fr—Sil—H₂O (A); сечения с 4,5 вес. % As+4,5 вес. % ns (B) и сечения с 8,3 вес. % As+8,3 вес. % ns (C). Точками показаны пересчитанные анализы пантеллеритов; полыми кружочками — составы остаточных стекол; крестиками — составы вкрапленников полевых шпатов из пантеллеритов [17].



плава. В этом случае действует механизм «плагноклазового эффекта», в соответствии с которым при уменьшении температуры остаточные трахитовые расплавы обогащаются силикатом натрия вследствие раннего фракционирования плагноклаза. Если количество силиката натрия в остаточном расплаве велико, то возникающие дифференциаты отвечают по составу пантеллеритам; если содержание упомянутого компонента незначительно, то появляются комедиты.

Метод, применяющийся Кармайклом и Маккензи [17] для пересчета анализов пантеллеритов, а также предложенный ими механизм образования пантеллеритов из трахитовых расплавов были подвергнуты критике Бейли и Шерером [6] по трем пунктам. Во-первых, чтобы избежать очевидного избытка кварца в нормативном составе, нормативный ns следует вычислять в виде дисиликата натрия. Во-вторых, практика включения всего количества K₂O в нормативный ортоклаз приводит к тому, что при оценке степени пересыщенности щелочами принималось во внимание только Na₂O. В-третьих, поскольку в составе пересыщенных щелочами расплавов часть Na₂O не учитывалась, оказалось невозможным показать сохранение баланса щелочей между расплавами и полевошпатовыми вкрапленниками, которые, как правило, содержат больше калия, чем исходные расплавы. Бейли и Шерер предлагают ввести термин «ортоклазовый эффект» (аналогично плагноклазовому эффекту) для процесса, посредством которого может осуществляться отделение щелочного полевого шпата от слабо недосыщенного глиноземом расплава. При этом происходит фракционирование алюминия и калия с образованием резко пересыщенных щелочами натровых остаточных расплавов.

Дальнейшее развитие проблемы генезиса пересыщенных щелочами кислых пород и оценка роли «ортоклазового эффекта» [6] содержатся в работе Томпсона и Маккензи [100], посвященной исследованию четырех псевдотройных сечений в системе Ab—K—Fr—Sil при $P_{H_2O} = 1$ кбар, полученных при добавлении 5 вес. % Na₂SiO₃, 5 вес. % As, 5 вес. % K₂SiO₃ и 5 вес. % NaKSiO₃. При введении в систему силикатов щелочей низкотемпературный объем конденсированных фаз в системе SiO₂—Al₂O₃—Na₂O—K₂O—H₂O (эквивалентный «температурному трого» в системе Sil—Ab—K—Fr) быстро смещается по направлению к плоскости SiO₂—Al₂O₃—Na₂O; такое направленное смещение состава расплава контролируется составом выделяющегося полевого шпата, в ко-



Фиг. 23. Система Ne—Ks—Sil при $P_{H_2O} = 1$ кбар [43].

торый предпочтительнее входят ионы K^+ . Эти результаты расширяют границы применения механизма «ортоклазового эффекта» [6] и позволяют допустить более широкий набор материнских магм для пантеллеритов и комендитов, в частности включая сюда натровые или калиевые трахиты и риолиты. Точно так же пересыщенные щелочами граниты могут являться результатом фракционной кристаллизации или плавления гранитов или сиенитов. В обоих случаях материнская магма должна быть либо несколько пересыщена щелочами, либо достигнуть этого состояния под воздействием «плагноклазового эффекта» или какого-то другого механизма.

Гамильтон и Маккензи [43] изучили недосыщенную кремнеземом часть системы с остаточными расплавами при $P_{H_2O} = 1$ кбар (фиг. 23). При этом давлении сокращается поле лейцита и снижается минимальная температура плавления, однако состав, отвечающий этой температуре, почти совпадает с установленным для «сухой» системы (фиг. 13), а сокращение поля лейцита отдаляет реакционную точку (R) от температурного минимума (M).

Рассмотренная работа позволяет сделать следующие петрологические выводы:

а) «Температурный барьер» в полевошпатовом разрезе изученной системы при давлении $P_{H_2O} = 1$ кбар не понижается, а становится более контрастным. Это означает, что присутствие водяного пара не создает условий для перехода от первичных недосыщенных кремнеземом составов расплавов к пересыщенным кремнеземом дифференциатам и наоборот.

б) Близкое соответствие нормативных составов интрузивных и эффузивных пород, располагающихся в области между температурным минимумом рассматриваемой системы и «температурным трогом», отходящим от полевошпатового разреза, показывает, что в происхождении

этих пород определенную роль играли равновесные процессы кристаллы \rightleftharpoons расплав. Отсутствие осадочных пород подходящего состава привело Гамильтона и Маккензи к отрицанию роли фракционного плавления как возможного процесса происхождения недосыщенных щелочных пород.

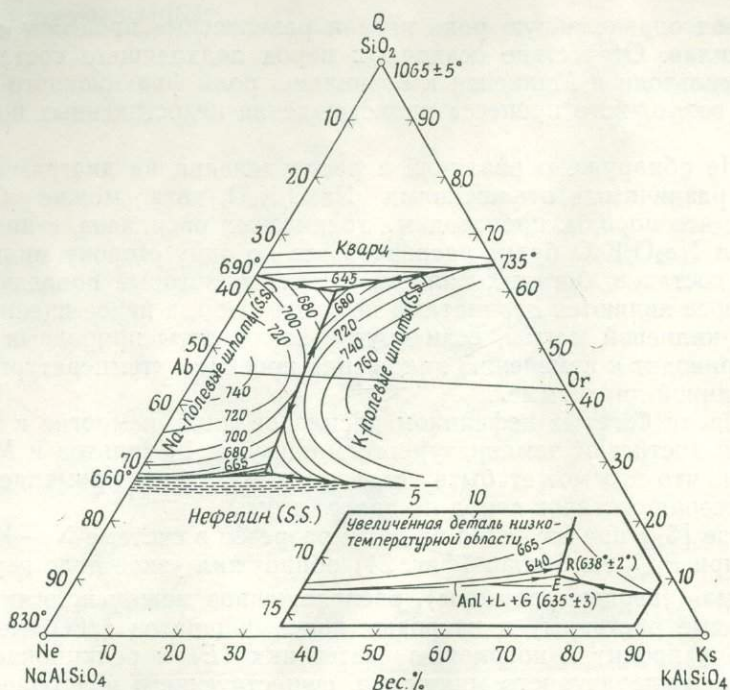
в) Не обнаружено различий в распределении на диаграмме точек пород с различными отношениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, хотя можно было бы ожидать, что породы, производные трахитовых расплавов, с низким отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ будут располагаться по одну сторону минимума в области составов, богатых калием. Породы, которые попадают в это поле, скорее являются дериватами не трахитовой, а недосыщенной кремнеземом калиевой магмы, если другие компоненты природных расплавов не приводят к изменению положения проекции «температурного трога» на данной диаграмме.

г) Среди богатых нефелином расплавов лишь немногие в процессе эволюции достигают температурного минимума. Гамильтон и Маккензи полагают, что это может быть следствием методики, применяемой ими для нанесения составов пород на диаграмму.

Морзе [57] при изучении частных разрезов в системе $\text{Ne}-\text{Ks}-\text{Ab}-\text{K}-\text{Fr}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ до 5 кбар (фиг. 24) обнаружил узкое поле первичного анальцима (твердые растворы), расположенное между полями нефелина (твердые растворы) и натровых полевых шпатов (твердые растворы), что приводит к появлению эвтектики (E) и реакционной точки (R), а не температурного минимума, существующего при более низких $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Это указывает, что породы, содержащие нефелин и альбит, должны кристаллизоваться при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ниже 5 кбар, так как при этих давлениях не было обнаружено признаков понижения «температурного барьера» в системе с остаточными расплавами ($\text{Ne}-\text{Ks}-\text{Sil}$); кроме того, состав эвтектики изменяется незначительно по сравнению с составом, отвечающим минимальной температуре плавления в условиях более низких давлений. Из этого следует, что в породах типа нефелиновых сиенитов должны наблюдаться лишь ограниченные колебания составов с изменением условий их формирования, контролирующих величины давлений.

Для того чтобы оценить влияние добавления пироксенов в системе с остаточными расплавами, Эдгаром [22] были изучены части системы $\text{Di}-\text{Ne}-\text{Ab}-\text{H}_2\text{O}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар. В этих условиях, помимо уменьшения температуры ликвидуса примерно на 200°C по сравнению с данными для 1 атм (см. фиг. 2), существенно сокращается поле первичного плагиоклаза [82]. Плагиоклаз, синтезированный в области $\text{Di}-\text{Ab}-\text{H}_2\text{O}$, имеет приблизительный состав An_{10-20} , что указывает на масштабы действия «плагиоклазового эффекта». Близкое соответствие между составами пород и составом, отвечающим минимальной температуре плавления, привело Эдгара к выводу, что при образовании многих пород типа нефелиновых сиенитов играли роль равновесия типа кристаллы \rightleftharpoons расплав, причем указанные породы могли возникнуть из сиенитовых первичных расплавов.

В связи с тем что железосодержащие пироксены являются важными компонентами щелочных пород [112], Нолан и Эдгар [26, 59] исследовали части системы $\text{Ab}-\text{Ne}-\text{Ac}-\text{Di}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ до 2 кбар и в условиях контролируемого P_{O_2} . Эта система включает два важных пироксеновых компонента, дополняющих бедную калием недосыщенную кремнеземом область системы с остаточными расплавами, и представляет собой частный разрез шестикомпонентной системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Fe}-\text{O}-\text{H}$. Положение сечений, изученных Ноланом, показано



Фиг. 24. Система Ne—Ks—Sil при $P_{H_2O} = 5$ кбар [57].

на фиг. 25, а сложная диаграмма фазовых отношений при $P_{H_2O} = 1$ кбар приведена на фиг. 26. Наиболее важные особенности ее следующие:

а) Линии, разделяющие первичные фазовые объемы (на чертеже не индцированы для облегчения чтения), представляют собой следы сложных фазовых поверхностей в пределах шестикомпонентной системы.

б) Область, покрытая крапом, представляет собой проекцию первичного фазового объема пироксена сечения Ab—Ne—Ac₁₀₀ (основание тетраэдра на фиг. 25). Точка P — точка протыкания Ab₁₅Ne₃₀Ac₅₅ при 715°C.

в) Заштрихованная область соответствует проекции первичного фазового объема плагиоклаза сечения Ab—Ne—Di₁₀₀ (левая грань тетраэдра на фиг. 25). R — реакционная точка Ab₆₆Ne₂₉Di₅ при 885°C.

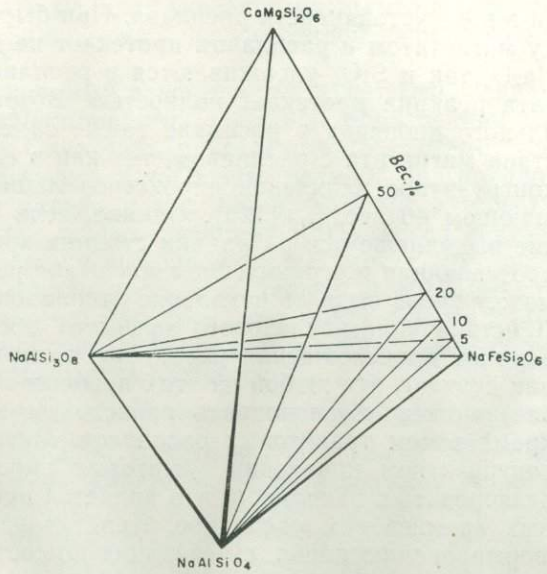
г) Как видно из расположения следов фазовых поверхностей (обозначенных как Ac₉₅Di₅ и т. д.), фазовый объем пироксена заметно увеличивается при возрастании содержания диопсидового компонента до сечения Ab—Ne—Ac₅₀Di₅₀, после чего он почти не изменяется. Действительная природа фазовой поверхности между точками P и R неизвестна.

Определения составов плагиоклазов [22] и пироксенов привели Нолана к выводу, что эти фазы, равно как и расплавы, не попадают на плоскости экспериментально изученных сечений.

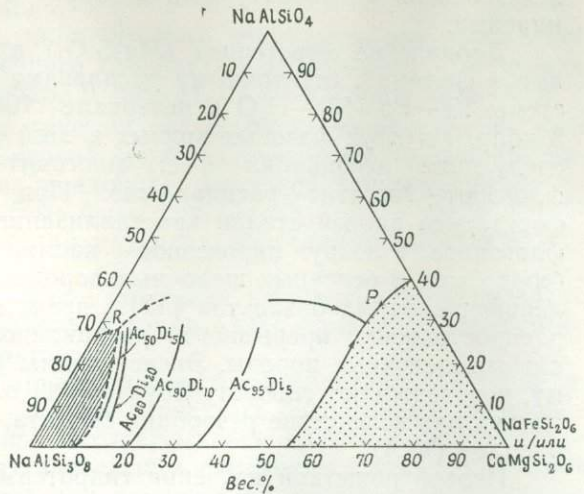
Не обнаружено какого-либо соответствия между составами пород и составом, отвечающим точке P в синтетической системе Ab—Ne—Ac₁₀₀ в области P_{H_2O} до 2 кбар. Это дает возможность предполагать, что роль равновесных процессов кристаллы \rightleftharpoons расплав в происхождении этих пород была маловероятной. Однако установлена тесная корреля-

ция между составами пород и полем составов низкотемпературной области в сечениях $Ab-Ne-Ac_{50}Di_{50}$, $Ab-Ne-Ac_{80}Di_{20}$ и $Ab-Ne-Ac_{90}Di_{10}$. Эти сопоставления показывают, что состав пироксена является важным фактором, контролирующим положение минимальной температуры плавления в каждом из изученных сечений. Графики распределения точек составов пород [59] с очевидностью показывают, что если в их происхождении принимают участие процессы кристаллы \rightleftharpoons расплав, то составы присутствующих пироксенов, вероятно, будут приходиться на интервал $Ac_{80}Di_{20}-Ac_0Di_{100}$ (если не учитывать геденбергитовую молекулу). Эти данные согласуются с составом пироксенов в подобных породах [112]. Составы агпаитовых пород [113, 95] попадают на диаграмме в область, весьма близкую к температурному минимуму в сечении $Ab-Ne-Ac_{95}Di_5$. В этих породах, где сумма щелочей преобладает над глиноземом, типичным пироксеном является эгирин, в котором Na^+ более охотно связывается с Fe^{3+} , а не с Al^{3+} , как в неагпаитовых породах. Данные об этой системе Сёренсен [97] использовал для объяснения порядка кристаллизации в ритмически расслоенной интрузии пересыщенных щелочами пород (Илимауссак, Гренландия).

Несмотря на то что состав пироксена является основным фактором, контролирующим размеры фазовых объемов первичного пироксена в рассматриваемой системе, возрастание P_{H_2O} и f_{O_2} также будет смещать точку P по направлению к области максимальной плотности распределения нормативных составов пород на диаграмме. В природных расплавах величина f_{O_2} зависит от первичного отношения Fe_2O_3/FeO ; высокие значения этого отношения обуславливают появление магнети-



Фиг. 25. Расположение сечений системы $Ab-Ne-Ac-Di$, изученных Ноланом при $P_{H_2O} = 1$ кбар [59].



Фиг. 26. Сложная диаграмма, на которую нанесены фазовые кривые сечений, изображенных на фиг. 25 [59].

Обозначения см. в тексте.

та в поле устойчивости расплава. При быстром остывании реакция между магнетитом и расплавом протекает не до конца, вследствие чего как Na_2O , так и SiO_2 удерживаются в расплаве; при медленном остывании эта реакция протекает полностью. Возрастание содержания потенциального диопсида в расплаве также задерживает реакцию взаимодействия магнетита с расплавом, так как в системе $\text{Di}-\text{Ac}$ происходит инконгруэнтное плавление пироксенов лишь при содержании Ac , превышающем 40 вес. % [126]. Однако, если наблюдается фракционирование выделившегося на ранних стадиях кристаллизации диопсида, даже протекающая в ограниченном масштабе реакция магнетита с расплавом может вновь вызвать появление расплавов с избыточными Na_2O и SiO_2 . Действие «плагиоклазового эффекта» обеспечивает третий возможный вариант происхождения расплавов, содержащих силикаты натрия. Нолан считает, что любой из этих процессов (или их совместное воздействие) может обуславливать происхождение первично недосыщенных кремнеземом трахитовых расплавов. Магнетит, образующийся при инконгруэнтном плавлении акмитовых пироксенов, может не полностью реагировать с расплавом, что является причиной появления пересыщенных кремнеземом расплавов. Кристаллизация последних приводит к формированию пород, отвечающих по составу щелочным гранитам. Несмотря на то что невозможно найти петрографические доказательства фазовых отношений магнетита с расплавом, опыты Нолана ясно показывают характер такого взаимодействия и частично подтверждают гипотезу Тилли [105] о том, что наличие акмита может явиться причиной исчезновения «температурного барьера» в системе с остаточными расплавами.

Добавление форстерита (Mg_2SiO_4) к обогащенным калием составам в системе с остаточными расплавами изучено Лутом [55] для системы $\text{Ks}-\text{Fo}-\text{Sil}-\text{H}_2\text{O}$ в интервале $700-1200^\circ\text{C}$ при давлениях до 3 кбар. На двух фазовых кривых в этой сложной системе образуются следующие ассоциации фаз: флогопит+форстерит+расплав+газ и флогопит+энстатит+расплав+газ. При фракционировании вокруг форстерита ранней стадии кристаллизации могут образоваться каемки флогопита, а вокруг пироксенов — каемки биотита. Такие реакции, наблюдаемые в основных щелочных породах, а также в опытах по плавлению щелочных базальтов [131], представляют собой важный шаг в распространении прерывистой реакционной серии Боуэна [14] на калиевые щелочные породы. Эксперименты Лута [55] также, по-видимому, подтверждают гипотезу Боуэна [14] о происхождении лейцитосодержащих лав вследствие резорбции биотита, погруженного в базальтовый расплав (VI.4).

Первой попыткой изучения гидротермальной системы в условиях верхней мантии была работа Бётчера и Уилли [11], посвященная системе $\text{NaAlSiO}_4-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 35$ кбар. В этих условиях кристаллизуются такие важные минералы, как кварц, коусит, альбит, нефелин, анальцит и устойчивый при высоких давлениях пироксен—жадеит. Проведенные исследования не дали каких-либо доказательств изменения наклона фазовых кривых кристаллы+расплав+газ от отрицательного до положительного, как предполагалось ранее [9, 89, 50]. Это означает, что температура начала плавления силикатов в присутствии избытка воды продолжает понижаться и в области давлений, соответствующих верхней мантии. Резкие изменения наклона кривых в рассматриваемой системе действительно существуют в невариантных точках, в которых при повышении давления образуется жадеит. Незначительная скорость протекания реакций не позволяет установить реакции образования жадеита из анальцита при участии альбита или

нефелина. Данные эксперименты не дают указаний на то, что первичный анальцит кристаллизуется лишь из недосыщенной кремнеземом магмы.

Большая часть рассматриваемых здесь систем имеет отношение к магматическим процессам, принимающим участие в образовании щелочных пород. Тем не менее Саха [68] показал, что в системе $Ne—Ab—H_2O$ при низких температурах и давлениях водяной пар предпочтительно растворяет окислы натрия и алюминия. Это обстоятельство может играть важную роль при «нефелинизации» [105], когда летучие, выделяющиеся при кристаллизации щелочной магмы, могут обуславливать «ощелачивание» вмещающих пород. Эти данные можно сопоставить с результатами экспериментов Маккензи (см. [59]) и Курри [19], которые иллюстрируют образование нефелина из альбитовых составов путем выноса кремнезема в «открытой» системе.

V.1.4. Экспериментальные данные по плавлению щелочных пород

В последнее время проводились эксперименты в целях получения данных о температурном режиме кристаллизации изверженных пород путем их плавления в лабораторных условиях. При проведении таких экспериментов принимали, что полностью или частично раскристаллизованную породу можно рассматривать как единственный валовой состав в многокомпонентной системе, кристаллизацию которого можно проследить доступными экспериментальными методами. Хотя в такой методике немало допущений и слабых мест, результаты опытов, сопоставленные с данными о синтетических системах, могут дать ценную петрогенетическую информацию.

Йодер и Тилли [131] изучили фазовые отношения при плавлении щелочного базальта, окисленного гавайита и оливинового нефелинита при P_{H_2O} от 1 атм до 10 кбар. В опытах со щелочными базальтом и гавайитом (так же как и с другими исследованными базальтами при давлении 1 атм) появление первой кристаллизующейся силикатной фазы независимо от ее состава приходится на узкий температурный интервал. Все главные силикатные фазы кристаллизуются в узком интервале температур, причем общий интервал кристаллизации также невелик.

Сопоставляя эти результаты с полевыми наблюдениями и данными о синтетических системах, Йодер и Тилли [131] пришли к следующим выводам, касающимся базальтов:

а) Поскольку главные минералы базальтов кристаллизуются в узком интервале температур, составы первичных базальтовых расплавов должны располагаться вблизи четырехфазовой кривой в системе $Di—Ab—An—Fo$ (фиг. 6). Незначительные изменения состава расплавов в результате простого выноса или привноса компонентов могут привести к образованию различных типов базальтов.

б) Если рассматривать только главные компоненты, то можно заключить, что из одной и той же базальтовой магмы на ранних стадиях фракционной кристаллизации не могут образоваться как нефелин-, так и кварцсодержащие породы; однако второстепенные компоненты могут оказывать значительное влияние на пути кристаллизации.

в) Процессы окисления способствуют переходу от пород, содержащих нормативный нефелин, к породам с нормативным гиперстеном или кварцем, хотя обратный процесс невозможен.

Основной целью экспериментов в гидротермальных условиях, проведенных Йодером и Тилли [131], было определение возможного состава первичной магмы для каждого из главных типов базальтов. Эти эксперименты указывают на близкое петрохимическое родство базальтов

и горнблендитов и приводят к выводу, что большинство базальтов имеет свои петрохимические эквиваленты среди горнблендитов. Боуэн [14] предполагал, что фракционная резорбция роговой обманки может изменить путь кристаллизации базальтового расплава от толеитового к щелочному. Эксперименты Йодера и Тилли не только подтверждают гипотезу Боуэна, но и показывают, что щелочно-базальтовые магмы могут быть преобразованы в толеитовые по тому же самому механизму.

Вслед за опубликованием работы Йодера и Тилли в 1962 г. [131] в Геофизической лаборатории института Карнеги было изучено большое число щелочных базальтов из многих районов [107, 108, 109, 106]. Построение графиков зависимости различных петрохимических параметров от температуры ликвидуса указывает на существование прямой зависимости между коэффициентом железистости $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ и температурой. Щелочные породы различных серий характеризуются более высокими температурами ликвидуса по сравнению с толеитами Килауэа, имеющими сопоставимые величины коэффициента железистости. Сравнение суммарных содержаний окислов железа и магния с величинами температур ликвидуса приводит к предположению, что пироксены и плагиоклазы толеитов выделяются из расплава в такой пропорции, которая обеспечивает последовательное обогащение его железом; однако суммарное содержание окислов железа и магния остается постоянным. В противоположность этому в щелочно-базальтовых сериях увеличение коэффициента железистости в последовательных дифференциатах сопровождается уменьшением суммы окислов железа и магния. В обеих сериях температуры ликвидуса уменьшаются с возрастанием содержания щелочей и коэффициента железистости, причем для толеитов коэффициент железистости является наиболее важным параметром. В щелочно-базальтовых сериях оливин, который кристаллизуется при температуре ликвидуса, вскоре сменяется плагиоклазом. Это приводит к предположению, что обычная последовательность кристаллизационной дифференциации исходного щелочного оливин-базальтового расплава не реализуется. По-видимому, в процессе дифференциации происходит обогащение остаточной магмы более ранними кристаллами плагиоклаза, которые аккумулируются в расплаве, подвергающемся фракционированию по механизму флотации. Несмотря на то что окисление щелочных базальтов приводит к возрастанию температуры ликвидуса, этот процесс не влияет на кристаллизацию ликвидусных фаз.

Тилли и Йодер [106] исследовали фазовые отношения при плавлении щелочных ультраосновных пород (нефелинитов и альнётита) при давлениях от 1 атм до 10 кбар. В интервале температур от 900 до 1200 °С, при низких давлениях и в отсутствие избытка воды кристаллизуются роговая обманка и моноклинные пироксены. Исчезновение нефелина, мелилита и большей части оливина, присутствующих в исходных породах до нагревания, показывает, что частичное плавление пироксенитов на глубине может привести к формированию щелочных расплавов, из которых могут кристаллизоваться нефелиниты в вулканических и альнётиты в субвулканических зонах земной коры. Этот процесс противоположен механизму образования пород такого типа, предложенному Боуэном [13].

Эксперименты по плавлению щелочных пород меньшей основности малочисленны. Баркер [8] выполнил работу по плавлению личфильдита из Литчфилда (штат Мэн, США) в гидротермальных условиях; кроме того, им же исследовался «синтетический» личфильдит примерно того же состава, представляющий собой смесь предварительно проанализированного природного нефелина и синтетических полевых шпатов.

Оба образца при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ от 0,5 до 2 кбар плавилась при одних и тех же температурах и имели одинаково небольшой интервал плавления. Сопоставление кривых плавления, полученных в этом эксперименте, с ранее опубликованными данными, относящимися к синтетическим системам, не подтвердило предположения Йодера и Тилли [131] о том, что при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ свыше 1,4 кбар нефелиновые сиениты плавятся при более низких температурах, чем граниты.

Работами Пиотровского и Эдгара [64] и Суда и Эдгара [92] по плавлению и кристаллизации интрузивных и эффузивных щелочных пород различного состава, выполненными в разнообразных лабораторных условиях, установлено, что

а) последовательность кристаллизации некоторых пород изменяется в зависимости от $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и P_{O_2} ;

б) существует прямая связь между коэффициентом железистости и температурой ликвидуса;

в) температуры, полученные при моделировании гидротермальных условий близко совпадают с температурами соответствующих синтетических систем;

г) незначительное количество мафических минералов оказывает заметное влияние на изменение температуры ликвидуса;

д) экспериментально определенные температуры ликвидуса и солидуса и последовательность кристаллизации достаточно близко совпадают с предполагаемыми на основании петрографических и полевых наблюдений [96, 97].

Была обнаружена линейная зависимость интервала плавления агпаитовых пород от коэффициента агпаитности: породы с наиболее высокими коэффициентами агпаитности имеют наиболее протяженные интервалы плавления. Суд и Эдгар [92] предполагают, что длительность интервалов плавления агпаитовых пород связана с их обогащенностью летучими компонентами и изначально высоким отношением щелочей к глинозему в родоначальных магмах [35, 36]. Летучие компоненты, поведение которых более или менее независимо друг от друга, в процессе кристаллизации «фиксируются» в богатых натрием минералах. Эта независимость поведения летучих компонентов является причиной более длительной кристаллизации агпаитовых пород по сравнению с миаскитовыми, которые содержат меньше важных летучих компонентов. Исходя из экспериментальных данных, Суд и Эдгар [92] полагают, что породы, формирующиеся в условиях низкого P_{O_2} , должны следовать миаскитовому, а при высоких P_{O_2} — агпаитовому пути кристаллизации.

V.1.5. Экспериментальные исследования условий образования минералов щелочных пород

Эксперименты по изучению условий образования главных минералов щелочных пород дают информацию об их генезисе, а также представляют собой быстрый метод определения их составов.

V.1.5.1. Нефелин. Ряд исследований был посвящен различным типам твердых растворов нефелина. Наиболее важными типами, согласно терминологии Доннея и др. [20], являются:

1. Твердые растворы замещения. Калий замещает натрий ($\text{K}_x\text{Na}_{8-x}\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$). Этот тип представлен областью твердых растворов нефелина в системе Ne—Ks (фиг. 14). Смит и Таттл [90] обнаружили, что графики зависимости параметров решетки a и c от состава представляют собой две линейные кривые, пересекающиеся в точке, приблизительно отвечающей составу $\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$. Этот состав, вероятно, соот-

ветствует нефелину с наиболее устойчивой структурой, к которой в процессе остывания стремятся природные плутонические нефелины [103].

2. Твердые растворы вычитания и замещения. Кремний замещает алюминий; при этом образуются свободные позиции на месте ионов натрия $(\text{Na}_{8-y}\square_y\text{Al}_{8-y}\text{Si}_{8+y}\text{O}_{32})$. Этот тип представлен областью твердых растворов нефелина в системе Ne—Sil и играет важную роль, поскольку почти все природные нефелины содержат избыточный кремнезем. Донней и др. [20] не обнаружили изменения размеров элементарной ячейки в твердых растворах нефелина с 24 вес. % Ab ($y=1$ в приведенной выше формуле) по сравнению с чистым натровым нефелином. В твердых растворах нефелина, полученного методом гидротермального синтеза, Эдгар [21] не обнаружил изменений величин параметров a и c в интервале $\text{Ab}_5\text{—Ab}_{20}$, однако в интервале составов $\text{Ab}_0\text{—Ab}_5$ оба параметра резко меняются. Показатели преломления твердых растворов нефелина уменьшаются, начиная с 1,538¹ для чистого NaAlSiO_4 до 1,525¹ для нефелина с 20 вес. % Ab.

3. Двойное замещение. Кальций замещает натрий, а алюминий замещает кремний $(\text{Na}_{8-z}\text{Ca}_z\text{Al}_{8+z}\text{Si}_{8-z}\text{O}_{32})$; этот тип представлен твердыми растворами нефелина в системе Ne—CaAl₂O₄ [37]. Объем элементарной ячейки нефелина возрастает на 2,2Å³ на каждый ион кальция при достижении максимальной растворимости ($z < 4,6$ в вышеуказанной формуле) [20].

4. Твердые растворы замещения и вычитания. Часть ионов натрия замещается равным числом ионов кальция и свободных позиций $(\text{Na}_{8-2z}\text{Ca}_z\square_z\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32})$. Этот тип твердых растворов нефелина представлен в системе Ne—An [40]. Донней и др. [20] не обнаружили изменений величин параметров элементарной ячейки нефелина при максимальном пределе замещения по сравнению с соответствующими параметрами чистых натровых нефелинов. Природные нефелины не достигают максимального предела замещения.

Изоморфизм трехвалентного железа и алюминия имеет для минералогии гораздо меньшее значение, однако играет значительную роль в петрологии [7].

Гамильтон и Маккензи [42] определили пределы составов твердых растворов нефелина при трех различных значениях температуры и $P_{\text{Нью}} = 15\,000$ фунт/дюйм² в петрогенетической системе с остаточными расплавами, которая представляет первые два из описанных типов твердых растворов. Гамильтон [41] определили вероятные температуры кристаллизации природных нефелинов, исходя из пределов замещения в твердых растворах нефелина в системе Ne—Ks—Sil. Предполагается, что в процессе остывания кристаллы нефелина постоянно реагируют с остаточными расплавами, что приводит к вариациям их состава, проявленным в соответствующем изменении отношений Na/K и Si/Al. При субсолидусных температурах обмен ионами Na и K между сосуществующими нефелинами и полевыми шпатами происходит без изменения отношения Si/Al, что, по предположению Тилли [102, 103, 104], обуславливает соответствие конечного состава нефелина формуле $\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$. Таким образом, содержание кремнезема в нефелинах, сосуществующих со щелочными полевыми шпатами, может служить индикатором температур кристаллизации. Ограничения для использования такого геотермометра рассмотрены Бартом [10].

На основании измерений двупреломления в интервале температур 20—900 °C Сахама [72] выделяет два типа природных нефелинов. Тип I характеризуется высоким двупреломлением при низких температурах и

¹ Имеется в виду показатель преломления N_0 . — Прим. перев.

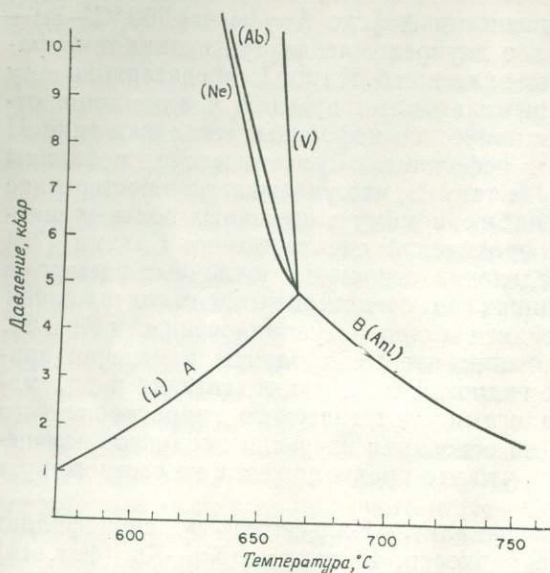
высокими отрицательными значениями Δ [где $\Delta = (\omega - \varepsilon) 900^\circ\text{C} - (\omega - \varepsilon) 20^\circ\text{C}$], а тип II имеет низкое двупреломление при низких температурах и высокие положительные значения Δ . К типу I, представляющему нефелины с высокоупорядоченными атомами кремния и алюминия, относятся все исследованные плутонические нефелины, тогда как типу II принадлежат разупорядоченные нефелины. Вулканические нефелины варьируют по составу от типа I к типу II, что указывает на постепенное разупорядочение, аналогичное наблюдаемому в щелочных полевых шпатах. На основании данных инфракрасной спектроскопии Сахама [73] вывел два уравнения для определения отношений щелочных элементов $(100K)/(K+Na+Ca)$ в нефелинах со средним и высоким содержанием калия, однако по ним нельзя судить о степени упорядоченности Al и Si.

Саха [68] предполагает, что некоторые продукты изменения природных нефелинов, такие, как гидронфелин, ранит, гизекит и др., могут являться природными аналогами синтетического гидратированного нефелина [68, 63]. Эдгар [24] на основании изучения продуктов изменения нефелина пришел к выводу, что это предположение не соответствует действительности.

V.1.5.2. Кальсилит и калиофиллит. Кальсилит и калиофиллит (KAlSiO_4) — петрографические редкости. В системе Ne—Ks (фиг. 14) единственным интересным свойством является наличие области сольвуса в интервале составов от $\text{Ne}_{73}\text{Ks}_{27}$ почти до Ks_{100} . Сахама [69, 70, 71] описывал различные «пертитовые» прорастания нефелина и кальсилита в лавах вулкана Ньирагонго, Заир. Отсутствие данных по кристаллографии и влиянию присутствия других компонентов не позволяет применять эти минералы в качестве геотермометра.

V.1.5.3. Анальцит. Анальцит в щелочных породах встречается в виде первичного и вторичного минерала. Сахама [67, 68] при исследовании субсолидусных фазовых отношений в системе Ne—Ab— H_2O при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ до 45 000 фунт/дюйм² синтезировал анальцит (твердый раствор) в области составов от NaAlSiO_4 до $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, что выходит за пределы составов, наблюдаемых в природе. По данным Сахама [68], реакция анальцит (твердый раствор) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 1,5\text{H}_2\text{O} = \text{альбит} + \text{H}_2\text{O}$ происходит при температуре, превышающей примерно на 50°C температуру превращения анальцита в альбит по реакции анальцит + кварц = альбит + кварц + H_2O [34], что указывает на возможность существования в изверженных породах анальцита, более богатого кремнеземом, чем альбит, хотя этот факт и не отмечался в литературе. Сопоставление упомянутых температур превращения анальцитов различного состава (твердые растворы) в альбит [68, 74, 128] указывает на увеличение этих температур с уменьшением содержания кремнезема. Содержание кремнезема в анальцитах можно определить по показателям преломления, параметрам элементарной ячейки или $2\theta\text{AnAl}_{(639)} - 2\theta\text{Si}_{331}(\text{CuK}\alpha)$ [67]; несмотря на это, возможность использования составов вторичных анальцитов в качестве геотермометра ограничена, поскольку составы большинства природных анальцитов близки к «идеальной» формуле ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Петерс и др. [63] обнаружили, что безводный анальцит ($\text{Ab}_{50}\text{Ne}_{50}$) в системе Ne—Ab— H_2O при температуре, превышающей температуру инвариантной точки 665°C , и давление 4,75 кбар (фиг. 27) плавится инконгруэнтно с образованием альбита, нефелина и расплава. Бётчер и Уилли [11] предполагают, что указанная температура должна быть понижена до 635°C . Эта точка лежит на пересечении кривой A, представляющей реакцию анальцит (твердый раствор) = нефелин + альбит + пар, и кривой B, представляющей реакцию альбит + нефелин + пар = жидкость. При добавлении в систему калия инвариантная точка сме-



Фиг. 27. Положение моновариантных кривых, сходящихся в инвариантной точке в системе Ne—Ab—H₂O [63, с изменениями]:

Символы, заключенные в скобки, представляют фазы, отсутствующие в реакциях, протекающих вдоль моновариантных кривых.

щается до 2,3 кбар при температуре 650 °С, причем в твердых растворах анальцима содержится около 2 вес. % K₂O, что сопоставимо с составами природных анальцимов из изверженных пород, содержащими от 0,50 до 4,48 вес. % K₂O. Отсюда следует, что при давлениях, превышающих 4,5 кбар, анальцим может кристаллизоваться непосредственно из расплава и в узком интервале температур сосуществовать с расплавом. При добавлении калия давление может быть значительно понижено. Эти данные находят свое подтверждение в ранее упомянутой работе Морзе [57]. Петерс и др. [63] полагают, что вкрапленники анальцима в фолитах, блерморитах и трахибазальтах могут кристаллизоваться непосредственно из расплава в узком интервале температур, в котором анальцим и щелочные расплавы находятся в равновесии. В то же время анальцим основной массы этих пород, вероятно, кристаллизовался в пределах поля устойчивости анальцима. Данное исследование показало, что возрастание температуры приводит к уменьшению области твердых растворов. Это означает, что первичные анальцимы изверженных пород должны иметь более узкий интервал колебаний состава по сравнению с низкотемпературными анальцимами осадочных пород.

Уилкинсон [119, 120, 121, 122] предполагает, что в высокотемпературных щелочных породах, недосыщенных кремнеземом, Na и Al могут замещать Si в анальцимах. Богатые калием анальцимы могут образоваться в бесполовшпатовых породах, сформированных при быстром охлаждении, кристаллизация которых происходила в поле устойчивости анальцима в условиях обогащения водой. Природные анальцимы из недосыщенных кремнеземом пород, как правило, обеднены калием, что указывает на весьма ограниченное замещение натрия калием. Уилкинсон [122] показал, что составы богатых анальцимом пород на диаграмме Ab—Ne—Ks—K—Fr попадают в область, близкую к разрезу NaAlSi₂O₆—KAlSi₃O₈. Составы сосуществующих полевых шпатов и анальцимов свидетельствуют о том, что кристаллизация резко обогащенных натрием анальцимов обусловлена неспособностью вхождения более крупных ионов калия в позиции, обычно занимаемые в кристаллической структуре анальцима натрием.

V.1.5.4. Лейцит. Лейцит встречается в основном в богатых калием и недосыщенных кремнеземом вулканических породах и изредка в гипа-

биссальных породах (II.5). Экспериментальные исследования последних лет были в основном посвящены происхождению псевдолейцитов, которые встречаются как в вулканических, так и в плутонических породах.

Фудали [32, 33] при изучении богатых калием частных разрезов системы $Ne-Ks-Sil$ при давлении $P_{H_2O}=1$ кбар обнаружил, что лейциты (твердые растворы с содержанием до 28 вес. % $NaAlSi_2O_6$) должны существовать вдоль разреза $NaAlSi_2O_6-KAlSi_2O_6$. С понижением P_{H_2O} область твердых растворов увеличивается при повышении температуры и при 1 атм и $1000^\circ C$ ее пределы расширяются примерно до 40 вес. % $KAlSi_2O_6$. В твердом растворе лейцита отсутствует $KAlSiO_4$, хотя в его состав может входить до 8 вес. % $KAlSi_3O_8$. В этой системе не было обнаружено признаков тройных твердых растворов; наличие в лейцитах $NaAlSi_2O_6$ не установлено ни оптическими, ни рентгеновскими методами. Богатые натрием лейциты при понижении температуры распадаются с образованием нефелина и калиевого полевого шпата (разрез $NaAlSi_3O_8-KAlSi_2O_6$). Подобным же образом могут формироваться плутонические псевдолейциты, что согласуется с теорией Найта [52], но противоречит концепции Боуэна [14] о генезисе псевдолейцита в результате реакции кристаллов лейцита с расплавом в петрогенетической системе с остаточными расплавами (фиг. 13).

Секи и Кеннеди [87], изучая устойчивость лейцита в интервале температур $200-850^\circ C$ и давлений до 40 кбар, обнаружили, что реакция лейцит + $H_2O =$ санидин + кальсилит + H_2O протекает при температуре $450^\circ C$ и давлении 7 кбар, причем увеличение давления до 20 кбар приводит к повышению температуры реакции примерно до $825^\circ C$. Этот факт дает возможность предполагать, что распад лейцита при остывании магмы происходит при умеренных и высоких P_{H_2O} . Поскольку в сухих условиях описанное превращение лейцита не осуществимо, Секи и Кеннеди [87] пришли к заключению о важной роли воды в образовании псевдолейцита.

Скарф и др. [75] изучили реакцию лейцит = ортоклаз + гексагональный кальсилит, используя иной метод; в их опытах она протекала при более низких давлениях. В системе $Ks-Sil-H_2O$ невариантная точка, соответствующая фазовой ассоциации калиевого полевого шпата, лейцита, кальсилита, расплава и пара, отвечает температуре $750^\circ C$ и давлению 8,4 кбар. Добавление анальцима в количестве до 2 вес. % при постоянной температуре приводит к понижению давления, при котором осуществима рассматриваемая реакция. Данные этих экспериментов позволяют объяснить отсутствие лейцита в плутонических породах; поскольку разрез $K-Fp-Ne$ в петрогенетической системе с остаточными расплавами отделяет поле альбита от поля лейцита, в составах плутонических пород появление лейцита в качестве стабильной фазы противопоказано. В условиях вулканических фаций (при низких давлениях), напротив, поле устойчивости лейцита находится в пределах частной системы с остаточными расплавами $Ne-Ab-K-Fp$, поэтому лейцит является устойчивой фазой. В этом последнем случае псевдолейциты могут образоваться по механизму, предложенному Фудали [33].

V.1.5.5. Мелилиты. Мелилиты, состоящие главным образом из молекул геленита, акерманита и натрового мелилита с подчиненным количеством железистого акерманита и железистого геленита, присутствуют в основных породах и в гибридных породах, сформировавшихся в результате взаимодействия основной магмы с карбонатными породами.

Изучение системы $Geh-Ak$ показывает наличие области непрерывных твердых растворов с минимумом [30]. Эрвин и Осборн [28] и Неувонен [58] обнаружили, что величина параметра a в элементарной ячейке

мелилита возрастает, а параметра c убывает по линейному закону с возрастанием содержания $Ак$, однако, к сожалению, эта зависимость не играет большой роли для определения составов природных мелилитов, содержащих заметные количества натрия и железа.

Субсолидусные взаимоотношения различных комбинаций молекул мелилита исследовались рядом авторов. Реакция акерманит=монтичеллит+волластонит протекает в интервале температур 700—750 °С и давлений от 30 000 до 60 000 фунт/дюйм² [44]. Кусиро [54] обнаружил, что акерманит устойчив в интервале температур примерно от 700 до 1500 °С при давлении 15 кбар, однако при 5—8 кбар он разлагается с образованием мервинита, форстерита (твердый раствор) и волластонита, а при высоких температурах и давлениях 8—15 кбар диссоциирует с образованием мервинита и диопсида. При давлениях, превышающих 5 кбар, происходит инконгруэнтное плавление акерманита с образованием мервинита и расплава, обогащенного диопсидовой молекулой. Таким образом, результаты этих исследований показывают, что акерманит устойчив лишь в высокотемпературных условиях, характерных для магм, образующихся в верхних зонах земной коры. Мелилиты ряда $Ак$ — Geh диссоциируют в интервале температур 500—650 °С и давлений 4,8—6,7 кбар [18], причем акерманитовые члены ряда в примерном интервале температур 500—450 °С диссоциируют с образованием везувиана, волластонита и моноклинного пироксена, а при температурах ниже 450 °С — с образованием моноклинного пироксена и ксонотлита. Если в твердом растворе содержится свыше 20% Geh , продуктами распада являются везувиан и гидрогранат, а при низких температурах — ксонотлит и гидрогранат. Йодер [129] на основании изучения устойчивости акерманита и реакции акерманит — форстерит показал, что в присутствии избытка воды образование акерманита ограничено глубинами, соответствующими средней мощности континентальной коры. В той же статье Йодер подчеркивает, что акерманит при давлениях до 10 кбар несовместим с альбитом, однако ассоциация натрового мелилита и альбита может существовать при давлениях свыше 4 кбар.

Натровый мелилит является важным компонентом мелилитов изверженных пород [129, 25]. Йодер [129] показал, что это соединение устойчиво лишь при общем давлении свыше 4 кбар; при более низких давлениях стабильными фазами будут нефелин (твердые растворы) и волластонит. Эти данные говорят о том, что натровый мелилит может являться важным компонентом мелилитов из пород нижних частей земной коры, в то время как эквивалентные по составу породы, сформированные при низких давлениях, должны содержать ассоциации с волластонитом и нефелином (например, лавы волластонитовых нефелинитов и дайки волластонитовых ийолитов).

Из экспериментальных исследований, проведенных при давлениях от 1 атм до 20 кбар [84, 54, 85], следует, что мелилитовая система (Geh — $Ак$ — SM) имеет крайне сложную природу. Мелилит является первичной фазой почти на всей поверхности ликвидуса в этой системе. Субсолидусные отношения в разрезах $Ак$ — SM и Geh — SM указывают на существование сложных ассоциаций минералов, включающих волластонит, нефелины (твердые растворы) и мелилиты, содержащие до 50 вес. % натрового мелилита. Исследования разреза $Ак$ — SM при давлениях до 20 кбар [54] показали, что чистый акерманит устойчив лишь при давлениях до 10,5 кбар, а чистый натровый мелилит — при давлениях свыше 4 кбар при 1000 °С. Мелилиты, содержащие от 40 до 70 мол. % одного из компонентов данного ряда, устойчивы при давлениях от 1 атм до 20 кбар. При добавлении геленитовой молекулы они становятся устойчивыми вплоть до давлений по крайней мере 30 кбар. Поскольку

большинство мелилитов из лав содержит более 30% натрового мелилита, они могли образоваться в области давлений до 20 кбар.

Согласно экспериментальным исследованиям Эдгара [25], проведенным при $P_{H_2O}=1$ кбар, геленит и акерманит содержат около 50 вес. % натрового мелилита в твердом растворе.

V.1.5.6. Содалиты и канкриниты. Содалиты (включая нозеан и гаюин) и канкриниты в фельзических щелочных породах присутствуют как в виде первичных, так и вторичных минералов. Данные экспериментальных работ [114, 49] находятся в согласии с такой трактовкой генезиса содалита. Ван Петегхем и Берли [115] описали непрерывные твердые растворы в синтетической серии нозеан—гаюин и ограниченные твердые растворы содалита с нозеаном и содалита с гаюином. Тейлор [99] рассмотрел химизм и твердые растворы в группе содалита.

Синтез канкринитов был выполнен Эйтелем [27], Эдгаром [23], Ярковым и др. [49]. Стабильность канкринитов в значительной мере зависит от их состава.

V.1.6. Заключение и выводы

В данном кратком обзоре рассмотрены основные системы, связанные с проблемой генезиса щелочных пород. Хотя здесь не упомянуты многие работы (в основном из-за ограниченного объема обзора) и сделано мало попыток проанализировать результаты изучения ряда систем, содержание данной статьи может указывать на вклад лабораторных исследований в решение проблемы происхождения щелочных пород.

Большинство экспериментальных работ с синтетическими системами и опытов по плавлению горных пород выполнено при атмосферном давлении, а изученные составы отвечали щелочным базальтам. Эти составы имеют огромное значение, поскольку обычно полагают, что они являются исходными для многих фельзических щелочных пород. Результаты изучения систем с заданными P_{H_2O} и P_{O_2} ясно показывают, что в формировании щелочных пород важную роль играют летучие. В настоящее время имеются интересные данные о пороодообразующих минералах, что способствует лучшему пониманию влияния состава, давлений и температуры на происхождение щелочных пород. Исследования последних лет показали существование механизмов преодоления «температурных барьеров» между областями насыщенных и недосыщенных кремнеземом составов, что позволяет объяснить наблюдаемую в поле тесную ассоциацию пересыщенных, насыщенных и недосыщенных кремнеземом пород.

В будущем экспериментальные исследования условий формирования щелочных пород должны проводиться в нескольких направлениях. Одно из наиболее плодотворных направлений — изучение влияния компонентов базитового типа (особенно пироксенов, основных плагиоклазов и оливинов) на системы с остаточными расплавами. Это позволит осветить взаимосвязи между мафическими и фельзическими породами с позиций физической химии и даст возможность лучше понять историю кристаллизации остаточных расплавов, эволюционирующих в направлении плоскости $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2$. Исследования частных разрезов этой системы уже начаты. Изучение плавления и кристаллизации пород в лабораторных условиях дает ценную информацию об их генезисе, хотя и не столь точную, как изучение синтетических систем. Другим направлением будущих исследований должен явиться термодинамический расчет на основе экспериментальных данных [62], который позволит изучить равновесные отношения в системах, недоступных для экспериментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andrews K. W.*, The lattice parameters and interplanar spacings of some artificially prepared melilites, *Mineralog. Mag.*, **28**, 374—379, 1948.
2. *Aoki K.*, Petrology of the alkaline rocks of the Iki Islands and Higaski-Matsura District, Japan, *Tohoku Univ., Sci. Repts.*, 3rd ser., **6**, 261—310, 1959.
3. *Aoki K.*, Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan, *Am. Miner.*, **49**, 1199—1223, 1964.
4. *Aoki K.*, The role of titanium in alkali basalt magmas, Japan, *Assoc. Mineralogists, Petrologists, Econ. Geologists J.*, **57**, 188—199, 1967.
5. *Bailey D. K.*, Crustal warping—a possible tectonic control of alkaline magmatism, *J. Geophys. Res.*, **69**, 1103—1111, 1964.
6. *Bailey D. K., Schairer J. F.*, Feldspar—liquid equilibria in peralkaline liquids—the orthoclase effect, *Am. J. Sci.*, **262**, 1198—1206, 1964.
7. *Bailey D. K., Schairer J. F.*, The system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks, *J. Petrology*, **7**, 114—170, 1966.
8. *Barker D. S.*, Alkaline rocks at Litchfield, Maine, *J. Petrology*, **6**, 1—27, 1965.
9. *Barth T. F. W.*, *Theoretical Petrology*, John Wiley and Sons, New York, 416, 1962.
10. *Barth T. F. W.*, The composition of nepheline, *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, **43**, 153—164, 1963.
11. *Boettcher A. L., Wyllie P. J.*, Phase relationships in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ to 35 kilobars pressure, *Am. J. Sci.*, **267**, 875—909, 1969.
12. *Bowen N. L.*, The sodium-potassium nephelites, *Am. J. Sci.*, 4th ser., **43**, 115—132, 1917.
13. *Bowen N. L.*, Genetic features of alnöitic rocks at Isle Cadieux, P. Q. *Am. J. Sci.*, 5th ser., **3**, 1—33, 1922.
14. *Bowen N. L.*, *Evolution of the Igneous Rocks*, 334, Princeton University Press, Princeton, N. J., 1928.
15. *Bowen N. L.*, Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous petrology, *Am. J. Sci.*, **33**, 1—21, 1937.
16. *Bowen N. L.*, Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks, *Am. J. Sci.*, **243A**, 75—90, 1945.
17. *Carmichael I. S. E., MacKenzie W. S.*, Feldspar—liquid equilibria in pantellerites, an experimental study, *Am. J. Sci.*, **261**, 382—396, 1963.
18. *Christie O. H. J.*, On subsolidus relations of silicates, I. The lower breakdown temperatures of the akermanite-gehlenite mixed crystal series at moderate water pressure, *Norsk Geol. Tidssk.*, **41**, 255—269, 1961.
19. *Currie K. L.*, On the solubility of albite in supercritical water in the range 400 to 600 °C and 750 to 3500 bars, *Am. J. Sci.*, **266**, 321—341, 1968.
20. *Donnay G., Schairer J. F., Donnay J. D. H.*, Nepheline solid solutions, *Mineralog. Mag.*, **32**, 93—109, 1959.
21. *Edgar A. D.*, Phase equilibrium relations in the system nepheline—albite—water at 1000 kg/cm², *J. Geol.*, **72**, 448—460, 1964.
22. *Edgar A. D.*, Phase equilibrium relations in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (diopside)— $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (nepheline)— $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albite)— H_2O at 1000 kg/cm² water vapor pressure, *Am. Miner.*, **49**, 573—585, 1964.
23. *Edgar A. D.*, Studies on cancrinites, II—stability fields and cell dimensions of calcium and potassium-rich cancrinites, *Can. Miner.*, **8**, 53—67, 1964.
24. *Edgar A. D.*, Mineralogical compositions of nepheline alteration products, *Am. Miner.*, **50**, 978—989, 1965.
25. *Edgar A. D.*, Lattice parameters of melilite solid solutions and a reconnaissance of phase relations in the system $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ (gehlenite)— $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ (akermanite)— $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$ (sodamelilite) at 1000 kg/cm² water vapour pressure, *Can. J. Earth Sci.*, **2**, 596—621, 1965.
26. *Edgar A. D., Nolan J.*, Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albite)— $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (nepheline)— $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ (acmite)— $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (diopside)— H_2O and its importance in the genesis of alkaline undersaturated rocks, *Indian Mineralogist, I.M.A.*, vol., 176—181, 1966.
27. *Eitel W.*, Über das System $\text{CaCO}_3 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Calcit—Nephelin) und den Cancrinite, *Neues Jb. Miner.*, **2**, 45—61, 1922.
28. *Ervin G., Osborn E. F.*, X-ray data on synthetic melilites, *Am. Miner.*, **34**, 717—722, 1949.
29. *Eugster H. P.*, Experimental igneous petrology, *Am. Geoph. Union Trans.*, **48**, 654—661, 1967.
30. *Ferguson J. B., Buddington A. F.*, The binary system akermanite-gehlenite, *Am. J. Sci.*, 4th Ser., **50**, 131—140, 1920.
31. *Foster W. R.*, The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaSiO}_3 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, *J. Geol.*, **50**, 158—173, 1942.

32. *Fudali R. F.*, On the origin of pseudoleucite (abstract), *Am. Geophys. Union Trans.*, 38, 391, 1957.
33. *Fudali R. F.*, Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkali rock systems, *Bull. geol. Soc. Am.*, 74, 1101—1126, 1963.
34. *Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J.*, Metamorphic reactions and metamorphic facies, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 73, 259, 1958.
35. *Gerassimovsky V. I.*, Role of F and other volatiles in alkaline rocks (abstract), *Geochim. Int.*, 2, 9, 1965.
36. *Gerassimovsky V. I.*, Geochemical features of agpaitic nepheline syenites, in *Vinogradov A. P.*, ed., *Chemistry of the Earth's Crust, I*, Daniel Davey Co., New York, 104—118, 1966.
37. *Goldsmith J. R.*, Some aspects of the system $\text{NaAlSiO}_4 - \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, *Am. Miner.*, 34, 471—493, 1949.
38. *Greig J. W., Barth T. F. W.*, The system $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2$ (nephelite, carnegieite) — $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ (albite), *Am. J. Sci.*, 35A, 93—112, 1938.
39. *Griffith S.*, The System $\text{CaSiO}_3 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, Ph. D. thesis, University of Chicago, 1944.
40. *Gummer W. K.*, The System $\text{CaSiO}_3 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{NaAlSiO}_4$, *J. Geol.*, 51, 503—530, 1943.
41. *Hamilton D. L.*, Nephelines as crystallization temperature indicators, *J. Geol.*, 69, 321—329, 1961.
42. *Hamilton D. L., MacKenzie W. S.*, Nepheline solid solutions in the system $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4 - \text{SiO}_2$, *J. Petrology*, 1, 56—72, 1960.
43. *Hamilton D. L., MacKenzie W. S.*, Phase-equilibrium studies in the system NaAlSiO_4 (nepheline) — KAlSiO_4 (kalsilite) — $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, *Mineralog. Mag.*, 34, Tilley vol., 214—231, 1965.
44. *Harker R. I., Tuttle O. F.*, The lower limit of stability of akermanite ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$), *Am. J. Sci.*, 254, 468—478, 1956.
45. *Holmes A., Harwood H. F.*, The volcanic field of Bufumbira Pt. II, The petrology of the volcanic field of Bufumbira, South-west Uganda, *Mem. geol. Surv. Uganda*, № 3, 300, 1937.
46. *Huckenholz H. G.*, Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel, I. Die Klinopyroxene der Alkali — olivin — basalt — trachyt — Assoziation, *Beitr. Mineral. Petrog.*, 11, 138—195, 1965.
47. *Huckenholz H. G.*, Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel, II. Die Klinopyroxene der Basanitoiden, *Beitr. Mineral. Petrog.*, 11, 415—448, 1965.
48. *Huckenholz H. G.*, Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel III. Die Klinopyroxene der Pikritbasalte (Ankaramite), *Beitr. Mineral. Petrog.*, 12, 73—95, 1966.
49. *Jarchow O., Reese H. H., Saalfeld H.*, Hydrothermal-synthesen von Zeolithen der Sodalith und Cancrinitgruppe, *Neues Jb. Miner.*, 66, 289—299, 1966.
50. *Kadik A. A., Khitarov N. I.*, Conditions of the thermodynamic equilibria in water-silicate melt systems, *Geochemistry*, № 10, 917—936, 1963.
51. *King B. C.*, Petrogenesis of the alkaline igneous rocks suites of the volcanic and intrusive centres of Eastern Uganda, *J. Petrology*, 6, 67—100, 1965.
52. *Knight C. W.*, A new occurrence of pseudoleucite, *Am. J. Sci.*, 21, 286—295, 1906.
53. *Kushiro I.*, Petrology of the Atumi dolerite, Japan, *Tokyo Univ. Fac. Sci. J.*, sec. 2, 15, 135—202, 1964.
54. *Kushiro I.*, The join akermanite-soda melilite at 20 kilobars, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 63, 90—92, 1964.
55. *Luth W. C.*, Studies in the system $\text{KAlSiO}_4 - \text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ I, inferred phase relations and petrologic applications, *J. Petrology*, 8, 372—416, 1967.
56. *Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.*, The granite system at pressures of 4 to 10 kb, *J. Geophys. Res.*, 69, 759—773, 1964.
57. *Morse S. A.*, Nepheline — kalsilite — silica at 5 kb $P_{\text{H}_2\text{O}}$, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 68, 1969.
58. *Neuvonen K. J.*, Thermochemical investigation of the akermanite-gehlenite series, *Comm. Geol. Finlande Bull.*, 26, 57, 1952.
59. *Nolan J.*, Melting relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSiO}_4 - \text{NaFeSi}_2\text{O}_6 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{H}_2\text{O}$ and their bearing on the genesis of alkaline undersaturated rocks, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, 122, 119—157, 1966.
60. *Onuma K., Yagi K.*, The system diopside — akermanite — nepheline, *Am. Miner.*, 52, 227—243, 1967.
61. *Osborne E. F., Schairer J. F.*, The ternary system pseudowollastonite — akermanite — gehlenite, *Am. J. Sci.*, 239, 715—763, 1941.
62. *Perchuk L. L., Ryabchikov I. D.*, Mineral equilibria in the system nepheline — alkali feldspar — plagioclase and their petrological significance, *J. Petrology*, 9, 123—167, 1968.

63. *Peters Tj., Luth W. C., Tuttle O. F.*, The melting of analcite solid solutions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_2\text{O}_7 - \text{H}_2\text{O}$, *Am. Miner.*, **51**, 736—753, 1966.
64. *Piotrowski J. M., Edgar A. D.*, Melting relations of undersaturated alkaline rocks from South Greenland compared to those of Africa and Canada, *Medd. Grønland*, **181**, 62, 1970.
65. *Platt R. G., Edgar A. D.*, The system nepheline — diopside — sanidine and its significance in the genesis of melilite and olivine bearing alkaline rocks, *J. Geol.*, **80**, 224—236, 1972.
66. *Saggerson E. P., Williams L. A.*, Ngurumamite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the Northern Tanganyika alkaline district, *J. Petrology*, **5**, 40—81, 1964.
67. *Saha P.*, Geochemical and X-ray investigation of natural and synthetic analcites, *Am. Miner.*, **44**, 300—313, 1959.
68. *Saha P.*, System nepheline-albite, *Am. Miner.*, **46**, 859—885, 1961.
69. *Sahama Th. G.*, Parallel growth of nepheline and micropertithic kalsilite from North Kivu, Belgian Congo, *Ann. Acad. Sci. Fennica, ser. AIII, № 36*, 1—18, 1953.
70. *Sahama Th. G.*, Complex nepheline-kalsilite phenocrysts in Kabfumu lava, Nyiragongo area, North Kivu in Belgian Congo, *J. Geol.*, **65**, 515—526, 1957.
71. *Sahama Th. G.*, Kalsilite in the lavas of Mt. Nyiragongo (Belgian Congo), *J. Petrology*, **1**, 146—171, 1960.
72. *Sahama Th. G.*, Order-disorder in natural nepheline solid solutions, *J. Petrology*, **3**, 65—81, 1962.
73. *Sahama Th. G.*, Infrared absorption of nepheline, *Comptes Rendus Soc. geol. Finlande*, **37**, 107—117, 1965.
74. *Sand L. B., Roy R., Osborn E. F.*, Stability relations of some minerals in the $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ system, *Econ. Geol.*, **52**, 169—179, 1957.
75. *Scarfe C. M., Luth W. C., Tuttle O. F.*, An experimental study bearing on the absence of leucite in plutonic rocks, *Am. Miner.*, **51**, 726—735, 1966.
76. *Schairer J. F.*, The alkali — feldspar join in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$, *J. Geol.*, **58**, 512—517, 1950.
77. *Schairer J. F.*, Phase equilibria at one atmosphere related to tholeiitic and alkali basalts, in *Abelson P.*, ed., *Researches in Geochemistry*, **2**, John Wiley and Sons, 568—592, 1967.
78. *Schairer J. F., Bowen N. L.*, The system anorthite — leucite — silica, *Soc. geol. Finlande Bull.*, **20**, 72—75, 1947.
79. *Schairer J. F., Morimoto N.*, The system forsterite — diopside — silica — albite, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **58**, 113—118, 1959.
80. *Schairer J. F., Yagi K., Yoder H. S.*, The system nepheline — diopside, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **61**, 96—98, 1962.
81. *Schairer J. F., Yoder H. S.*, The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline — diopside — silica, *Am. J. Sci.*, **258A**, 273—283, 1960.
82. *Schairer J. F., Yoder H. S.*, The system forsterite — nepheline — diopside, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **59**, 70—71, 1960.
83. *Schairer J. F., Yoder H. S.*, Crystallization in the system nepheline — forsterite — silica at one atmosphere pressure, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **60**, 141—144, 1961.
84. *Schairer J. F., Yoder H. S.*, The join akermanite ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$) — Soda melilite ($\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$), *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **63**, 89—90, 1964.
85. *Schairer J. F., Yoder H. S., Tilley C. E.*, Behaviour of melilites in the join gehlenite — soda melilite — akermanite at one atmosphere pressure, *Carnegie Inst. Wash. Book*, **64**, 95—100, 1965.
86. *Schairer J. F., Yoder H. S., Tilley C. E.*, The high temperature behaviour of synthetic melilites in the join gehlenite — soda melilite — akermanite, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **65**, 217—226, 1966.
87. *Seki Y., Kennedy G. C.*, An experimental study on the leucite — pseudoleucite problem, *Am. Miner.*, **49**, 1267—1280, 1964.
88. *Smalley R. G.*, The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7$, *J. Geol.*, **55**, 27—37, 1947.
89. *Smith F. G.*, *Physical Geochemistry*, 624, Addison — Wesley, Reading, Mass., 1963.
90. *Smith J. V., Tuttle O. F.*, The nepheline — kalsilite system, I. X-ray data for the crystalline phases, *Am. J. Sci.*, **255**, 282—305, 1957.
91. *Smyth C. H.*, The genesis of alkaline rocks, *Proc. Am. phil. Soc.*, **66**, 535—580, 1927.
92. *Sood M. K., Edgar A. D.*, Melting relations of undersaturated alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion and Grønødal — Ika complex, south Greenland, under water vapour and controlled partial oxygen pressure, *Medd. Grønland*, **181**, 41, 1970.
93. *Sood M. K., Edgar A. D.*, The system diopside — forsterite — nepheline — albite — leucite and its implication to the genesis of alkaline rocks, 24th Int. Geol. Congr. Montreal, **14**, 68—74, 1972.

94. Sood M. K., Platt R. G. Edgar A. D., Phase relations in portions of the system diopside — nepheline — kalsilite — silica and their importance in the genesis of alkaline rocks, *Can. Miner.*, **11**, 1970.
95. Sørensen H., On the apgaitic rocks, *Int. Geol. Congr.*, 21st sess., Pt. 13, 319—327, 1960.
96. Sørensen H., On the occurrence of Steenstrupine in the Ilimaussaq massif, southwest Greenland, *Medd. Grønland*, **167**, 251, 1962.
97. Sørensen H., Rhythmic igneous layering in peralkaline intrusions, *Lithos*, **2**, 261—283, 1969.
98. Spivak J., The system NaAlSiO_4 — CaSiO_3 — Na_2SiO_3 , *J. Geol.*, **52**, 24—52, 1944.
99. Taylor D., The sodalite group of minerals, *Contr. Mineral. Petrology*, **16**, 172—188, 1967.
100. Thompson R. N., MacKenzie W. S., Feldspar — liquid equilibria in peralkaline acid liquids, an experimental study, *Am. J. Sci.*, **265**, 714—734, 1967.
101. Tiba T., Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama district, Japan, *Tohoku Univ. Sci. Rept.*, ser. 3, **9**, 541—610, 1966.
102. Tilley C. E., Nepheline paragenesis, in Sir Douglas Mawson Anniversary Volume, Hassell Press, Adelaide, 167—177, 1952.
103. Tilley C. E., Nepheline — alkali feldspar paragenesis, *Am. J. Sci.*, **252**, 65—75, 1954.
104. Tilley C. E., Nepheline associations, *Overdruk Uit Het Gedenboek H. A. Brouwer, Verh., Konink., Ned. Geol. Minb. Genootschap.*, **16**, 1—11, 1956.
105. Tilley C. E., Problems of alkali rock genesis, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, **113**, 323—359, 1957.
106. Tilley C. E., Yoder H. S., The pyroxenite facies conversion of volcanic and subvolcanic, melilite — bearing and other alkali ultramafic assemblages, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **66**, 457—460, 1967.
107. Tilley C. E., Yoder H. S., Schairer J. F., New relations on melting of basalts, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **63**, 92—97, 1964.
108. Tilley C. E., Yoder H. S., Schairer J. F., Melting relations of volcanic tholeiitic and alkali rock series, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **64**, 69—82, 1965.
109. Tilley C. E., Yoder H. S., Schairer J. F., Melting relations of volcanic rock series, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **65**, 260—269, 1966.
110. Tuttle O. F., Bowen N. L., Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O , *Geol. Soc. Am. Mem.*, **74**, 153, 1958.
111. Tuttle O. F., Smith J. V., The nepheline — kalsilite system II, phase relations, *Am. J. Sci.*, **256**, 571—589, 1958.
112. Tyler R. C., King B. C., The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of eastern Uganda, *Mineralog. Mag.*, **36**, 5—21, 1967.
113. Ussing N. V., Geology of the country around Julianehaab, Greenland, *Medd. Grønland*, **38**, 426, 1912.
114. Van Peetghem J. K., Burley B. J., Studies on the sodalite group of minerals, *Trans. Royal Soc. Can.*, **56**, ser. III, 37—53, 1962.
115. Van Peetghem J. K., Burley B. J., Studies solid solution between sodalite, noseane and haüyne, *Can. Miner.*, **7**, 808—813, 1963.
116. Washington H. S., Italian petrological sketches, *J. Geol.*, **4**, 541—566, 826—849, 1896.
117. Washington H. S., Italian petrological sketches, *J. Geol.*, **5**, 349—377, 1897.
118. Wilkinson J. F. G., Clinopyroxenes of alkali olivine-basalt magma, *Am. Miner.*, **41**, 724—743, 1956.
119. Wilkinson J. F. G., Mineralogical, geochemical, and petrogenetic aspects of an analcite-basalt from the New England district of New South Wales, *J. Petrology*, **3**, 192—214, 1962.
120. Wilkinson J. F. G., Some natural analcime solid solutions, *Mineralog. Mag.*, **33**, 498—505, 1963.
121. Wilkinson J. F. G., Some feldspars, nephelines, and analcimes from the Square Top intrusion, Nundle, N.S.W., *J. Petrology*, **6**, 420—444, 1965.
122. Wilkinson J. F., Analcimes from some potassic igneous rocks and aspects of analcime-rich igneous assemblages, *Contr. Miner. Petrology*, **18**, 252—269, 1968.
123. Wright J. B., A note on possible differentiation trends in Tertiary to Recent lavas of Kenya, *Geol. Mag.*, **100**, 164—180, 1963.
124. Wyllie P. J., Experimental studies of carbonatite problems, The origin and differentiation of carbonatite magmas, in Tuttle O. F., Gittins J., eds., *Carbonatites*, John Wiley and Sons, New York, 311—352, 1966.
125. Yagi K., Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin, *Bull. geol. Soc. Am.*, **64**, 769—810, 1953.
126. Yagi K., A reconnaissance of the systems acmite — diopside and acmite — nepheline, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **61**, 98—99, 1962.

127. Yagi K., Onuma K., An experimental study on the role of titanium in alkalic basalts in light of the system diopside akermanite — nepheline — $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$, Am. J. Sci., 267A, 509—549, 1969.
128. Yoder H. S., The jadeite problem, Am. J. Sci., 248, 225—248, 312—334, 1950.
129. Yoder H. S., Soda melilites, Carnegie Inst. Wash. Year Book, 63, 86—89, 1964.
130. Yoder H. S., Akermanite and related melilite-bearing assemblages, Carnegie Inst. Wash. Year Book, 66, 471—477, 1967.
131. Yoder H. S., Tilley C. E., Origin of basalt magmas, An experimental study of natural and synthetic rocks systems, J. Petrology, 3, 342—532, 1962.

V.2. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ

Дж. Пауэлл, К. Белл

V.2.1. Введение

В ходе исследований последних лет выявлено, что вариации изотопного состава свинца, кислорода, стронция и серы можно использовать для понимания процессов петрогенеза. Легкие стабильные изотопы кислорода и серы использовались в качестве эффективных индикаторов природных процессов фракционирования, а радиогенные нуклиды свинца и стронция — в качестве естественных трасеров в изверженных породах. Поскольку до сих пор опубликовано сравнительно немного материалов по изотопному составу свинца, кислорода и серы в щелочных изверженных породах, в настоящем обзоре рассматривается лишь применение данных изотопного состава стронция к проблеме генезиса щелочных пород. В последнее время опубликованы обзоры по изотопной геологии кислорода [7, 32, 11], свинца [31, 22] и серы [33, 21], а также по изотопному составу стронция в карбонатитах [27]. В данную статью включены новые данные по изотопам стронция в карбонатитах. В работе Фора и Пауэлла [10] дан общий обзор проблем, связанных с изотопной геологией стронция.

V.2.2. ^{87}Sr как трасер

V.2.2.1. В природе существуют четыре стабильных изотопа стронция: ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr и ^{88}Sr . Один из этих изотопов ^{87}Sr образуется также в результате β -распада ^{87}Rb . Относительная распространенность ^{87}Sr обычно выражается в виде отношения числа атомов ^{87}Sr к числу атомов ^{86}Sr . Вследствие распада ^{87}Rb распространенность ^{87}Sr в системах, содержащих рубидий, возрастает со скоростью, пропорциональной величине Rb/Sr .

Рубидий и калий являются геохимически когерентными элементами и, по-видимому, в земной коре более распространены, чем в верхней мантии. С другой стороны, относительное обогащение земной коры стронцием, по-видимому, не так велико, как ее обогащение щелочными металлами [18]. Поэтому среднее отношение Rb/Sr в земной коре значительно выше, чем в верхней мантии. Среднее отношение Rb/Sr в континентальной коре изменяется в пределах 0,15—0,20 [9,1], тогда как

в большинстве базальтовых пород оно составляет примерно 0,05, причем в океанических базальтах оно еще ниже. По мнению Армстронга [1], отношение Rb/Sr в мантии приблизительно равно 0,01.

Если земная кора и мантия сформировались примерно одновременно, 3 млрд. лет назад, и имели одинаковое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а начальные величины Rb/Sr соответственно 0,20 и 0,05, то отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в земной коре в современную эпоху должно превышать аналогичную величину для верхней мантии примерно на 0,018. В действительности в большинстве базальтовых пород величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют в интервале 0,703—0,706, хотя несколько более высокие величины найдены в долеритах Антарктиды и Тасмании [15, 6]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах континентальной коры изменяется в широких пределах, однако в большинстве пород, не относящихся к базальтам, оно превышает 0,710, а в древних сиалических породах намного выше приведенной цифры. Средние величины современного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в континентальной коре находятся в примерном интервале от 0,710 до 0,725. Фор и Хёрли [9] для средней пробы сланцев Северной Америки приводят величину 0,719.

V.2.2.2. Воздействие на природные вариации изотопного состава стронция причин, не обусловленных радиоактивным распадом, может быть устранено путем приведения наблюдаемых значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ к принятой величине отношения $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$ [9]. Поэтому неконтаминированные породы, произошедшие из одного и того же источника с базальтами, должны в период кристаллизации характеризоваться таким же сравнительно низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, как и сами первичные базальты. Следует ожидать, что для пород, сформировавшихся в результате процесса полного или частичного плавления более древних континентальных пород, будут характерны более высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем для базальтов. Таким образом, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в данной породе должно указывать на источник ее происхождения. Подобным же образом различные породы, являющиеся дериватами одной и той же материнской магмы, в период их кристаллизации должны иметь идентичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Породы, в которых фиксируются значительные различия первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, либо не являются комагматическими, либо были контаминированы стронцием другого изотопного состава.

V.2.2.3. Во многих возможных петрогенетических процессах, например при синтексисе известняков или частичном плавлении осадочных и вулканических пород эвгеосинклиналильного разреза, может вовлекаться вещество как мантийного, так и корового происхождения. Поэтому продукты, возникающие в результате подобных процессов, должны иметь промежуточные значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые содержат бедную петрогенетическую информацию. Например, Петерман и др. [26] обнаружили, что первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в эвгеосинклиналильных осадочных породах лишь незначительно превышают аналогичные величины в базальтовых лавах. Поэтому граниты, сформировавшиеся из таких осадочных пород, могут иметь низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые не отражают их корового происхождения [19, 26]. Возможно, в этой связи следует обратить внимание на то, что в большинстве имеющихся изотопных анализов гранитов первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ несколько превышают величины этих отношений, свойственные океаническим базальтам.

Методика использования изотопов стронция в качестве трасеров до сих пор применяется даже в отношении смесей мантийного и корового материала, однако при условии, что в процессе смешения образуются породы с соответствующими соотношениями изотопов. В самом деле,

Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rb/Sr
и содержания рубидия и стронция в щелочных породах

Регион, тип пород	Число образцов	Первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb/Sr	Rb, млн-1	Sr, млн-1	Источник
Африка						
(а) Восточная рифтовая зона						
карбонатит	6	0,7034	~0	~0	5306	1
ийолит	10	0,7045	0,10	52,5	527	1
нефелинит	9	0,7042	0,041	49,6	1211	1
(б) Западная рифтовая зона						
абсарокит	6	0,7076	0,141	138	1015	2
банакит	4	0,7074	0,134	175	1316	2
базанит	2	0,7073	0,104	127	1249	2
карбонатная лава	4	0,7044	~0	~0	7240	2
катунгит	5	0,7047	0,052	124	2449	2
квивит	8	0,7067	0,107	111	1047	2
лагит	4	0,7099	0,339	207	613	2
лейцитит	23	0,7058	0,102	152	1713	2
мафурит	6	0,7050	0,059	129	2256	2
меллилитит	6	0,7049	0,040	114	2881	2
микенит	3	0,7057	0,098	163	1670	2
мурамбит	5	0,7070	0,118	105	886	2
нефелинит	17	0,7047	0,058	141	2472	2
шошонит	4	0,7081	0,158	152	1048	2
угандит	6	0,7056	0,093	135	1808	2
Австралия						
Западное Кимберли	8	0,7169	0,287	402	1393	3
Европа						
Хумилья, Испания	6	0,7148	0,097	144	1524	3
Провинция Лаахер-Зее	9	0,7054	0,093	151	1625	6,7
Римская провинция	32 (18) ¹	0,7092	0,49 ¹	381	839	4
Северная Америка						
Абсарока-Филд, Вайоминг	7	0,7059	0,159	132	1018	8
Горы Бэр-По	7	0,7076	0,183	200	1196	3
Хайвуд-Маунтинс	10	0,7078	0,148	159	1370	3
Хопи-Баттс	6	0,7050	0,006	10,5	1889	3
Лейцит-Хилс	17	0,7063	0,109	268	2625	3
Диатремы, Монтана	13	0,7050	0,075	113	2005	3
Монтереджиан-Хилс	13	0,7040	0,037			5
Провинция Навахо	11	0,7069	0,103	127	1305	3

¹ Четыре образца из Искья не учитывались при выводе среднего отношения Rb/Sr, поскольку они имеют аномально высокие значения этого отношения.

1. Белл и Пауэлл (1970). 2. Белл и Пауэлл (1969). 3. Пауэлл и Белл (1970). 4. Херли, Ферберн и Пинсон (1966). 5. Ферберн и др. (1963). 6. Хофс и Ведеполь (1968). 7. Пауэлл, неопубликованные данные. 8. Петерман, До и Простка (1970).

Райли и Компстон [30] и Ланфир и др. [23] показали, что если два конечных члена природной серии пород с различными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr смешивать в различных пропорциях, то точки, отвечающие этим смесям на графике зависимости отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от Rb/Sr , будут лежать на прямой, соединяющей точки, характеризующие два конечных члена. Таким образом, породы, сформированные в результате смешения мантийного и корового материала, характеризуются не зависящей от времени линейной зависимостью между первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr . В работах Белла и Пауэлла [2, 28] показано, что графики зависимости первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от содержания других элементов или окислов для ряда таких смесей представляют гиперболы.

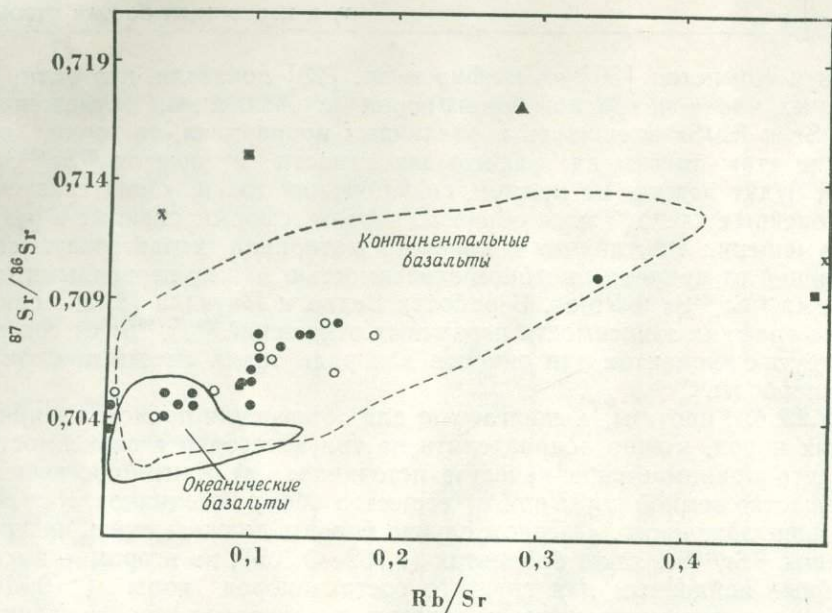
V.2.2.4. Гипотезы, выдвигаемые для объяснения происхождения щелочных пород, можно подразделить на три категории в зависимости от того, что принимается в качестве источника: а) мантийное вещество; б) вещество земной коры или в) вещество обоих источников. Как видно из вышесказанного, в первом случае породы должны иметь низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, как в базальтах (0,702—0,706); во втором — высокие, подобные найденным для среднего состава пород коры ($>0,710$), а в третьем — промежуточные, характерные для пород, произошедших из смешанных источников. Эта модель, бесспорно, является чересчур упрощенной, однако дает общую схему интерпретации истинных первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных породах.

V.2.3. Интерпретация изотопного состава стронция в щелочных породах

До недавнего времени было опубликовано сравнительно немного данных измерений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных породах, причем большинство их относится к породам океанических островов. Гаст [12] и Гамильтон [13] обобщили большую часть этой информации. Наши комментарины мы ограничим материалом, относящимся к континентальным щелочным породам.

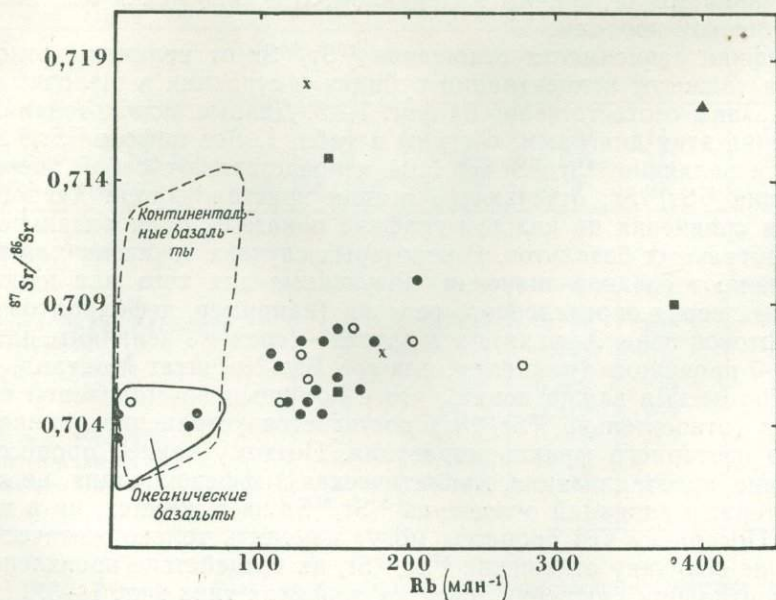
Графики зависимости отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от величины отношения Rb/Sr , а также от концентрации рубидия и стронция в щелочных породах показаны соответственно на фиг. 1—3. Данные, использованные для построения этих диаграмм, сведены в табл. 1. Все цифры $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приведены к величине $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$ и представляют собой первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, отвечающие стадии кристаллизации данной породы. Для сравнения на каждом графике показаны поля океанических и континентальных базальтов. В некоторых случаях точки на диаграммах представляют средние значения, полученные для того или иного типа щелочных пород определенного региона (например, нефелинитов Западной рифтовой зоны Африки), а в других — средние величины для определенной провинции (например, для гор Бэр-По, штат Монтана, США). Читателю весьма важно понять, что с помощью нормализации величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (относительно $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$) достигается устранение влияния природного изотопного фракционирования. Поэтому такие процессы, как плавление, кристаллизация, магматическая дифференциация, не являются факторами вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ни в жидких, ни в твердых фазах. Поскольку эти процессы могут изменять только химический состав, а не величину отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, их воздействие проявлено лишь в горизонтальном смещении точек на графиках типа фиг. 1—3.

V.2.3.1. Взаимосвязь между щелочными породами и базальтовой магмой. Величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rb/Sr и содержания рубидия и стронция в некоторых щелочных породах аналогичны соответствующим



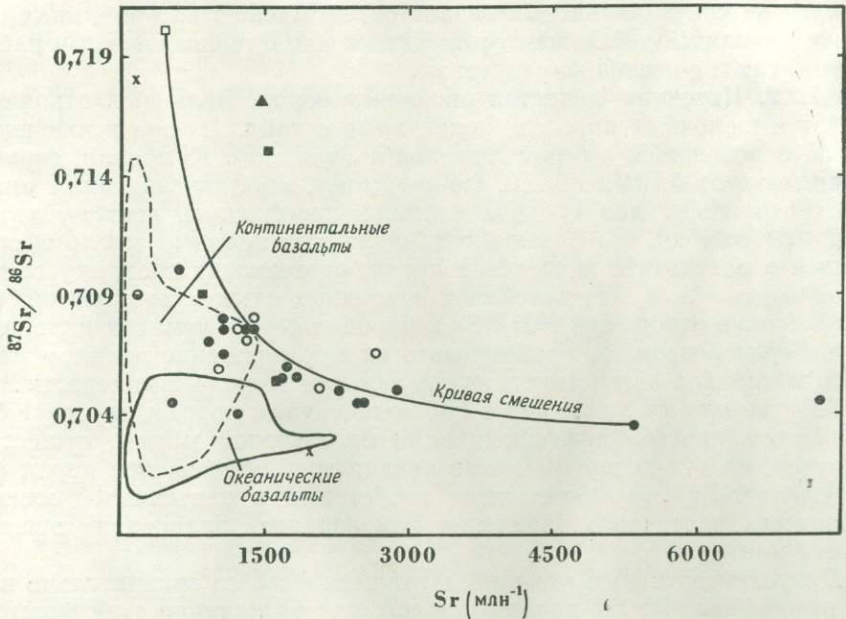
Фиг. 1. Зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от Rb/Sr в щелочных породах, океанических базальтах и континентальных базальтах.

Данные для щелочных пород сведены в табл. 1, а для базальтов заимствованы у Фора и Пауэлла [10]. Для соблюдения приемлемого масштаба на фигуру не нанесены данные, относящиеся к пяти образцам континентальных базальтов с $\text{Rb}/\text{Sr} > 0,5$. При составлении данного графика было использовано примерно 70 анализов образцов океанических базальтов и 90 анализов образцов континентальных базальтов, \times — континентальные базальты, находящиеся вне главного поля анализов этой группы пород; темные кружочки — щелочные породы Восточно- и Западно-Африканского рифтов; треугольник — серия щелочных пород Западного Кимберли, Австралия; квадратики — щелочные породы Европы; светлые кружочки — щелочные породы Северной Америки.



Фиг. 2. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от концентрации рубидия в щелочных породах, океанических базальтах и континентальных базальтах.

Обозначения см. на фиг. 1.



Фиг. 3. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от концентрации стронция в щелочных породах, океанических базальтах и континентальных базальтах.

Наполовину затемненный кружок отвечает анализу океанического базальта, находящегося вне главного поля анализов пород этой группы; светлый квадратик — примерное положение среднего анализа континентальной коры [9]. Общую информацию и обозначения остальных символов см. на фиг. 1. Кривая смешения фиксирует положение смесей среднего состава континентальной коры и среднего состава карбонатитов Восточно-Африканской рифтовой зоны. Смешанная проба, составленная из этих двух образцов в отношении 1:1, должна иметь отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7041$, а содержание $\text{Sr}=2955$ млн $^{-1}$. В смешанной пробе, составленной из двух указанных проб, в которой отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержание стронция соответствуют аналогичным величинам большинства щелочных пород, должна преобладать первая составная часть (коровый материал).

величинам для океанических базальтов, однако в большинстве случаев заметно их превышают. Более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в большинстве щелочных пород по сравнению с океаническими базальтами показывают, что щелочные породы в общем не являются продуктами простой дифференциации базальтовой магмы океанического типа.

Поля континентальных базальтов перекрывают поля океанических базальтов на всех трех диаграммах, однако для первых характерны гораздо более широкие интервалы колебаний отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr . Более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в континентальных базальтах могут быть обусловлены контаминацией коровым радиогенным стронцием или указывают на возникновение базальтовых магм в зонах с более высокими отношениями Rb/Sr по сравнению с океанической верхней мантией. Следует указать, что большинство континентальных базальтов, в которых отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ превышает 0,710, относятся к породам Антарктики или Тасмании.

Значения Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных породах изменяются примерно в тех же пределах, которые характерны для континентальных базальтов, и лишь в щелочных сериях Хумильи и Западного Кимберли они заметно выше. Содержания рубидия и стронция в щелочных породах в несколько раз выше, чем в континентальных базальтах. Тем не менее приведенные данные вполне допускают происхождение большинства щелочных пород из континентальных базальтовых магм в результате их дифференциации, которая приводит к резкому возрастанию содержаний Rb и Sr в щелочных породах. Однако, несмотря на то что данные, показанные на фиг. 1—3, допускают возможность происхождения щелоч-

ных магм из континентальных базальтов, по мнению авторов, иные объяснения находятся в большем соответствии как с геологическими наблюдениями, так и с изотопным составом.

V.2.3.2. Источник вещества щелочных пород. Величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных породах, показанные в табл. 1, за исключением данных, относящихся к серии Хумилья и Западного Кимберли, варьируют примерно от 0,704 до 0,710. По-видимому, эти значения ниже аналогичных отношений для средних составов пород коры, поэтому авторы приходят к выводу, что большинство щелочных пород не могло сформироваться в результате анатексиса пород, отвечающих среднему составу земной коры, или путем плавления первичных слюд и роговых обманок [34]. Высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах серий Хумилья и Западного Кимберли позволяют предполагать их формирование целиком из корового материала или в результате плавления калиевых минералов.

Хотя авторы считают, что в целом щелочные породы не могут быть результатом простой дифференциации базальтовой магмы, существует ряд путей, следуя которым можно представить образование пород с соответствующими геохимическими свойствами и изотопным составом в процессах частичного плавления или зонного плавления вещества верхней мантии.

Допустим, что: а) в мантии содержится фаза со сравнительно высоким отношением Rb/Sr, например флогопит; б) наличие этой фазы обуславливает сравнительно высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах; в) не происходит обмена изотопами стронция с окружающими фазами; г) эта фаза имеет наиболее низкую температуру плавления в системе. Тогда небольшие объемы расплавов, возникающие при частичном плавлении, будут иметь высокие концентрации рубидия и высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. При дальнейшем протекании процесса плавлению будут подвергаться фазы, менее обогащенные рубидием, что приведет к формированию расплавов с более низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В результате процесса частичного плавления должны образоваться породы, для которых характерна примерная корреляция между значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и другими параметрами, показанными на фиг. 1—3. Однако представляется невероятным, чтобы отдельные минеральные фазы в мантии могли играть роль закрытых систем по отношению к радиогенному стронцию.

Если мантия не является закрытой системой в отношении изотопного обмена в масштабе отдельных минеральных зерен, то она тем не менее может состоять из сравнительно небольших закрытых систем, объемы которых, возможно, измеряются несколькими кубическими километрами. Чем выше среднее отношение Rb/Sr в данном гипотетическом объеме, тем выше отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Таким образом, плавление вещества в ряде различных участков вызывает формирование серии пород с различными первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Если содержания рубидия и стронция в расплавах, возникших в процессе частичного плавления таких участков, пропорциональны их содержаниям в исходном твердом веществе, то должны образоваться породы с положительной корреляцией отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr.

Обе вышеприведенные гипотезы являются умозрительными и выдвинуты лишь для объяснения наблюдаемых вариаций отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержаний рубидия и стронция в щелочных породах. Очевидно, что, если иметь в виду соотношения трех указанных параметров, большинство щелочных пород можно рассматривать в качестве образований, имеющих непосредственно мантийное происхождение. При этом необходимо допускать либо необычный тип частичного плавления, либо существование в мантии участков с аномальным обогащением калиевой фазой, например флогопитом, либо совместное действие обоих факторов. Белл

и Пауэлл [3] указывают, что, поскольку содержание калия и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах Западной рифтовой зоны Африки не обнаруживают строгой корреляции, происхождение этих пород вряд ли следует связывать с частичным плавлением слюд или резорбцией слюд базальтовой магмой [5, 24].

Другим возможным процессом формирования щелочных пород является зонное плавление (зонная очистка) [14]. Посредством этого механизма можно теоретически объяснить многие геохимические особенности щелочных пород (VI.1a). Однако в процессе зонного плавления происходит медленный подъем расплава, и его изотопный состав последовательно выравнивается относительно пород верхней мантии, через которые он мигрирует. Следовательно, когда эти расплавы достигают поверхности, наблюдаемые в них отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приблизительно соответствуют средним значениям для верхней мантии, т. е. интервалу 0,702—0,706. Очевидно, простое зонное плавление мантийного вещества должно способствовать появлению довольно однородных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в то время как в действительности даже в пределах одного региона, например в провинции Бирунга, наблюдается значительный разброс значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

V.2.3.3. Происхождение щелочных пород в результате смешения вещества различных источников. Установлено, что на соответствующих графиках поля значений отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rb/Sr и концентраций Rb и Sr в щелочных породах перекрывают аналогичные поля для океанических базальтов и вытянуты в направлении точки среднего состава континентальной коры ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,720$, Rb=87 млн⁻¹, Sr=440 млн⁻¹, Rb/Sr=0,2 [9]), что может служить основанием для поддержки точки зрения о происхождении многих щелочных пород в результате смешения мантийного и корового материала. Такая интерпретация согласуется с тем, что отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных породах не только изменяются, но и могут коррелироваться со значениями концентрации Rb и Sr и отношением Rb/Sr. Белл и Пауэлл [3] обнаружили существование соотношений, аналогичных показанным на фиг. 1—3, на примере вулкана Сабинью в Восточной Африке. Предположим, что: а) гипотетический процесс (или процессы) смешения не сопровождался дифференциацией или она была проявлена слабо; б) большая часть рассматриваемых щелочных пород образовалась путем смешения одних и тех же двух веществ. В этом случае приведенные графики могут служить источником информации об этих исходных веществах. Из графиков видно, что если *силикатные* породы формировались путем простого смешения двух исходных веществ, состав которых является экстремальным по сравнению с любым из показанных на графике, то в одном из этих веществ (А) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0,704$ при содержании 3000 млн⁻¹ стронция (>7000 млн⁻¹, если учесть исключенные из расчета карбонатные лавы), низком содержании рубидия и низком отношении Rb/Sr. Другое исходное вещество (В) должно иметь $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,717$ (или >0,710, если исключить образцы из Хумильи и Западного Кимберли), менее 500 млн⁻¹ стронция, более 400 млн⁻¹ рубидия и Rb/Sr > 0,5.

Немногие горные породы обладают такими геохимическими свойствами. Вещество (А) аномально обогащено стронцием, а (В) — рубидием. Средние составы коры и верхней мантии (установленные по составу базальтовых пород) не удовлетворяют этим условиям, так же как базальтовая магма или известняки. Единственной породой, соответствующей составу (А), является карбонатит, а составу (В) более всего отвечает обогащенный щелочами гранит. Однако если считать, что высокие концентрации Rb и Sr в щелочных породах частично обусловлены процессом дифференциации, то содержания этих элементов в двух ис-

ходных веществах могут и не быть столь значительными. В этом случае (А) могло бы быть нефелинитовой магмой, а (В) — вполне типичной сиалической породой.

В целях дальнейшей проверки гипотезы происхождения щелочных пород в результате смешения карбонатитовой магмы и сиалического вещества [17] авторы вычислили отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и концентрации стронция для ряда гипотетических смесей среднего состава карбонатита из Восточно-Африканского рифта ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7034$; $\text{Sr}=5300$ млн $^{-1}$ [4]) и среднего состава континентальной коры ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,720$, $\text{Sr}=440$ млн $^{-1}$ [9]). Аналогичные расчеты для содержания рубидия и отношения Rb/Sr не проводились, поскольку и без них очевидно, что простые смеси карбонатита ($\text{Rb}\cong\text{Rb}/\text{Sr}\cong 0$) и среднего состава коры ($\text{Rb}=87$ млн $^{-1}$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0,2$ [9]) будут иметь гораздо более низкие содержания Rb и отношения Rb/Sr по сравнению со многими щелочными породами.

На фиг. 3 показана вычисленная кривая смешения. Видно, что в целом значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и/или концентрация стронция в большинстве щелочных пород ниже, чем предсказанные по положению построенной кривой. Эта кривая могла бы пройти ближе к области наибольшего скопления точек анализов пород, если бы в карбонатитовом исходном веществе содержалось меньше стронция или отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среднем составе коры было более низким по сравнению с выбранным для расчета. Приведенные расчеты являются простой иллюстрацией возможности интерпретации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а также содержаний стронция во многих щелочных породах с помощью гипотезы Холмса (смешение карбонатита с сиалическим материалом), хотя последняя не может быть использована для объяснения особенностей концентрации рубидия.

V.2.4. Заключение

Калиевые породы из Хумильи (Испания) и Западного Кимберли (Австралия) имеют весьма высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что, вероятно, указывает на существенное участие в их формировании вещества земной коры, в то время как в ийолитах и нефелинитах из Восточно-Африканского рифта отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержания стронция аналогичны обнаруженным в океанических базальтах, что может свидетельствовать о происхождении этих щелочных пород полностью из мантийного вещества. Породы Западно-Африканского рифта, западных штатов США и Италии показывают исключительно близкие закономерности изменения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr , а также содержаний рубидия и стронция. Данные об изотопном составе стронция указывают на малую вероятность происхождения перечисленных пород в результате одного из следующих процессов:

- дифференциации базальтовой магмы;
- резорбции слюды базальтовой магмой;
- зонного плавления мантийного вещества;
- анатексиса первичных слюд и роговых обманок;
- синтексиса известняков;
- ассимиляции сиалического вещества базальтовой магмой.

С другой стороны, адекватная интерпретация отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr и содержаний стронция (но не рубидия) в большинстве изученных щелочных пород может быть дана, если принять во внимание следующие процессы:

- частичное плавление древнего гетерогенного в отношении химического и изотопного состава субстрата, возможно представленного флогопитовыми породами верхней мантии;

ассимиляцию силикатического вещества карбонатитовой магмой;

ассимиляцию силикатического вещества мафической щелочной магмой.

Ни одна из этих гипотез не дает удовлетворительного объяснения весьма высоких концентраций калия и рубидия во многих щелочных породах. Кроме того, неясно, находились ли магмы в состоянии перегрева, что необходимо для допущения интенсивной ассимиляции при формировании некоторых типов щелочных пород. Однако весьма незначительный общий объем щелочных пород, встречающихся на земной поверхности, может служить указанием на их формирование в необычных температурных условиях, при которых может быть реализовано состояние широко развитого перегрева.

Благодарности

Авторы благодарны Х. Бейтсу, К. Ривсу и Д. Боуман за техническую помощь, а также ряду других лиц и организаций, которые помогали им. Эту работу субсидировал Национальный научный фонд США. Один из авторов (К. Белл) благодарит Национальный исследовательский совет Канады за поддержку и проф. Фаркуара за полезные консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Armstrong R. L.*, A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth, *Rev. Geophys.*, **6**, 175—199, 1968.
2. *Bell K., Powell J. L.*, Isotopic composition of strontium in alkalic rocks, Program, Ann. Meeting Geol. Soc. Am., Mexico City, **21**, 1968.
3. *Bell K., Powell J. L.*, Strontium isotopic studies of alkalic rocks, The potassium-rich lavas of the Birunga and Toro—Ankole regions, East and Central Equatorial Africa, *J. Petrology*, **10**, 536—572, 1969.
4. *Bell K., Powell J. L.*, Strontium isotopic studies of alkalic rocks, The alkalic complexes of Eastern Uganda, *Bull. geol. Soc. Am.*, **81**, 3481—3490, 1970.
5. *Bowen N. L.*, Evolution of the Igneous Rocks, Princeton University Press, 258—273, 1928.
6. *Compston W., McDougall I., Heier K. S.*, Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America, and Tasmania, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **32**, 129—149, 1968.
7. *Epstein S., Taylor H. P., Jr.*, Variation in O^{18}/O^{16} in minerals and rocks, in *Researches in Geochemistry*, Wiley, New York, 29—62, 1967.
8. *Fairbairn H. W., Faure G., Pinson W. H., Hurley P. M., Powell J. L.*, Initial ratio of strontium 87 to strontium 86 whole-rock age, and discordant biotite in the Monteregian igneous province, Quebec, *J. Geophys. Res.*, **68**, 6515—6522, 1963.
9. *Faure G., Hurley P. M.*, The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts, Applications to the origin of igneous rocks, *J. Petrology*, **4**, 31—50, 1963.
10. *Faure G., Powell S. L.*, Strontium Isotope Geology, Springer-Verlag, 188, 1972.
11. *Garlick G. D.*, The stable isotopes of oxygen, in *Handbook of Geochemistry*, *H. Wedepohl*, ed., **2**, pt. 1, 8-B-1 to 8-B-27, 1969.
12. *Gast P.*, Isotopic geochemistry of volcanic rocks, in *Basalts*, **I**, *H. H. Hess*, ed., Interscience, London, New York and Sydney, 325—358, 1967.
13. *Hamilton E. I.*, The isotopic composition of strontium applied to the problems of the origin of the alkaline rocks, in *Radiometric Dating for Geologists*, Interscience, London, New York and Sydney, 437—463, 1968.
14. *Harris P. G.*, Zone refining and the origin of potassic basalts, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **12**, 195—208, 1957.
15. *Heier K. S., Compston W., McDougall I.*, Thorium and uranium concentrations, and the isotopic composition of strontium in the differentiated Tasmanian dolerites, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **29**, 643—659, 1965.
16. *Hoefs J., Wedepohl K. H.*, Strontium isotope studies on young volcanic rocks from Germany and Italy, *Contr. Miner. Petrology*, **19**, 328—338, 1968.
17. *Holmes A.*, Petrogenesis of katungite and its associates, *Am. Miner.*, **35**, 772—792, 1950.
18. *Hurley P. M.*, Absolute abundance and distribution of Rb, K, and Sr in the earth, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **32**, 273—283, 1968.

19. *Hurley P. M., Bateman P. C., Fairbairn H. W., Pinson W. H., Jr.*, Investigation of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the Sierra Nevada plutonic province, *Bull. geol. Soc. Am.*, **76**, 165—174, 1965.
20. *Hurley P. M., Fairbairn H. W., Pinson W. H.*, Rb — Sr isotopic evidence in the origin of potash-rich lavas of Western Italy, *Earth Plan. Sci. Lett.*, **5**, 301—306, 1966.
21. *Jensen M. L.*, Sulfur isotopes and mineral genesis, in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Holt, Rinehart and Winston, 143—165, 1967.
22. *Kaneswich E. R.*, The interpretation of lead isotopes and their geological significance, in *Radiometric Dating for Geologists*, Interscience, London, New York and Sydney, 147—223, 1968.
23. *Lanphere M. A., Wasserburg G. J. F., Albee A. L., Tilton G. R.*, Redistribution of strontium and rubidium during metamorphism, World Beater Complex, Panamint Range, California, in *Isotopic and Cosmic Chemistry*, North-Holland, Amsterdam, 269—320, 1964.
24. *Luth W. C.*, Studies in the system $\text{KAlSiO}_4 - \text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, 1. Inferred phase relations and petrologic applications, *J. Petrology*, **8**, 372—416, 1967.
25. *Peterman Z. E., Doe B. R., Prostka H. J.*, Lead and strontium isotopes in rocks of the Absaroka volcanic field, Wyoming, *Contr. Miner. Petrology*, **27**, 121—130, 1970.
26. *Peterman Z. E., Hedge C., Coleman R. G., Snavely P. D., Jr.*, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magmas in orogenic belts, *Earth Plan. Sci. Lett.*, **2**, 433—439, 1967.
27. *Powell J. L.*, Isotopic composition of strontium in carbonatites and kimberlites, *Miner. Soc. India, I.M.A. Volume*, 58—66, 1966.
28. *Powell J. L., Bell K.*, Recognition of contamination in igneous rocks using strontium isotopes, Abstracts with Programs for 1969, Part 6, *Geol. Soc. Am.*, **37**, 1969.
29. *Powell J. L., Bell K.*, Strontium isotopic studies of alkalic rocks, Localities from Australia, Spain, and the Western United States, *Contr. Miner. Petrology*, **27**, 1—10, 1970.
30. *Riley G. H., Compston W.*, Theoretical and technical aspects of Rb — Sr geochronology, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **26**, 1255—1281, 1962.
31. *Slawson W. F., Russell R. D.*, Common lead isotope abundances, in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Holt, Rinehart, and Winston, 77—108, 1967.
32. *Taylor H. P.*, The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks, *Contr. Miner. Petrology*, **19**, 1—71, 1968.
33. *Thode H. G.*, Sulphur isotope geochemistry, in *Studies in Analytical Geochemistry*, Univ. Toronto Press, Toronto, 25—41, 1965.
34. *Waters A. C.*, Volcanic rocks and the tectonic cycle, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **62**, 703—722, 1955.

V.3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Х. Сёренсен

В данном разделе книги рассмотрены некоторые физико-химические аспекты петрологии щелочных пород.

Экспериментальные исследования синтетических систем и естественных горных пород показывают, что щелочные породы могут формироваться в результате фракционирования субщелочных магм или в ходе антексиса. Полученные данные дают также информацию о, возможно, первичном веществе и первичных магмах, из которых возникают различные типы пород (V.1).

При образовании многих типов щелочных пород важную роль играют летучие компоненты и летучесть кислорода, которые оказывают влияние на температуры ликвидуса, порядок кристаллизации, устойчивость минералов и степень консолидации. Тем не менее пантеллериты и другие

пересыщенные кремнеземом магмы могли образоваться из достаточно сухих магм (V.1).

Температуры ликвидуса, полученные из экспериментальных данных, согласуются с их величинами, найденными при гомогенизации газожидких включений в щелочных породах. Эти данные указывают на существование достаточно высоких температур ликвидуса, что объясняет явления контактового метаморфизма, связанные с воздействием некоторых щелочных интрузий (II.2; IV.2).

Химические анализы газов и жидкостей из включений в минералах щелочных пород показали, что CO_2 и H_2O являются наиболее важными высокотемпературными газовыми фазами, в то время как при низких температурах важную роль играют углеводороды. Жидкости, содержащиеся во включениях, представляют собой концентрированные рассолы.

Данные о содержании элементов-примесей показывают, что по сравнению с субщелочными породами щелочные породы обычно обогащены рядом «несовместимых» элементов, таких, как Li, Be, Nb, Zr и TR, и обеднены такими элементами, как Sr, Ni, Co. Это напоминает накопление редких элементов в гранитных пегматитах и указывает на процесс образования пород путем кристаллизации расплавов остаточного характера.

Обычно существует зависимость между содержанием редких элементов и концентрацией суммы щелочей, причем наибольшие содержания группы «несовместимых» элементов обнаружены в пересыщенных щелочами породах, таких, как щелочные граниты и агпайтовые нефелиновые сиениты. Эта закономерность наблюдается также и в вулканических породах [10, 8]. С другой стороны, нефелиновые сиениты массивов Стерней (северная Норвегия) и Блу-Маунтин (Онтарио) обеднены редкими элементами, несмотря на высокие содержания калия [6, 4, 5], что может объясняться происхождением этих пород в результате анатексиса или в связи с дегазацией магмы в процессе ее кристаллизации. Кроме того, распределение рассеянных элементов между кристаллизующейся магмой и равновесной с ней газовой фазой находит отражение в обеднении этими элементами миаролитовых экеритов по сравнению с их массивными разностями [2]. Таким образом, общая концентрация рассеянных элементов, а также величины отношений петрогенных и редких элементов (например, K/Rb) могут отражать условия кристаллизации, а также тип исходного вещества и стадии кристаллизационного фракционирования. Тем не менее, вероятно, такие отношения как Zr/Hf могут отражать процесс дифференциации магм [3, 1].

Важную роль в формировании щелочных пород играют редкоземельные элементы, причем может проявляться фракционирование тяжелых и легких редких земель. В щелочных магмах, обогащенных летучими компонентами, частично на поздне- и постмагматической стадиях происходит комплексобразование с участием редкоземельных металлов, что может оказывать существенное воздействие на фракционирование и, следовательно, замаскировать ряд особенностей, унаследованных от исходного вещества. Это ограничивает применение редкоземельных элементов в качестве «геохимических индикаторов» [7].

Роль отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr в щелочных породах рассматривается в разд. V.2, где показано, что многие щелочные породы не являются простыми дифференциатами щелочных оливиновых базальтов океанического типа. Некоторые щелочные породы, как, например, нефелиниты и ийолиты, могут происходить полностью из вещества верхней мантии, в то время как другие содержат значительную примесь корового материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Brooks C. K.*, The concentrations of zirconium and hafnium in some igneous and metamorphic rocks and minerals, *Geochim. cosmochim. Acta*, **34**, 411—416, 1970.
2. *Dietrich R. V., Heier K. S.*, Differentiation of quartz-bearing syenite (nordmarkite) and riebeckite-arfvedsonite granite (ekerite) of the Oslo series, *Geochim. cosmochim. Acta*, **31**, 275—280, 1967.
3. *Герасимовский В. И.*, Геохимия Илимаусакского щелочного массива, «Наука», М., 1969.
4. *Heier K. S.*, A note on the U, Th and K contents in the nepheline syenite, and carbonate on Stjernöy, North Norway, *Norsk Geol. Tidsskr.*, **42**, 287—292, 1962.
5. *Heier K. S.*, A geochemical comparison of the Blue Mountain (Ontario, Canada) and Stjernöy (Finmark, North Norway) nepheline syenites, *Norsk. geol. Tidsskr.*, **45**, 41—52, 1965.
6. *Heier K. S., Taylor S. R.*, A note on the geochemistry of alkaline rocks, *Norsk Geol. Tidsskr.*, **44**, 197—204, 1964.
7. *Herrmann A. G.*, Yttrium and Lanthanides, in *Wedepohl K. H.*, ed., *Handbook of Geochemistry*, vol. 11/2, 1970.
8. *Locardi E., Mittempergher M.*, Relationship between some trace elements and magmatic processes, *Geol. Rundschau*, **57**, 313—334, 1967.
9. *Locardi E., Mittempergher M.*, The meaning of magmatic differentiation in some recent volcanoes of Central Italy, *Bull. volcan.*, **33**, 1089—1100, 1970.
10. *Varet J.*, Les phonolites agpaitiques et miaskitiques du Cantal septentrional (Auvergne, France), *Bull. volcan.*, **33**, 621—656, 1969.

VI. ПЕТРОГЕНЕЗИС¹

VI.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ В РЕЗУЛЬТАТЕ АНАТЕКСИСА

VI.1a. Анатексис и другие процессы в мантии

П. Харрис

В настоящем обзоре возможной роли мантийного анатексиса в происхождении щелочных пород автор стремится занять нейтральную позицию, несмотря на то, что с его точки зрения все мафические щелочные породы настолько обогащены некоторыми второстепенными и малыми элементами, что это свойство трудно объяснить только лишь с помощью простого механизма анатексиса.

В данной статье обсуждаются следующие вопросы:

а) факты, свидетельствующие о первичном или анатектическом происхождении современных вулканических пород; б) условия в мантии, при которых происходит анатексис; в) экспериментальное подтверждение существования вероятных продуктов плавления мантии; г) другие возможные магматические процессы в мантии, а также критерии, позволяющие выделять мантийные анатектические магмы среди других и различать первичные и вторичные щелочные магмы.

V.1a.1. Факты, свидетельствующие о первичности щелочных магм. Для идентификации первичных магм не существует достоверных критериев, основанных на полевых или петрографических данных. Однако можно ожидать, что в определенных условиях первичная магма будет представлена преобладающим типом эруптивных пород, при этом исключается существование какой-либо иной материнской магмы, дериватами которой могли бы быть упомянутые породы.

Прежде всего желательно обратить внимание на щелочные магмы океанических областей, поскольку они имеют бесспорно мантийное происхождение и минимальные возможности контаминации коровым материалом.

Заключен за Мак-Берни и Гассом [23] автор пришел к следующему заключению: для участков океанических областей, которым свойственны интенсивные тепловые потоки и значительный термический градиент (особенно для срединно-океанических хребтов), характерны первичные магмы толеитового типа, что, по-видимому, является результатом плавления в условиях небольших глубин или выравнивания градиентов [16, 31]. В других же частях океанических бассейнов, характеризующихся нормальным или низким геотермическим градиентом, доминирующим типом магм является щелочно-базальтовая как результат более глубоких процессов.

Обратимся теперь к континентальным областям. Хотя на отдельных их территориях, особенно тех, на которых развиты покровные базальты,

¹ В оригинале в эту часть входили также главы: «Роль летучих» (Л. Н. Когарко), «Жидкое фракционирование» (Л. Н. Когарко, И. Д. Рябчиков, Х. Сёренсен) и «Роль метасоматических процессов в образовании щелочных пород» (Л. С. Бородин и А. С. Павленко).

преобладают толеитовые серии, в остальных, напротив, толеиты редки или отсутствуют, а доминирующим, а иногда практически единственным типом пород являются щелочные базальты. Наилучший пример такого рода представляют вулканы рифтовых зон Восточной Африки, для которых характерны нефелиниты и другие резко недосыщенные кремнеземом породы [35, 42].

Если проследить смену типов пород от океанических областей к островным дугам Тихоокеанского кольца или к континентальному побережью, то можно заметить переход от преимущественно толеитовых к преимущественно щелочно-базальтовым сериям [17, 18, 37]. Возрастная щелочности магм по направлению от океана к матерiku Куно объясняется увеличением глубины магмообразования, что согласуется с возрастанием глубины фокусов землетрясений.

VI.1a.2. Условия в мантии. Мантия имеет сложную историю развития и, по-видимому, неоднородна по химическому составу. Новейшие изотопные исследования позволяют предполагать, что некоторые резко дифференцированные щелочные породы, такие, как кимберлиты и калиевые базальты, могут образоваться в результате многостадийных процессов, причем их конечным этапом является выплавление или регенерация геохимически аномального вещества внутри мантии. Однако отсутствие данных по гетерогенности мантии затрудняет учет этого фактора как в экспериментальных исследованиях, так и в теоретических построениях. По аналогии с ультраосновными ксенолитами в базальтах и кимберлитах предполагают, что минеральный состав самых верхних зон мантии отвечает шпинелевому лерцолиту, который с глубиной переходит в гранатовый лерцолит [34, 5].

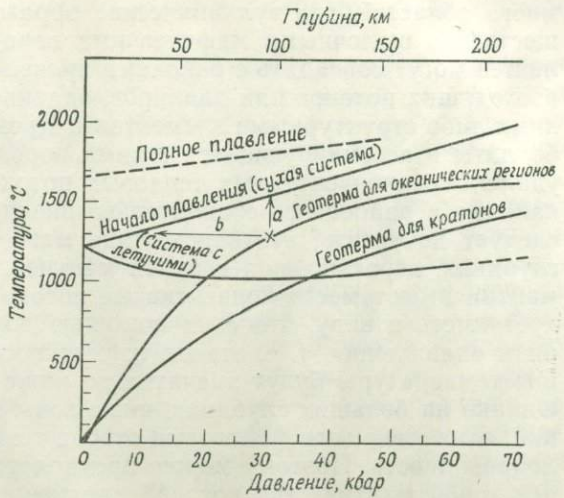
Современные оценки средних величин геотермических градиентов (например, [5, 24]) для различных геологических обстановок согласуются друг с другом в том отношении, что эти градиенты слишком низки, чтобы привести к плавлению в условиях «сухой» верхней мантии. Вероятные соотношения между геотермическим градиентом под океанами и процессами начального и полного плавления вещества мантийного состава показаны на фиг. 1 [20] и др. При атмосферном давлении плавление «сухого» вещества, состав которого отвечает вероятному составу мантии, начинается примерно при 1200 °С, а полное плавление происходит около 1650 °С. При высоких давлениях температура начала плавления возрастает приблизительно на 11 °С с повышением давления на 1 кбар.

Как показано на фиг. 1, плавление «сухого» вещества в мантии при повышенных температурах может идти двумя путями: либо в результате локального возрастания температуры (до уровня, превышающего температуру начала плавления (путь *a*), либо при локальном падении давления, а следовательно, и температуры начала плавления (путь *b*).

Локальное повышение температуры может быть результатом радиоактивного распада калия, урана и тория, однако низкие концентрации этих элементов в мантии обуславливают очень медленное протекание и значительную длительность этого процесса, на который требуется 10^8 — 10^9 лет. Кроме того, возрастание температуры может быть вызвано высвобождением механической энергии. Наиболее вероятным источником повышения температуры является энергия трения, выделяющаяся при конвективных или гравитационных движениях. Этот источник энергии действует там, где одна континентальная плита поддвигается под другую [32], например в сейсмичных районах Тихоокеанского кольца и Индонезийско-Гималайско-Альпийской горной цепи. Вулканизм Тихоокеанского кольца также может объясняться подобными процессами.

Фиг. 1. Влияние давления на температуру плавления вещества, состав которого отвечает вероятному составу верхней мантии по данным Кусиро, Сионо и Акимото [20].

Кривые геотерм заимствованы у Рингвуда [34].



Падение давления в качестве источника плавления может иметь место при куполообразовании или растяжении земной коры [44] (III.2 и IV.16). Кроме того, поскольку плотность столба поднимающейся магмы может быть меньше плотности твердой мантии и коры на той же глубине, возникновение открытого магматического канала само по себе может привести к падению давления на глубине. Этот эффект усиливается в случае, если плотность магмы уменьшается за счет присутствия в ней отделившейся от расплава газовой фазы.

Плавление, обусловленное падением давления, использовалось для объяснения природы серий интрузивных базальтовых даек; кроме того, этот процесс может проявляться в зонах растяжения срединно-океанических хребтов. Однако представляется, что причина генерации магм в таких регионах скорее связана с поступлениями горячего мантийного вещества в форме восходящих конвективных струй или клиньев в верхние зоны коры, характеризующиеся низким давлением и низкой температурой плавления [31], чем с воздействием одного лишь фактора растяжения. Доля образующихся щелочных магм в описанных условиях невелика. В континентальных рифтовых системах, где плавление происходит по аналогичному механизму переноса мантийного вещества восходящими конвективными потоками, вулканизм, как правило, относится к высокощелочному типу (например, Восточная Африка; III.2). Можно предположить, что различия состава доминирующего типа магмы срединно-океанических и континентальных рифтовых систем объясняются различиями их геотермии. При сравнительно интенсивных восходящих движениях, вызывающих расширение океанического дна, происходит быстрый подъем горячего мантийного вещества, почти достигающего поверхности; в этих условиях близповерхностные геотермические градиенты весьма значительны, а плавление или конечное выравнивание градиентов происходит на малых глубинах. Под континентальными рифтами восходящие движения весьма инертны и недостаточно активны, чтобы вызвать расширение коры, поэтому проникновение мантийного вещества на малые глубины не происходит. Здесь тепловые эффекты не столь значительны, а магматические процессы являются более глубинными [13, 25]. Экспериментальные данные, подтверждающие значение глубинности как контролирующего фактора, рассматриваются ниже.

Вне этих регионов с аномально высокими геотермическими градиентами, обусловленными конвективными тепловыми потоками, существует

много областей, где вулканические образования представлены преимущественно щелочными мафическими породами. Некоторые из этих областей могут совпадать с районами проявления локальных конвективных восходящих потоков или диапиров, однако другие вряд ли связаны с какими-либо структурными элементами. Кроме того, континентальные кимберлиты и ассоциирующиеся с ними породы, вероятно, пространственно удалены от конвективных тепловых потоков. Для таких примеров вулканизма в районах со сравнительно низким геотермическим градиентом следует допустить, что зарождение магм происходит на значительных глубинах, вероятно, под верхней мантией. Если принять, что в верхней мантии имеют место конвективные потоки того или иного вида, то следует иметь в виду, что с их помощью должен осуществляться и механизм охлаждения, т. е. отвода избыточного радиогенного тепла, и средние температуры будут значительно ниже необходимых для плавления. Однако на больших глубинах, ниже зоны влияния конвективных движений, единственными факторами отвода тепла являются магматизм и теплопроводность. Поэтому можно предположить, что граница между верхней зоной мантии, для которой характерны конвективные движения, и инертной нижней зоной будет характеризоваться значительным термическим градиентом. Эта область, по-видимому, приурочена к глубинам порядка 500—700 км. Другие принципы подхода к термической истории Земли и распределению в ней температур позволяют предполагать аналогичные колебания величин геотермического градиента (например, [22]). Вполне возможно, что в некоторых районах анатексис протекает на гораздо больших глубинах, чем обычно предполагают [14].

Возникновение жидкой фазы в мантии скорее является результатом частичного, нежели полного плавления. При атмосферном давлении температурный интервал между началом и завершением плавления составляет всего около 450 °С. Однако если мы допустим, что мантия содержит небольшое количество воды (0,1—0,2%), которая входит в состав новообразованной жидкой фазы, то, например, на глубине 60 км температурный интервал между солидусом и ликвидусом в условиях насыщения водой возрастает до 700 °С (фиг. 1). Поскольку источники энергии являются столь ограниченными, для полного плавления требуется огромный промежуток времени. Однако, как только будет достигнут уровень плавления, достаточный для движения или отделения жидкой фазы, последняя, по-видимому, удаляется из системы, оставляя тугоплавкий твердый остаток. Кей и др. [16] детально проанализировали соотношение между содержанием воды и степенью частичного плавления.

По вопросу об относительном количестве расплавленного вещества, необходимом для реализации способности жидкой фазы к механическому отделению, не существует единой точки зрения. При частичном плавлении минералы будут растворяться в точках стресса, а в каких-то других участках вновь кристаллизоваться; при этом размеры пустот, наполненных жидкостью, будут увеличиваться, а остаточная твердая фаза будет сосредотачиваться в монолитные массы. В таких условиях интерстиционная жидкость может отделяться от твердой фазы, если она составляет не менее 10%. Трудно себе представить, что небольшое количество жидкости (1 или 2%) было способно отделиться подобным образом. Однако там, где восходящее движение расплавленной массы происходит по законам гидродинамически связанных систем (см. ниже), адкумулатный рост кристаллов, отлагающихся на дне резервуара, может привести к почти полному исчезновению интерстиционной жидкости [41]. В таких обстоятельствах даже 1 или 2% первичной жидкой фазы может вовлечься в движение поднимающейся расплавленной массы, причем оста-

точная твердая фаза будет почти полностью свободна от каких-либо жидких включений.

VI.1a.3. Экспериментальные данные о составе продуктов плавления. Результаты экспериментальных исследований поведения в процессе плавления мафического и ультрамафического вещества и состава продуктов плавления в применении к генезису базальтов обобщены в ряде работ [46, 10, 29, 9].

При давлениях ниже 5 кбар частичное плавление перидотитового вещества приводит к появлению толеитового или насыщенного кремнеземом расплава, состав которого становится все более ультраосновным по мере увеличения степени плавления [33]. Отделение насыщенного кремнеземом расплава от богатой оливином материнской твердой фазы является следствием инконгруэнтного плавления ромбического пироксена. Йодер и Тилли [46] указывают, что в системе форстерит — кремнезем — нефелин — диопсид существует температурный барьер между полями насыщенных кремнеземом и щелочных составов, поэтому при низких давлениях невозможно представить себе переход из одного поля в другое по механизму фракционной кристаллизации или получить щелочную магму путем частичного плавления вещества верхней мантии состава лерцолита (т. е. содержащего ромбический пироксен). Однако при повышенных давлениях поля устойчивости минералов изменятся, и эти температурные барьеры исчезают или изменяют свое положение [28], так что становится возможным образование щелочных магм путем прямого плавления исходного мантийного вещества или косвенным образом по механизму фракционирования из расплавов с нормативным гиперстеном.

Влияние давления сказывается прежде всего на повышении устойчивости ромбического пироксена: при давлениях свыше 5 кбар он уже не подвергается инконгруэнтному плавлению [4]. Грин и Рингвуд [10] полагают, что частичное плавление мантийного вещества в интервале глубин от 15 до 35 км приводит к возникновению расплава с нормативным оливином; состав этого расплава, вероятно, отвечает высокоглиноземистому оливиновому толеиту. На глубинах от 35 до 70 км низкой степени плавления соответствуют расплавы состава щелочных базальтов, богатых оливином, в то время как при более высокой степени плавления появляются расплавы состава толеитов. Кусиро [19] указывает также, что начальный расплав изменяет свой состав от богатого кремнеземом при низких давлениях до бедного кремнеземом при высоких, хотя в рассматриваемом им случае резко недосыщенные кремнеземом расплавы, например нефелиновые базальты, требуют давлений до 30 кбар и выше (глубина 90 км или более). При давлениях примерно 30—40 кбар, т. е. на глубинах более 90—100 км, минералогический состав мантии отвечает гранатовому лерцолиту, а состав первых порций расплава в этих условиях соответствует пикриту или ультрабазиту с нормативным гиперстеном [6] и содержит более 30% нормативного оливина [10].

Йодер и Тилли [46] предложили альтернативное объяснение происхождения первичных щелочных магм, согласно которому плавление эклогита при различных давлениях может привести к изменению соотношения граната и омфацита в жидкости, а следовательно, и ее состава. Щелочно-базальтовый расплав, обогащенный омфацитовым компонентом, образуется при высоких давлениях, а толеитовый расплав, обогащенный гранатовым компонентом, — при низких давлениях.

Все вышеизложенные данные экспериментальных работ относятся к сухим системам. При высоких давлениях водяного пара устойчивость гиперстена возрастает настолько, что даже при 30 кбар последний все

еще плавится инконгруэнтно [21]. В таких условиях расплавы, возникающие при частичном плавлении перидотита, вероятно, насыщены кремнеземом, т. е. отвечают толеиту [20]. С этой точки зрения кажется странным, что щелочно-базальтовые магмы обогащены летучими компонентами, поскольку последние должны были бы привести к интенсификации процесса фракционирования или выплавлению щелочной магмы. Однако летучие компоненты часто резко обогащены углекислотой. Растворимость CO_2 в силикатных расплавах значительно ниже растворимости в них воды, и углекислота стремится удержаться в составе газовой фазы, а не в расплаве. Поэтому давление газа, по-видимому, представляет собой по существу давление углекислоты, а значит, давление водяного пара ($P_{\text{H}_2\text{O}}$) будет значительно ниже давления нагрузки.

Другим фактором, оказывающим влияние на анатексис в системах, содержащих воду, является вероятная устойчивость амфибола [30, 8, 38] и флогопита [45] в мантии. Селективное плавление амфиболовой фазы привлекалось для объяснения происхождения щелочных магм (VI.4) [2].

В конечном итоге экспериментальные данные показывают, что при незначительной степени плавления мантии под давлениями около 20—30 кбар возникает жидкость с нормативным нефелином, отвечающая по составу щелочному базальту. Иные возможные механизмы, например селективное плавление отдельных минералов, таких, как омфациит и амфибол, требуют экспериментального подтверждения.

VI.1a.4. Анатексис, фракционная кристаллизация и зонная очистка¹. Существование механизмов возникновения щелочных базальтов непосредственно в результате анатексиса не является доказательством того, что какие-либо щелочные магмы формируются подобным путем. Одни и те же экспериментальные данные могут с равным успехом применяться в качестве доказательств происхождения материнских магм как в результате фракционной кристаллизации, так и вследствие реакции с мантийным веществом при соответствующем режиме температур и давлений. В частности, возрастание устойчивости энстатита при высоких давлениях и его предпочтительная по отношению к оливину кристаллизация способствуют уменьшению содержания кремнезема в остаточном расплаве и эволюции его в направлении обогащения щелочами. Так, О'Хара [27] и О'Хара и Йодер [29] рассматривают щелочные магмы как внутримантийные дериваты исходной пикритовой магмы, возникающие в процессе ее фракционной кристаллизации. В то же время Грин и Рингвуд [10] показывают, что фракционирование оливинового толеита может привести к формированию как толеитовой, так и щелочно-базальтовой серии в зависимости от величины локального давления.

Необходимо найти критерии различий щелочных пород, образовавшихся в процессе анатексиса, и пород, являющихся результатом дифференциации. Подобные различия, по-видимому, можно выявить, исходя из геохимии пород, в особенности из характера распределения в них малых элементов. Для этого полезно изучать различные магматические процессы в мантии и их влияние на состав магм.

Помимо возможных, но недоказанных механизмов газового переноса, ликвации жидких фаз, ионной диффузии и т. д., состав магм контролируется такими важными процессами, как частичное плавление, фракционная кристаллизация, сопровождающаяся или не сопровождающаяся реакциями с окружающими твердыми фазами, а также зонное плавление, или зонная очистка.

¹ В дальнейшем изложении будет применяться термин «зонное плавление», принятый в советской научной литературе. — *Прим. перев.*

Главные химические компоненты пород можно рассматривать с позиции фазовых равновесий, тогда как поведение малых и рассеянных элементов удобно изучать, пользуясь коэффициентом распределения K [26, 36, 7, 1], где

$$K = \frac{C_s}{C_L} = \frac{\text{концентрация элемента в твердой фазе}}{\text{концентрация элемента в жидкой фазе}}$$

хотя характер распределения элементов и величина K широко варьируют как в зависимости от минералогии, так и от состава расплава, все же для ряда элементов величина K остается близкой к нулю в широком спектре условий.

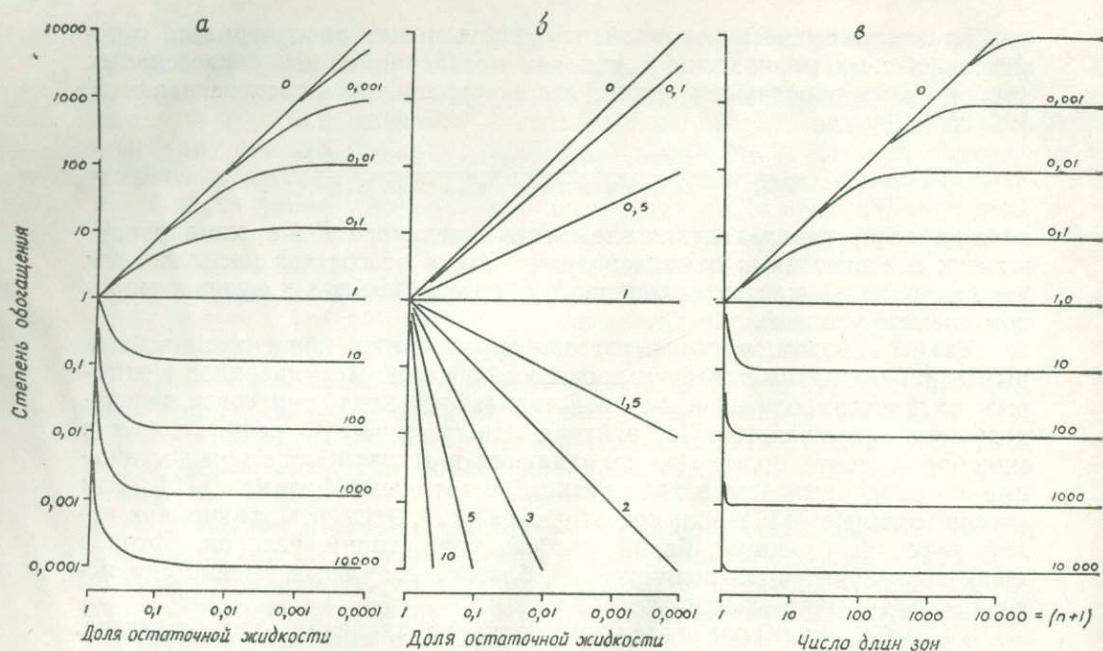
Таким образом, малые и рассеянные элементы, концентрация которых слишком низка для формирования собственных минералов и которым их кристаллохимические свойства (заряд иона, тип связи, валентность и т. д.) препятствуют войти в кристаллическую решетку других минералов, почти полностью сохраняются в жидкой фазе при достижении ею равновесия или в ходе реакций с твердыми фазами [11]. Эти «несовместимые» [10], или «остаточные» [12], элементы, такие, как калий, рубидий, стронций, барий, ниобий, уран, торий, углерод, фтор и хлор, характеризуются величиной K , близкой к нулю, и именно они могут иметь диагностическое значение.

VI.1a.4.1. Частичное плавление. Влияние давления как фактора, контролирующего состав расплава в процессе частичного плавления в мантии, уже рассматривалось. Однако состав расплава в точке начала плавления предопределен лишь для главных элементов, по отношению к которым данный расплав является насыщенным, а также для изоморфных с ними элементов, для которых характерно равновесное распределение между жидкой и твердой фазами. «Остаточные» или «несовместимые» элементы почти полностью входят в состав жидкой фазы, где их концентрации изменяются в обратной пропорциональной зависимости от степени плавления. Пусть C_L — концентрация элемента во вновь образующейся жидкой фазе, C_0 — валовая концентрация этого элемента в исходном веществе до начала плавления, C_L/C_0 — степень обогащения элементом жидкости; если X — доля жидкой фазы, образовавшейся при плавлении, то

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{X + K(1 - X)}$$

Если величина K стремится к нулю, C_L/C_0 стремится к $1/X$; если X стремится к нулю, C_L/C_0 стремится к $1/K$, т. е. к максимальной степени обогащения (фиг. 2).

VI.1a.4.2. Фракционная кристаллизация. Фракционная кристаллизация при эволюции магм традиционно рассматривается как процесс, протекающий внутри жидкого магматического тела, изолированного зоной закалки от взаимодействия с окружающей твердофазовой средой, причем кристаллизующиеся фазы быстро удаляются, не вступая в реакцию с жидкостью. Таким образом, состав жидкости изменяется в ходе процесса фракционирования по мере исчезновения или образования новых минеральных фаз. Состав конечного расплава может существенно отличаться от исходного или от возникшего при частичном плавлении. Например, при низких давлениях фракционная кристаллизация щелочного базальта может привести к образованию конечного расплава, близкого по составу к тройной эвтектике полевой шпат — нефелин — лейцит в системе SiO_2 — NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 . Элементы, изоморфные с главными компонентами расплава, также подвергаются непрерывному фракционированию, так что конечный расплав может быть почти полностью лишен



Фиг. 2. Обогащение или обеднение рассеянными элементами остаточной жидкости для различных значений коэффициента распределения K по механизмам: частичного плавления (а); фракционной кристаллизации (б) и зонного плавления (в).

компонентов, кристаллизующихся в раннюю стадию или представляющих высокотемпературные члены каких-либо серий твердых растворов. Например, фракционирование пары элементов магний — железо в системе $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ [3] приводит к появлению на конечных стадиях фаз, обогащенных железом, т. е. к формированию феррогаббро в расчлененных интрузиях. Остаточные элементы почти полностью остаются в жидкой фазе, причем их конечные концентрации зависят от степени кристаллизации и доли остаточной жидкости (X):

$$\frac{C_L}{C_0} = X^{K-1}.$$

Если K стремится к нулю, C_L/C_0 стремится к $1/X$; когда значение K близко к нулю, тогда, если X стремится к нулю, то C_L/C_0 стремится к бесконечности.

Если построить график изменений концентрации элементов в остаточной жидкости в процессе ее непрерывной кристаллизации не в обычном принятом линейном, а в логарифмическом масштабе (фиг. 2), то четко проявляются отличия этого процесса от частичного плавления. При частичном плавлении достигается верхний предел обогащения, равный $1/K$, тогда как при фракционной кристаллизации этого не происходит.

VI.1a.4.3. Фракционная кристаллизация в сочетании с реакциями в мантии. Находящееся в жидком состоянии магматическое тело располагается внутри мантии на такой глубине, где локальная температура лишь несколько ниже температуры солидуса, поэтому это тело будет охлаждаться и уменьшаться в объеме весьма медленно. В таких условиях маловероятно, чтобы химическая изоляция расплава могла осуществляться с помощью зоны закалки; напротив, скорее всего он непрерывно реагирует с окружающей кристаллической средой. Даже в про-

цессе охлаждения и кристаллизации магма растворяет вещество пород кровли. В подобных условиях распределение главных элементов в расплаве, контролируемое непрерывно устанавливающимся равновесием с минералами мантии, будет таким же, как и при частичном плавлении в аналогичном режиме температур и давлений. Точно так же и изоморфные с ними элементы будут содержаться в концентрациях, аналогичных наблюдаемым при частичном плавлении. Иными словами, если жидкая и твердые фазы находятся между собой в равновесии, то состав жидкости заранее предопределен независимо от того, формируется ли он *in situ* в процессе частичного плавления или поступает из какого-либо внешнего источника.

Остаточные элементы селективно концентрируются в остаточной жидкости, как показано на предыдущих примерах. Тем не менее уравнение

$$\frac{C_L}{C_0} = X^{K-1}.$$

может быть неточным для определения степени обогащения расплава остаточными элементами. Непрерывное взаимодействие между жидкостью и твердыми фазами способствует достижению максимального обогащения, равного $1/K$, как и при частичном или зонном плавлении. Процессы, связанные с реакциями в мантии, качественно описаны Харрисом [11] и детально рассмотрены Грином и Рингвудом [10] под названием «реакции со вмещающими породами».

VI.1a.4.4. Зонное плавление. Концепция зонного плавления в том виде, в каком она применяется к проблемам геохимии, предполагает, что в условиях достаточно высоких температур расплавленная масса может перемещаться в мантии вверх без существенной потери тепла или уменьшения объема. Движение массы заключается в гидродинамическом подъеме расплава, растворении пород кровли, а также осаждении кристаллического вещества у дна магматического тела. Этот процесс происходит самопроизвольно, поскольку в условиях градиента гравитационного давления твердые фазы более растворимы в магме при низких давлениях в апикальной части тела, чем при высоких давлениях у его дна. В любой точке этого восходящего потока концентрация главных и изоморфных с ними элементов в жидкой фазе определяется термическим и барическим равновесием в этой точке, т. е. они такие же, как и в расплаве, возникающем *in situ* в результате частичного плавления. Однако остаточные элементы переходят из твердой мантии в жидкую фазу и переносятся вместе с ней кверху. В связи с этим могут возникнуть аномально высокие концентрации остаточных элементов в некоторых расплавах, которые по другим признакам кажутся обычными продуктами частичного плавления [11, 14]. Описываемый процесс используется советскими геохимиками для объяснения химического разделения вещества мантии и коры [39, 43, 40].

Обогащение расплава остаточными элементами может зависеть от величины n — числа длин зон¹ (т. е. числа объемов твердых фаз, прореагировавших с данным объемом жидкой фазы):

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{K} - \left(\frac{1}{K} - 1 \right) e^{-Kn}.$$

Если n стремится к бесконечности, то C_L/C_0 стремится к $1/K$, т. е. к тому же пределу, который характеризует частичное плавление. В этом

¹ n — величина, равная отношению расстояния, на которое переместилась расплавленная зона, к ее длине. Эта величина пропорциональна отношению общего объема переработанного вещества к объему расплава. — *Прим. перев.*

	Процесс	Главные элементы	Изоморфные элементы	Остаточные элементы
1	Частичное плавление	Состояние насыщения	Равновесные концентрации	$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{X + K(1-X)}$
2	Фракционная кристаллизация	Конечная полевошпатовая эвтектика	Крайняя степень фракционирования	$\frac{C_L}{C_0} = X^{K-1}$
3	Фракционная кристаллизация в сочетании с реакциями в мантии	Состояние насыщения	Равновесные концентрации	
4	Зонное плавление	То же	То же	$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{K} - \left(\frac{1}{K} - 1\right)e^{-Kn}$

отношении продукты зонного плавления неотличимы от образующихся в аналогичных условиях температуры и давления при крайне незначительной степени частичного плавления (фиг. 2).

VI.1a.4.5. Характеристика жидких фаз, возникающих при участии рассмотренных четырех процессов, представлена в форме таблицы (табл. 1).

Что касается магм мантийного происхождения, то лишь процесс фракционной кристаллизации приводит к образованию четко диагностируемых, преимущественно полевошпатовых или фельдшпатоидных лейкократовых пород, таких, как фонолиты или трахиты, обедненных никелем и магнием по отношению к железу. Но даже и в этом случае процесс не может толковаться однозначно, поскольку фонолиты и трахиты в равной мере могут формироваться в результате частичного плавления мафических щелочных пород.

Основная, или базальтовая, магма, в которой отношения содержания главных и изоморфных с ними элементов отвечают величинам, которые можно ожидать в расплаве, возникшем в мантии в результате частичного плавления, может образоваться в результате процессов 1, 3 и 4. Трудность заключается в установлении отличительных особенностей каждого из этих процессов. Лишь изучение остаточных элементов обещает какую-то перспективу в решении этой проблемы и дает два возможных критерия.

Первый из них — уровень валовой концентрации остаточных элементов. Если щелочной базальт содержит на два порядка больше калия и других остаточных элементов по сравнению с первичным составом верхней мантии, то это соответствует плавлению менее 1% мантийного вещества. Трудно представить, каким образом могла сегрегироваться такая малая доля интерстиционной жидкости. При объяснении этого факта с помощью процессов 3 и 4 не возникает каких-либо трудностей. С другой стороны, возможно, что вещество верхней мантии уже в значительной мере неоднородно: вследствие проявления ранних стадий частичного плавления, зонного плавления и т. п. могли образоваться области, резко обогащенные остаточными рассеянными элементами. В этом случае той же концентрации остаточных элементов может соответствовать большая степень частичного плавления и трудность в объяснении механизма отделения расплава отпадает. Аномальные первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во многих сериях калиевых пород могут свидетельствовать о подобной многостадийности их происхождения.

Другой возможный критерий — коэффициенты распределения. Если $K=0$, все процессы приводят к одному и тому же результату. Однако реальные коэффициенты распределения могут быть больше нуля. Если коэффициент распределения какого-либо элемента $K=0,1$, то максимально возможная степень обогащения при частичном или зонном плавлении будет лишь в 10 раз выше фоновой концентрации, тогда как фракционная кристаллизация теоретически допускает гораздо более значительную степень обогащения (ср. фиг. 2, $a-s$).

В настоящее время из-за отсутствия данных различия рассматриваемых процессов представляются неопределенными, однако более детальный анализ поведения ряда элементов может выявить совершенно четкие диагностические признаки каждого из этих процессов (хотя возможно, что большинство магм в той или иной степени обязано своим происхождением воздействию всех этих процессов). Гаст [7] и Хаббард [15], используя в качестве индикаторов рассеянные элементы, предположили, что щелочные базальты являются продуктами процесса частичного плавления, а не фракционной кристаллизации. В частности, реальным критерием происхождения магм является распределение редкоземельных элементов, в то время как изотопные отношения стронция и свинца могут указывать на время начала процессов сегрегации расплавов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Anderson A. T., Greenland L. P., Phosphorus fractionation diagram as a quantitative indicator of crystallization of basaltic liquids, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **33**, 493—505, 1969.
2. Bose M. K., The upper mantle and alkalic magmas, *Norsk. Geol. Tidsskr.*, **47**, 121—129, 1967.
3. Bowen N. L., Schairer J. F., The system $MgO - FeO - SiO_2$, *Am. J. Sci.*, **29**, 151—217, 1935.
4. Boyd F. R., England J. L., Davis B. T. C., Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, $MgSiO_3$, *J. Geophys. Res.*, **69**, 2101—2109, 1964.
5. Clark S. P., Ringwood A. E., Density distribution and constitution of the mantle, *Rev. Geophys.*, **2**, 35—88, 1964.
6. Davis B. T. C., Schairer J. F., Melting relations in the join diopside — forsterite — pyrope at 40 kilobars and at one atmosphere, *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **64**, 123—126, 1965.
7. Gast P. W., Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **32**, 1057—1086, 1968.
8. Gilbert M. C., Reconnaissance study of the stability of amphiboles at high pressure, *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **67**, 167—170, 1969.
9. Green D. H., Origin of basaltic magmas, in Hess H. H., Poldervaart A., eds., *Basalts*, **2**, Interscience, New York, 835—862, 1968.
10. Green D. H., Ringwood A. E., The genesis of basaltic magmas, *Contr. Miner. Petrology*, **15**, 103—190, 1967.
11. Harris P. G., Zone refining and the origin of potassic basalts, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **12**, 195—208, 1957.
12. Harris P. G., Segregation processes in the upper mantle, in Runcorn S. K., ed., *Mantles of the Earth and Terrestrial Planets*, Interscience, London, 305—317, 1967.
13. Harris P. G., Basalt type and African rift valley tectonism, *Tectonophysics*, **8**, 427—436, 1969.
14. Harris P. G., Middlemost E. A. K., The evolution of kimberlites, *Lithos*, **3**, 77—88, 1969.
15. Hubbard N. J., A chemical comparison of oceanic ridge, Hawaiian tholeiitic and Hawaiian alkalic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 346—352, 1969.
16. Kay R., Hubbard N. J., Gast P. W., Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks, *J. Geophys. Res.*, **75**, 1585—1613, 1970.
17. Kuno H., Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas, *Bull. Volcan.*, **20**, 37—76, 1959.
18. Kuno H., Volcanological and petrological evidences regarding the nature of the upper mantle, in Gaskell T. F., Ed., *The Earth's Mantle*, Academic Press, London, 89—110, 1967.

19. *Kushiro I.*, The liquidus relations in the systems forsterite — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ — silica and forsterite — nepheline — silica at high pressures, *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **64**, 103—109, 1965.
20. *Kushiro I., Syono Y., Akimoto S.*, Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures, *J. Geophys. Res.*, **73**, 6023—6029, 1968.
21. *Kushiro I., Yoder H. S., Nishikawa M.*, Effect of water on the melting of enstatite, *Bull. geol. Soc. Am.*, **79**, 1685—1692, 1968.
22. *Lubimova E. A.*, Theory of thermal state of the Earth's mantle, in *Gaskell T. F.*, ed., *The Earth's Mantle*, Academic Press, London, 231—323, 1967.
23. *McBirney A. R., Gass I. G.*, Relations of oceanic volcanic rocks to mid-oceanic rises and heat flow, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **2**, 265—276, 1967.
24. *MacDonald G. J. F.*, Geophysical deductions from observations of heat flow in *Lee W. H. K.*, ed., *Terrestrial Heat Flow*, *Geophys. Monogr.*, **8**, Am. Geophys. Union, 191—210, 1965.
25. *Murray C. G.*, Magma genesis and heat flow, differences between mid-oceanic ridges and African rift valleys, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**, 34—38, 1970.
26. *Neumann H., Mead J., Vitaliano C. J.*, Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **6**, 90—99, 1954.
27. *O'Hara M. J.*, Primary magmas and the origin of basalts, *Scott. J. Geol.*, **1**, 19—40, 1965.
28. *O'Hara M. J.*, The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks, *Earth Sci. Rev.*, **4**, 69—133, 1968.
29. *O'Hara M. J., Yoder H. S.*, Formation and fractionation of basic magmas at high pressures, *Scott. J. Geol.*, **3**, 67—117, 1967.
30. *Oxburgh E. R.*, Petrological evidence for the presence of amphibole in the upper mantle and its petrogenetic and geophysical implications, *Geol. Mag.*, **101**, 1—19, 1964.
31. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.*, Midocean ridges and geotherm distribution during mantle convection, *J. Geophys. Res.*, **73**, 2643—2661, 1968.
32. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.*, Problem of high heat flow and volcanism associated with zones of descending mantle convective flow, *Nature*, **218**, 1041—1043, 1968.
33. *Reay A., Harris P. G.*, The partial fusion of peridotite, *Bull. Volcan.*, **27**, 115—127, 1964.
34. *Ringwood A. E.*, Mineralogy of the mantle, in *Hurley P. M.*, ed., *Advances in Earth Science*, M.I.T. Press, Cambridge, Mass., 357—399, 1966.
35. *Saggerson E. P., Williams L. A. J.*, Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the Northern Tanganyika alkaline district, *J. Petrology*, **5**, 40—81, 1964.
36. *Schilling J. G., Winchester J. W.*, Rare-earth fractionation and magmatic processes, in *Runcorn S. K.*, ed., *Mantles of the Earth and Terrestrial Planets*, Interscience, London, 267—283, 1967.
37. *Sugimura A.*, Spatial relations of basaltic magmas in island arcs, in *Hess H. H., Pol-dervaart A.*, eds., *Basalts*, **2**, Interscience, New York, 537—571, 1968.
38. *Varne R.*, Hornblende lherzolite and the upper mantle, *Contr. Miner. Petrology*, **27**, 45—51, 1970.
39. *Vinogradov A. P.*, Geochemical problems in the evolution of the ocean, *Lithos.*, **1**, 169—178, 1968.
40. *Vinogradov A. P., Yaroshevskii A. A.*, Physical conditions of zone melting in the Earth's Mantle, *Geochem. Internat.*, **2**, 607, 1965.
41. *Wager L. R., Brown G. M., Wadsworth W. J.*, Types of igneous cumulates, *J. Petrology*, **1**, 73—85, 1960.
42. *Wright J. B.*, Petrographic sub-provinces in the Tertiary to Recent Volcanics of Kenya, *Geol. Mag.*, **102**, 541—557, 1965.
43. *Yaroshevskii A. A.*, The principle of zone melting and its application to certain geochemical problems, in *Vinogradov A. P.*, ed., *Chemistry of the Earth's Crust*, Israel Prog. for Scientific Translations, Jerusalem, **2**, 54—65, 1967.
44. *Yoder H. S.*, Change of melting point of diopside with pressure, *J. Geol.*, **60**, 364—374, 1952.
45. *Yoder H. S., Kushiro I.*, Melting of a hydrous phase, phlogopite, *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **67**, 161—167, 1969.
46. *Yoder H. S., Tilley C. E.*, Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrology*, **3**, 342—532, 1962.

VI.16. Плавление в глубинных зонах коры¹

Д. Бейли

Вопрос о плавлении пород, т. е. об изменении состояния вещества, которое в конечном счете определяет происхождение всех магматических пород, как ни странно игнорируется петрологами. В идеях о происхождении магматических пород доминируют представления о кристаллизации расплава, происхождение которого редко изучают или рассматривают, а иногда о нем вообще не упоминают. Точно так же можно было бы дать описание процесса виноделия, начав его сразу с брожения и не упомянув о выжимании виноградного сока из гроздей. В связи с этим настоящий раздел главы об анатексисе представляет собой не столько обзор, сколько попытку оценить возможность происхождения щелочных пород в результате плавления.

Для подобной оценки необходимо принять во внимание следующие четыре фактора:

- а) типы расплавов и все их отличительные особенности;
- б) возможные источники вещества в нижней коре;
- в) вероятные физические условия, доминирующие в этих зонах;
- г) возможные механизмы, приводящие к плавлению.

Лишь в пределах изложенных аспектов мы можем судить о возможности анатексиса в глубинах коры, который обуславливает появление щелочных магм, наблюдаемых на более высоких уровнях земной коры. В этом разделе будут рассмотрены лишь стабильные континентальные условия. Если анатексис и проявляется в орогенических или подвижных поясах, то щелочные магмы вовсе не характерны для этих условий.

VI.16.1. Типы расплавов. Без особого риска можно допустить, что щелочные базальты, базаниты и нефелиниты имеют первично мантийное происхождение и, следовательно, находятся вне рамок настоящего обсуждения (VI.1a). Рассматриваемые здесь щелочные магмы представлены трахитами, фонолитами, пантеллеритами, комендитами и их плутоническими эквивалентами. Они присутствуют в небольших количествах в щелочно-базальтовых провинциях и характерны для петрогенетической системы с остаточными расплавами нефелин — кальсилит — кремнезем, изученной Боуэном [7]. Эти низкотемпературные образования, по-видимому, представляют собой конечные продукты фракционной кристаллизации. Когда же такие породы в значительных масштабах формируются в щелочных провинциях континентов, то возникает вопрос: являются ли они продуктами частичного плавления вещества коры?

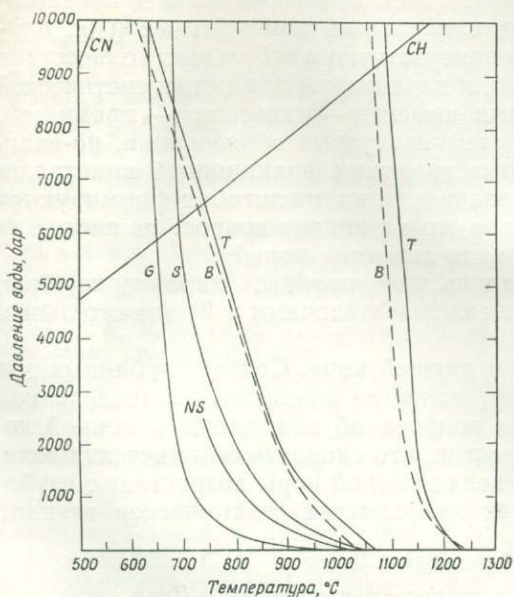
Магмы, из которых образовались эти породы, характеризуются: 1) заметной тенденцией к пересыщенности щелочами и 2) значительным выделением летучих компонентов.

VI.16.2. Источники вещества в нижней коре. Состав глубинных зон коры (ниже 20 км), по-видимому, является наиболее неопределенной областью знания при обсуждении вопроса об анатексисе в земной коре. В течение многих лет было известно, что скорость сейсмических волн, а значит, и плотность пород в пределах земной коры возрастает с глубиной, причем в некоторых районах проявляется сейсмическая граница

¹ В дальнейшем тексте используется термин «нижняя кора». — *Прим. перев.*

(раздел Конрада). Из этих наблюдений выросла концепция существования верхнего слоя земной коры, состав которого отвечает граниту (*сиаль*), подстилаемого слоем более плотных пород (*сима*). Сомнения относительно двуслойной структуры земной коры рассеялись после того, как было обнаружено, что сейсмические скорости в океанической коре совпадают с их величинами в нижней коре континентов, поэтому последнюю иногда рассматривали как принадлежащую к «базальтовому» слою [11]. Прямых данных о составе нижнего слоя не существует, а наиболее распространенное, но в какой-то мере предварительное суждение о «габброидной» нижней коре было подвергнуто сомнению Рингвудом и Грином [16]. Они показали, что в «сухих» условиях минеральные ассоциации габбро неустойчивы и любое вещество основного состава должно быть представлено гранулитами и эклогитами. Более высокая плотность гранулитов и эклогитов обуславливает значительно более высокие по сравнению с наблюдаемыми скорости сейсмических волн, поэтому Рингвуд и Грин пришли к выводу, что нижняя кора в основном состоит из гранулитов, состав которых варьирует от кислых до средних, а в отдельных районах, возможно, — из амфиболитов. Указанные аргументы базируются на несколько произвольном толковании и экстраполяции экспериментальных данных из области высоких в область более низких температур и давлений. Новейшие исследования перехода габбро — эклогит указывают на большую устойчивость габброидных минеральных ассоциаций в условиях нижней континентальной коры [12].

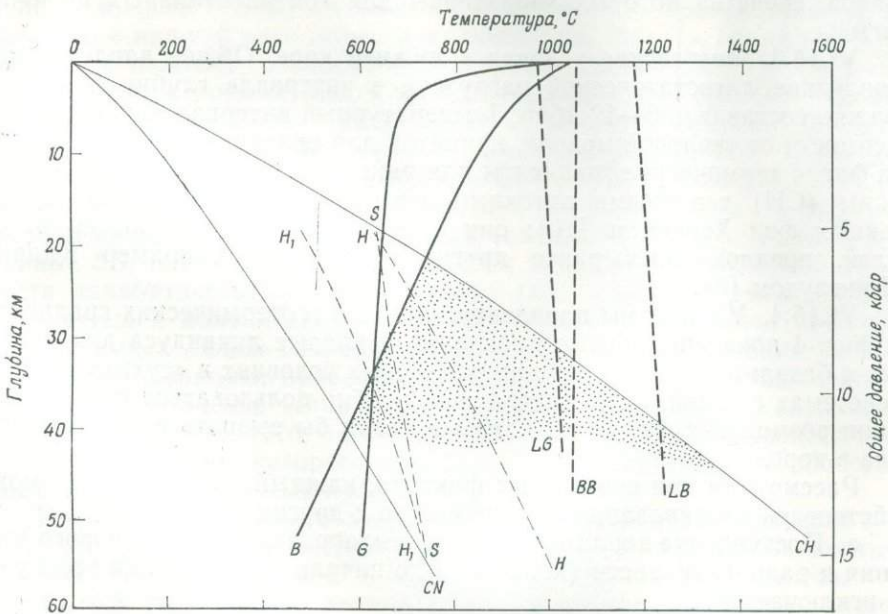
Ценное исследование состава нижней коры с помощью геофизических методов выполнено Джеймсом и др. [13]. На основании анализа всех детальных сейсмологических и гравиметрических данных в районе среднеатлантических штатов США они пришли к выводу о «мафической (возможно, амфиболитовой) нижней коре». Ссылка на «амфиболит» является данью уважения гипотезе Рингвуда и Грина; однако допущение существования безводных мафических минеральных ассоциаций находится в полном согласии с новейшими экспериментальными исследованиями и позволяет избежать серьезных противоречий, связанных с предположением о наличии «амфиболитов».



Фиг. 3. Кривые плавления наиболее распространенных магматических пород.

B — кривые плавления щелочного базальта; *T* — кривые плавления толентита; кривые справа представляют ликвидусы в присутствии воды, а слева — начало плавления в тех же условиях [20]; *G* и *S* кривые минимума плавления гранита и сиенита [14]; *NS* — аналогичная кривая для нефелинового сиенита [6]; прямые представляют геотермические градиенты континентальных районов с нормальным (*CN*) и высоким (*CH*) тепловыми потоками (фиг. 4).

Другим подходом к решению проблемы состава нижней коры является рассмотрение диаграмм плавления тех типов пород, которые могут присутствовать в этих условиях. На фиг. 3 показаны кривые плавления ряда типов горных пород в различных условиях, а на фиг. 4 — начало плавления пород щелочно-базальтового состава ($P_{H_2O} = P_{общ}$) и геотермический градиент. Из этих данных следует, что в районах с нормальным или превышающим среднюю величину тепловым потоком базальты в присутствии воды подвергаются частичному плавлению. При тех же условиях граниты и сиениты должны плавиться весьма интенсивно. Поскольку здесь не наблюдается широкого проявления вулканизма, можно сделать вывод, что либо породы нижней коры по составу не соответствуют интервалу базальт — гранит, либо для этих условий не характерны высокие парциальные давления воды. Первое предположение маловероятно, поскольку более тугоплавким составам пород должны соответствовать плотности, несовместимые с наблюдаемыми скоростями сейсмических волн. Таким образом, следует заключить, что вещество глубинных зон коры практически представлено безводными фазами. Рингвуд и Грин другим путем [16] пришли к такому же выводу. Они доказывают, что образование гранитных и метаморфических минеральных ассоциаций в более высоких зонах коры означает, что температуры в глубинных зонах, по-видимому, находятся в пределах интервала 600—1000 °С, и поэтому амфиболиты там могли быть преобразованы в гранулиты, а нижняя кора, возможно, в значительной степени дегидратирована. Однако это еще не разрешает всей проблемы, поскольку не учитываются экспе-



Фиг. 4. Диаграмма давление — температура, на которой показаны геотермические градиенты континентальных районов с нормальным (CN) и высоким (CH) тепловыми потоками [10].

В — кривая начала плавления щелочного базальта в присутствии воды [20]; заштрихованный участок представляет область, в которой начинается плавление «сухого» базальта при условии переноса воды в регионы с тепловым потоком, превышающим среднюю величину. SS — кривая изменения температуры при адиабатическом переносе воды ($\Delta S = 0$) из мантии в нижнюю кору; HH и H_1H_1 — кривые переноса воды из мантии в нижнюю кору при постоянной энтальпии для температур соответственно 1000 °С и 750 °С; G — кривая минимума плавления «гранита» в присутствии воды; LG — гипотетическая кривая плавления гранита в «сухих» условиях; BB — приближительная кривая начала плавления различных базальтов [20]; LB — ликвидус эглогита Гленелга [20] в «сухих» условиях.

риментальные данные [20], согласно которым при указанных условиях амфиболиты подвергаются частичному плавлению, не говоря уже о том, что интенсивно плавятся любые сиалические породы (фиг. 3). Поэтому изменения, происходящие в нижней коре при этих температурах, должны быть более глубокими, чем простая дегидратация: удаление воды будет сопровождаться отделением низкотемпературных расплавов. Поскольку в обнаженных участках фундамента континентов проявлены следы многостадийных процессов гранитообразования и метаморфизма, естественно предположить, что нижняя кора значительно обеднена сиалическим материалом и сложена в основном мафическими породами лишь с незначительным количеством остаточного фельзического вещества.

Таким образом, весь доступный в настоящее время фактический материал, по-видимому, указывает на мафический и в основном безводный состав нижней коры. Это мафическое вещество сформировалось в процессе длинной и сложной истории и, по-видимому, неоднородно. Существование нижней коры подобного типа накладывает жесткие ограничения на возможность образования щелочных магм в результате ее плавления: процесс плавления должен протекать в таких условиях, чтобы из неоднородного исходного материала могли сформироваться одни и те же конечные продукты. Трахитовые, риолитовые и фонолитовые расплавы, аналогичные образующимся в петрогенетической системе с остаточными расплавами, являются представителями низкотемпературных фракций, которые, вероятно, формируются в результате эволюции широкого спектра исходных базитовых составов. Однако возникает вопрос: какие дополнительные факторы необходимы для возникновения подобных расплавов, свойства которых характерны для континентальных щелочных магм?

VI.16.3. Физические условия в нижней коре. Общее давление, обусловленное литостатической нагрузкой в интервале глубин 20—40 км, должно составлять 6—12 кбар. Температурный интервал варьирует в зависимости от тепловой модели, принятой для описания теплового потока. На фиг. 4 термические градиенты для районов с нормальным (CN) и высоким (CH) тепловыми потоками заимствованы из моделей предложенных фон Херценом [10]: они существенно не отличаются от моделей, предложенных ранее другими авторами, например Кларком и Рингвудом [8].

VI.16.4. Механизмы плавления. Помимо геотермических градиентов, на фиг. 4 показаны кривые плавления и кривые ликвидуса для гранитных и базальтовых составов при различных условиях в «сухих» системах и системах с водой. Этой диаграммой удобно пользоваться при рассмотрении возможных факторов, которые могли бы вызвать процесс анатексиса в коре.

Рассмотрим три возможных фактора, каждый из которых может действовать изолированно или совместно с другими:

а. Поступление тепла вследствие теплопроводности, теплового излучения и радиоактивности (конвекция до начала плавления на этом уровне исключается).

б. Снятие давления (декомпрессия) в таких условиях, когда вещество может изотермически плавиться при уменьшении давления (величина dT/dP при плавлении положительна).

в. Изменение общего состава вследствие привноса новых химических компонентов в нижнюю кору.

а. *Поступление тепла.* При обсуждении процесса плавления чаще всего в явной или скрытой форме предполагается, что этот механизм имеет первостепенное значение, однако он не может иметь решающего значения для анатексиса в условиях стабильной континентальной коры.

Во-первых, при радиоактивном распаде, выделении лучистой энергии и теплопереносе процесс плавления будет исключительно медленным. Во-вторых, остается извечная проблема локализации или направленного воздействия тепла. Привлекаются некоторые специальные тепловые процессы в подстилающей мантии, такие, как конвекция; однако сомнительно, может ли такой механизм вызвать анатексис в коре без первоначального широко развитого процесса плавления в мантии.

б. Плавление при декомпрессии. В более ранней работе [1] автор высказал предположение о том, что щелочные магмы могут формироваться при снятии литостатического давления; последнее непосредственно приводит к частичному плавлению в нижней коре и выносу летучих компонентов из подстилающей мантии. Эта проблема рассматривалась в связи с тектоническим контролем, и предложенный механизм магмообразования был слишком упрощенным. Из фиг. 4 очевидно, что в условиях «сухой» нижней коры механизм частичного плавления, обусловленного только декомпрессией, маловероятен, за исключением районов с повышенным тепловым потоком, например в условиях, близких к кривой *LG*. Эти условия возможны, но, по-видимому, реализуются лишь там, где действуют некоторые внешние источники тепла, например в области уже существующего магматического очага. Вторая сторона данного механизма, связанная с выносом летучих компонентов из подстилающей мантии, может являться решающим фактором анатексиса в нижней коре.

в. Привнос летучих компонентов в нижнюю кору. Анализ кривых плавления в присутствии воды для гранитных и базальтовых составов (фиг. 4, кривые *G* и *B*) на диаграмме давление — температура показывает, что в нижней коре существует обширная область, где граниты подвергаются полному, а габбро — частичному плавлению. Поэтому в регионах коры с нормальным или превышающим нормальный тепловым потоком поступление летучих из нижележащей мантии может послужить причиной частичного плавления в нижней коре. Летучие компоненты являются не только причиной плавления в связи с принципиальным изменением валового химического состава системы, но и действенным агентом привноса тепла и повышения температуры в зоне нижней коры. Кривые *SS*, *NN* и H_1N_1 принадлежат к кривым температурной зависимости адиабатического переноса воды [4]. В связи с этим дегазация нижележащей мантии является механизмом, который стоит рассматривать в рамках любой гипотезы анатексиса в коре. Дегазация выполняет двойную функцию: происходит уменьшение интервала плавления пород и сосредоточение тепла в зоне, где оно производит максимальное воздействие. Кроме того, дегазация обуславливает такой процесс теплопереноса, скорость которого намного превышает скорость любого из обычно рассматриваемых процессов.

На основании вышеупомянутых соображений автор приходит к выводу, что анатексис в нижней коре возможен в стабильных континентальных районах, особенно в присутствии летучих компонентов.

VI.16.5. Анатексис в земной коре в условиях открытой системы. В большинстве дискуссий авторы склонны считать плавление изохимическим процессом, который в значительной мере зависит от возрастания количества тепла в системе. Однако при детальном рассмотрении это положение кажется неправдоподобным, поскольку тепловые процессы неизбежно вызовут тектонические и химические изменения, которые затронут прилегающие области. Магмообразование должно представлять собой сложный процесс, который включает изменение первичного режима температуры, давления и химической среды. Невозможно представить природную систему, подверженную изменению температуры и давления,

которая была бы закрытой по отношению к летучим и подвижным элементам. В концепции магмообразования в различной степени должны учитываться все три фактора: количество тепла, давление и химические изменения. При этом встает вопрос: какова их относительная роль в образовании щелочных магм в процессе анатексиса в земной коре? Это можно оценить лишь исходя из характеристики щелочных магм:

1. Щелочные магмы приурочены к локальным участкам, часто к узким полосам земной коры, например рифтовым зонам. Такая локализация не может объясняться одним лишь подогревом.

2. Щелочной магматизм обнаруживает четкую приуроченность к районам континентальных поднятий (III.2). Какие бы силы при этом ни действовали, ниже зоны изгиба коры должно иметь место падение давления либо во время поднятия, либо после релаксации вызывающих его сил. Можно себе представить плавление в результате простой декомпрессии, однако маловероятно, что последняя является единственной причиной магмообразования, поскольку привнос летучих должен изменить общий химический состав.

3. Щелочной магматизм сопровождается активной деятельностью летучих компонентов. Поэтому роль летучих компонентов как флюсов считают важным фактором магмообразования.

4. Пересыщенность магм щелочами и метасоматические изменения около интрузий указывают на высокие концентрации щелочей. Летучие компоненты вместе с подвижными, особенно щелочными, элементами также имеют важное значение в магмообразовании.

5. Несмотря на вероятную гетерогенность нижней коры, магмы имеют *постоянный*, хотя и необычный состав; для них особенно характерны высокие концентрации щелочных и редких элементов. Это было бы невозможно в случае, если плавление контролировалось бы *только* изменениями температуры и давления. При этом фракции с низкой температурой плавления были бы обязательно фельзическими, а типы пород насыщенных и пересыщенных глиноземом не только могли бы присутствовать, но, по-видимому, даже преобладали бы, поскольку материнские породы, как правило, относятся к этому типу. Поэтому заранее предполагают, что лишь внешний фактор контроля, подобный привносу летучих и щелочных элементов, может постоянно приводить к формированию высокощелочных магм из гетерогенных первичных пород.

Интенсивное воздействие подвижных щелочных элементов со всей полнотой проявляется во вмещающих породах вокруг щелочных интрузий. Детально описана фенитизация [15, 18], которую можно представить как процесс, ведущий к «метасоматической конвергенции». Вокруг карбонатитов Руфунса, характеризующихся высоким уровнем эрозионного среза [2], граниты, песчаники и аргиллиты постепенно превращаются в полевошпатовые породы (сиениты). Тугоплавкие аргиллиты в процессе метасоматоза изменяют свой состав, в результате чего их плавление протекает более полно и при более низкой температуре. В более глубоких комплексах метасоматическая конвергенция приводит к возникновению нефелиновых сиенитов, температура образования которых иногда достигает точки частичного плавления [9]. Все эти примеры гомогенизирующего воздействия переноса щелочей относятся к объектам незначительного масштаба, расположенным в верхних зонах земной коры. При этом образуются породы, отвечающие по составу типичным континентальным щелочным магмам. Нетрудно себе представить, что аналогичный процесс, проявленный более интенсивно, должен играть роль существенного контролирующего фактора при анатектическом магмообразовании в нижней коре.

Изложенные выше соображения в особенности относятся к случаям мобилизации подвижных элементов в условиях существования активных каналов их переноса. Можно ожидать, что в течение более длительных периодов времени обширные монолиты кратонов повсеместно подвергаются инфльтрации подвижных элементов, выделяемых подстилающей мантией. Это приводит к постоянному привносу фельзических компонентов в вещество нижней коры. Последующее поступление тепла или проявления метаморфизма должны приводить к мобилизации этих «легких» компонентов и формированию гранитных пород в верхних этажах земной коры. Такая модель «сиалической подкладки» обсуждается в другой работе автора [5]; на возможность подобного процесса указывал также Шеклтон [17].

Новейшие экспериментальные исследования плавления акмита [3] показали, что уменьшение парциального давления кислорода P_{O_2} приводит к понижению температурного интервала плавления акмита более чем на 170°C и образованию богатого щелочами расплава при переходе акмита в натровый амфибол. Есть указания на то, что падение парциального давления кислорода в природных условиях в значительной мере способствует интенсивному образованию низкотемпературных расплавов, пересыщенных щелочами, что указывает на еще один аспект решающей роли летучих компонентов и их состава в процессе формирования щелочных магм.

VI.16.6. Заключение. Рассмотрение условий, господствующих в пределах нижней коры, ее природы и типичных особенностей магматизма приводит к заключению о том, что щелочные фельзические магмы в *широких масштабах* формируются при частичном плавлении в нижней коре. Основным контролирующим фактором является падение давления на глубине, приводящее к поступлению летучих и подвижных элементов из подстилающей мантии. Летучие и подвижные элементы обуславливают уменьшение температурного интервала плавления пород нижней коры, приводят к концентрации тепла в активных зонах и придают фельзическим магмам специфический щелочной характер. На наиболее глубоких уровнях земной коры типичные магмы, вероятно, имеют фonoлитовый состав. По мере продвижения фронта плавления на более высокий уровень коры, где, как правило, присутствуют более кремнекислые первичные породы, состав образующихся магм приближается к трахитовому. В некоторых случаях возникающие магмы могут быть пересыщены кремнеземом и ассоциируются с пантеллеритовыми и комендитовыми «остаточными» расплавами. Примеры приложения подобной концепции читатель найдет в гл. III.2.

Мощная континентальная плита выполняет тройную функцию:

1. Общее эволюционное отделение летучих из подстилающей мантии замедлено или затруднено на обширной площади.

2. В плите могут возникать разломы и куполообразные складки, в связи с чем появляются каналы, по которым поступают летучие, обуславливающие локализацию процессов плавления.

3. Вещество нижней коры становится доступным источником фельзических компонентов.

Автор не утверждает, что аналогичные фельзические магмы не могут сформироваться в результате иных процессов, таких, как фракционная кристаллизация базальтовой магмы. В самом деле, некоторые магмы такого типа могут возникать в мантии [19], однако объем таких тел, несомненно, ограничен, в то время как охарактеризованный выше процесс анатексиса в нижней коре находится в соответствии с широкими масштабами образования щелочных магм в главных континентальных провинциях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bailey D. K.*, Crustal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism, *J. Geophys. Res.*, **69**, 1103—1111, 1964.
2. *Bailey D. K.*, Carbonatite volcanoes and shallow intrusions in Zambia, in *Tuttle O. F., Gittins J.*, eds., *The Carbonatites*, John Wiley and Sons, New York, 1966.
3. *Bailey D. K.*, The stability of acmite in the presence of H₂O, *Am. J. Sci.*, **267-A**, Schairer Volume, 1—18, 1969.
4. *Bailey D. K.*, Volatile flux, heat focussing and the generation of magma, *Geol. J. Spec. Iss.*, **2**, 177—186, 1970.
5. *Bailey D. K.*, Uplift, rifting and magmatism in continental plates, Leeds University J. Earth Sciences, 1972.
6. *Barker D. S.*, Alkalic rocks of Litchfield, Maine, *J. Petrology*, **6**, 1—27, 1965.
7. *Bowen N. L.*, Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology, *Am. J. Sci.*, **33**, 1—21, 1937.
8. *Clark S. P., Ringwood A. E.*, Density distribution and constitution of the mantle, *Rev. Geophys.*, **2**, 35—88, 1964.
9. *Eckermann von H.*, The alkaline district of Alnö Islands, Sverig. Geol. Undersök., **36**, 1948.
10. *Herzen R. P.*, Surface heat flow and some implications for the mantle, *The Earth's Mantle*, *T. F. Gaskell*, ed., Academic Press, London, 197—230, 1967.
11. *Hodgson J. H.*, Earthquakes and Earth Structure, Prentice-Hall, New Jersey, 1964.
12. *Ito K., Kennedy G. C.*, An experimental study of the basalt — garnet granulite — eclogite transition, in *Heacock J. G.*, ed., *The structure and physical properties of the Earth's crust*, *Am. Geophys. Union, Geophys. Mon.*, **14**, 383—427, 1971.
13. *James D. E., Smith T. J., Steinhart J. S.*, Crustal structure of the Middle Atlantic States, *J. Geophys. Res.*, **73**, 1983—2007, 1968.
14. *Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.*, The granite system at pressures of 4 to 10 kb, *J. Geophys. Res.*, **69**, 759—773, 1964.
15. *McKie D.*, Finitization, in *Tuttle O. F., Gittins J.*, eds., *The Carbonatites*, John Wiley and Sons, New York, 261—294, 1966.
16. *Ringwood A. E., Green D. H.*, An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications, *Dept. Geophys. Geochem. Austral. Nat. Univ. Publ.*, **444**, 61—103, 1966.
17. *Shackleton R. M.*, On the origin of some African granites, *Proc. Geol. Ass.*, **81**, 549—559, 1970.
18. *Verwoerd W. J.*, Finitization of basic igneous rocks, in *Tuttle O. F., Gittins J.*, eds., *The Carbonatites*, John Wiley and Sons, New York, 295—308, 1966.
19. *Wright J. B.*, Olivine nodules in trachyte from the Jos Plateau, Nigeria, 1969.
20. *Yoder H. S., Tilley C. E.*, Origin of basalt magmas, *J. Petrology*, **3**, 342—532, 1962.

VI.2. РОЛЬ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Р. Макдоналд

VI.2.1. Введение

При нанесении нормативных составов некоторых восточно-африканских щелочных силикатных лав на диаграмму кварц — нефелин — кальсит (Q—Ne—Ks) оказалось, что точки их составов приурочены к температурному трогю на поверхности ликвидуса. Боуэн [13] рассматривает это как признак равновесных взаимоотношений кристалл—расплав и приходит к выводу, что в процессе формирования этих пород решающую роль играла фракционная кристаллизация. В настоящее время

накоплен значительный объем экспериментальных данных, свидетельствующих о том, что при фракционировании магмы основного состава остаточные расплавы обогащаются щелочными алюмосиликатами. Эти данные, а также прямые факты существования дифференцированных интрузий, фазовые ассоциации основной массы пород, наличие остаточных стекол привели большинство петрологов к убеждению в том, что фракционная кристаллизация базальтовой магмы является основной причиной дифференциации щелочных пород. В данной главе приводится обзор некоторых аспектов современных исследований природы наиболее распространенных калийных щелочных магм и их эволюции в ходе фракционной кристаллизации.

VI.2.2. Родоначальные магмы основного состава

Кумс [24] показал, что направление фракционной кристаллизации щелочно-базальтовой магмы зависит главным образом от ее исходного состава. Промежуточная группа умеренно щелочных магм, которые характеризуются отсутствием заметных количеств нормативного гиперстена или нефелина, дает дифференциаты, точки составов которых расположены вблизи плоскости критической недосыщенности кремнеземом (II.4) [78]. Эволюция составов этих магм приводит к появлению гавайитовых и муджиеритовых пород, а затем трахитовых остаточных расплавов, расположенных по обе стороны полевошпатового разреза системы Q—Ne—Ks. В условиях интенсивного фракционирования трахитовые магмы сами по себе дифференцируются с образованием фонолитовых или щелочно-риолитовых остаточных расплавов. Базанитовые и нефелинитовые магмы следуют по пути кристаллизации более недосыщенных кремнеземом расплавов; при этом могут возникать дериваты фонолитового состава без промежуточной трахитовой стадии. Райт [72], а также Сеггерсон и Уильямс [54] предполагают, что две контрастные по составу ассоциации вулканических пород южной Кении и северной Танзании следуют в своей эволюции двум различным направлениям фракционирования: меланефелинит — нефелинит — фонолит и щелочной базальт — трахит — (комендит). Уилкинсон [71] приводит аналитические данные о составе остаточных стекол из третичных основных лав Нового Южного Уэльса; составы стекол из щелочного оливинового базальта отвечают трахиту, а из нефелинового базанита — фонолиту. Аналогичные соотношения степени недосыщенности кремнеземом в родоначальных магмах и их дериватах описаны ди-Алмейда [2] для района Атлантического океана. Островные лавы разделяются им по составу на гиперщелочные, включающие лавы островов Тринидад, Фернанду-ди-Норонья, Зеленого Мыса, Сан-Томе и Принсипи и Канарских островов, и миощелочные, к которым относятся лавы острова Мадейра и островов Срединно-Атлантического хребта. Гиперщелочная группа, за исключением части вулканической серии Канарских островов, принадлежит к резко недосыщенным кремнеземом ассоциациям и приблизительно эквивалентна континентальной нефелинит-фонолитовой серии, в то время как миощелочная группа сопоставима с промежуточной группой щелочных базальтов по Кумсу.

Куно [36], а также Кумс и Уилкинсон [25] опубликовали обширные обзоры материалов, относящихся к направлениям фракционирования щелочных основных магм. В развитие своих ранних работ (см. выше) Кумс и Уилкинсон указали на существование непрерывного спектра эволюционных путей от основных к калийным расплавам в зависимости от состава родоначальной магмы. Эти авторы выделяют следующие главные серии:

Натровые

- 1) щелочной базальт — гавайит — муджиерит — бенморейт — трахит;
- 2) базанит — нефелиновый гавайит — нефелиновый муджиерит — нефелиновый бенморейт — фонолит;
- 3) нефелинитовая серия — ? (нет достаточных данных).

Калиевые

- 4) трахибазальт — трахиандезит — тристанит — трахит;
- 5) санидиновый базанит — нефелиновый трахиандезит — нефелиновый тристанит — фонолит.

Прежде чем приступить к рассмотрению природы остаточных расплавов этих разновидностей основных магм, целесообразно сделать обзор современных взглядов на противоречия в петрологии изверженных пород, которые имеют непосредственное отношение к оценке роли фракционной кристаллизации базальтовой магмы в происхождении щелочных пород.

VI.2.3. Разрывы в содержаниях кремнезема

Чейес [21] убедительно показал, что среди опубликованных анализов лав с океанических островов весьма редки образцы с содержанием кремнезема выше 53%, но ниже 57%, которые представляют «разрыв Дели». Хотя статистические данные отсутствуют, этот разрыв, по-видимому, также существует и в континентальных провинциях, например в Гренландии (IV.1) и Кении [73]. Факту существования «разрыва Дели» Чейес придавал важное петрогенетическое значение, поскольку это заставляет усомниться в общепринятой концепции генезиса серии базальт → трахит по механизму кристаллизационной дифференциации, который предполагает, что объемы последовательно кристаллизующихся пород постепенно уменьшаются.

Отвечая Чейесу [21], Харрис [35], а также Бейкер [8] и Канн [16] предположили, что имело место относительное завышение числа образцов океанических трахитов по сравнению с трахиандезитами, так как первые встречаются в виде устойчивых по отношению к эрозии куполов и некков, а также характеризуются эффектным внешним обликом, что могло привести к ошибкам при штучном опробовании. Трахиандезиты обычно выглядят невзрачными и в поле их можно не отличить от базальтов; кроме того, они легче подвергаются выветриванию по сравнению с трахитами. Эти факты могли способствовать недооценке числа образцов трахиандезитов, в особенности на островах, где объем средних и кислых горных пород незначителен. Современные детальные исследования, проведенные на Гавайских островах [40], архипелаге Тристанда-Кунья [35] и острове Святой Елены [8], показали, что в действительности лавы среднего состава более распространены, чем трахиты. Это заставило Бейкера [8] взять под сомнение факт существования «разрыва Дели», классическим примером существования которого долгое время считались лавы острова Святой Елены. Однако Брайан [15] обнаружил четкое бимодальное распределение лав на острове Сокорро с минимумом в интервале лав среднего состава. Очевидно, требуется дальнейшее накопление фактических данных для того, чтобы решить, является ли сравнительная дефицитность лав среднего состава реальностью или результатом ошибки опробования.

Ле-Метр [38] полагает, что причина малой распространенности лав среднего состава в последовательной серии базальт — трахит заключается не в их истинной дефицитности, а в особенностях эруптивного процес-

са. Иными словами, возникающие на глубине трахиандезитовые магмы не так легко вовлекаются в процесс излияния на поверхность, как более основные и более кислые магмы. При любых заданных температурах и давлениях кислые магмы обладают большей вязкостью по сравнению с основными. Существует и обратная зависимость: вязкость уменьшается в процессе последовательного кристаллизационного фракционирования от базальта к трахиту по мере накопления летучих компонентов. Поэтому магмы среднего состава могут быть более вязкими по сравнению с базальтами или трахитами и в ходе вулканического цикла так и не достигнут поверхности. В результате лавы (но не магмы) будут характеризоваться бимодальным распределением их составов.

Ярким примером различной распространенности лав разного состава может служить вулкан Джебель-Хариз к западу от Адена [30], который сложен древней серией риолитов, трахитов и базальтов вулканического конуса и более молодой кальдерной серией лав преимущественно среднего состава. Аналогичные взаимоотношения отмечаются в вулканах Аден и Малый Аден. Гасс и Маллик [30] предполагают, что кислые магмы, которые расположены наиболее близко к поверхности в пределах дифференцирующей магматической камеры, а также базальты со сравнительно низкой вязкостью могли весьма легко изливаться в ходе формирования вулканического конуса, тогда как вязкие магмы среднего состава извергались преимущественно в виде пирокластического материала при обрушении кальдеры. Если бы в вулканическом цикле отсутствовало обрушение кальдеры, то при изучении серий вулканического конуса был бы зафиксирован четко выраженный «разрыв Дели».

Еще одно объяснение существования разрыва в содержаниях кремнезема может заключаться в механизме кристаллизации. Чейес [21] полагает, что существование «разрыва Дели» несовместимо с образованием базальт-трахитовой ассоциации путем обычной фракционной кристаллизации, имея в виду, что последовательно формирующиеся остаточные расплавы должны кристаллизоваться в постоянно уменьшающихся количествах. Однако Брайан [15] и Уилкинсон [71] указывают, что разрывы в содержаниях кремнезема характерны для дифференцированных интрузий и являются одним из лучших доказательств фракционной кристаллизации. Уилли [76] представил модели, в которых явные разрывы в содержаниях кремнезема могут появиться в продуктах последовательной кристаллизационной серии как результат геометрических особенностей диаграмм фазовых равновесий. Поэтому существование непрерывного ряда составов пород от базальта до трахита не обязательно свидетельствует о фракционной кристаллизации; сочетание этой причины с некоторыми факторами физического контроля и дефектами опробования, о чем говорилось выше, может послужить объяснением существования «разрыва Дели» в океанических сериях.

Дефицитность средних пород в континентальных щелочных провинциях связана с высоким отношением объемов кислых лав к объемам основных лав, причем объемы кислых лав слишком велики, чтобы их можно было рассматривать как остаточные расплавы при фракционной кристаллизации наблюдаемых объемов базальтов. Эта проблема обсуждается в следующем разделе.

VI.2.4. Фракционирование салических магм

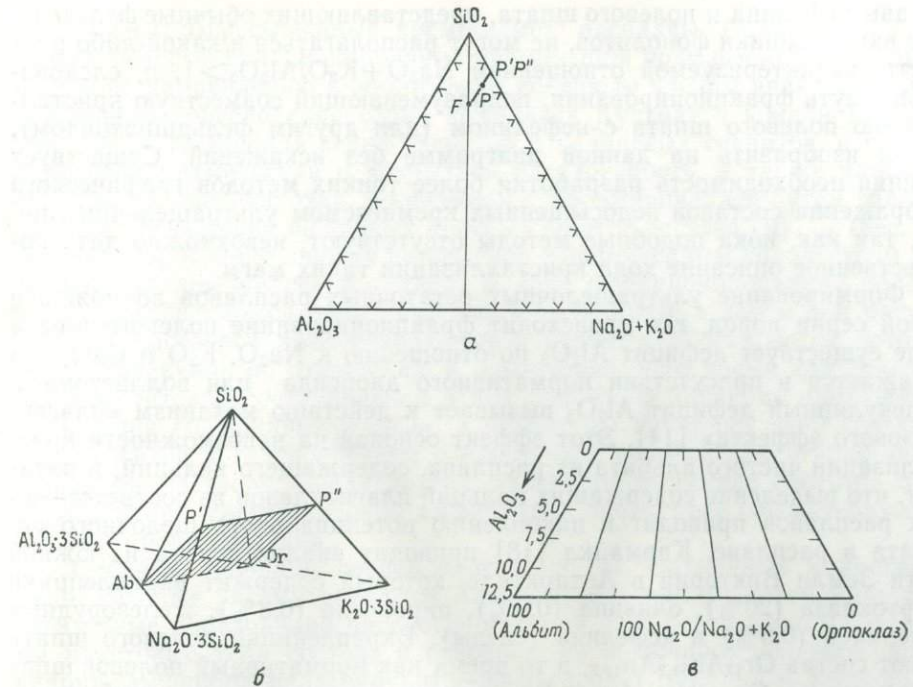
Щелочной полевой шпат является преобладающим минералом трахитов, риолитов и фонолитов, образовавшихся путем фракционирования щелочного базальта; со щелочным полевым шпатом ассоциируются меньшие количества кварца или фельдшпатоидов. Как правило, фельзи-

ческие минералы составляют более 80% объема пород, и, очевидно, их кристаллизация должна оказывать значительное воздействие на природу остаточных расплавов. Меньшее значение имеет процесс фракционирования вкрапленников других минералов, встречающихся в гораздо меньших количествах. Оливин фаялитового состава, окислы железа и титана, моноклинный пироксен, апатит и флюорит являются обычными кумулятивными минералами расслоенных сиенитов и обуславливают удаление магния, кальция, железа, титана, марганца, фосфора и фтора из расплавов. Роль биотита и известково-натровых амфиболов как фракционирующихся фаз еще предстоит установить, хотя оба эти минерала относительно недосыщены кремнеземом и могут быть причиной эволюции слабо недосыщенных магм в сторону насыщения кремнеземом. Например, биотит и амфиболы, как правило, не встречаются среди мафических кумулятов в породах гардарских интрузий. Минералы натрия и железа могут фракционироваться в трахитовых и фонолитовых магмах: в какортокитах интрузии Илимауссак описаны кумулятивные эгирин, рибекит-арфведсонит и энigmatит в ассоциации с силикатом натрия, кальция и циркония — эвдиалитом [27]. Несмотря на то что все эти минералы присутствуют в гораздо меньших количествах, чем щелочные полевые шпаты и фельдшпатоиды, их кристаллизация в определенной степени влияет на баланс щелочей и алюминия и отношение Na_2O/K_2O в расплавах. В вулканических салических породах вкрапленники пироксенов редки, а если встречаются, то представлены эгирин-авгитом или диопсид-геденбергитом [77]. Поздняя кристаллизация фемических минералов в резко недосыщенных кремнеземом и ультращелочных расплавах типична для «агпантового порядка кристаллизации».

Точно так же автору неизвестны какие-либо бесспорные доказательства фракционирования минералов ряда рибекит — арфведсонит в *пересыщенных кремнеземом щелочных магмах*. Нобл [49], Николлс и Кармайкл [46] и Бейли и Макдоналд [4] показали, что при магматической эволюции пантеллеритовых расплавов в них происходит неуклонное увеличение отношения Na/K (фиг. 6); это может свидетельствовать о том, что кристаллизация первичного энigmatита в пантеллеритах не оказала существенного влияния на направление эволюции составов этих магм. Предполагается, что отношение щелочи/алюминий в *кислых щелочных породах* почти полностью определяется кристаллизацией щелочного полевого шпата, если исходить из концепции фракционной кристаллизации как единственного действующего процесса.

Салические остаточные расплавы, образующиеся при фракционировании базальтовой магмы, удобно рассматривать в рамках системы кварц—нефелин—кальсилит, т. е. петрогенетической системы с остаточными расплавами, основные свойства которой обсуждались в работах Таттла и Боуэна [63], Фудали [29] и Маккензи и др. [34]. Фракционирование щелочного полевого шпата из трахитовых расплавов, точки составов которых могут располагаться по обе стороны от полевошпатового температурного барьера, должно сместить составы остаточных расплавов от барьера в область так называемого низкотемпературного трога на поверхности ликвидуса. Незначительный дефицит или, наоборот, избыток кремнезема в исходных магмах усиливается при последовательном фракционировании, и в конечном итоге образуются фонолитовые или риолитовые расплавы, составы которых отвечают температурным минимумам соответственно недосыщенных и пересыщенных кремнеземом составов.

Несмотря на то что упомянутая система удобна для описания путей эволюции салических магм, строго говоря, она не характеризует остаточные расплавы пород, пересыщенных щелочами или глиноземом,



Фиг. 1.

а — диаграмма $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$; точка F — состав щелочного полевого шпата; P — гипотетический пересыщенный щелочами состав; $P'P''$ — точка пересечения линии FP со стороной $\text{SiO}_2\text{—}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, положение которой определяет коэффициент $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ для состава P . Через точку F можно провести бесконечное число таких линий.
 б — объем пересыщенных кремнеземом составов системы $\text{Na}_2\text{O—K}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$. Показана плоскость $Ab\text{—}Or\text{—}P'\text{—}P''$, эквивалентная проекции $F\text{—}P\text{—}P'P''$ на фиг. 1, а.
 в — четырехугольное сечение плоскостью $Ab\text{—}Or\text{—}P'P''$ пересыщенного щелочами объема диаграммы 1, б.

для которых имеет место следующее соотношение молекулярных количеств: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \neq \text{Al}_2\text{O}_3$ [6]. Например, составы пересыщенных щелочами магм фракционируются не в сторону минимумов плавления системы $Q\text{—}Ne\text{—}Ks$, а по направлению к природным эвтектикам, существенно обогащенным щелочами (с нормативным акмитом и метасиликатом натрия), что совпадает с результатами экспериментов в системе $\text{Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ [7] ($q + ab + ac + \text{дисиликат натрия}$ и $ne + ab + ac + \text{дисиликат натрия}$). Составы сильно пересыщенных щелочами расплавов, подобные пантеллеритам и агпайтовым щелочным породам, нельзя нанести на диаграмму $Q\text{—}Ne\text{—}Ks$ без значительных искажений, особенно в величинах отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и полевой шпат/расплав. Салические конечные члены ассоциации щелочной базальт — трахит представлены типичными ультращелочными породами, содержащими нормативный акмит, или обнаруживают тенденцию к пересыщению щелочами, проявленную в присутствии щелочных амфиболов и пироксенов. Для изучения эволюции химических составов этих пород Бейли и Макдоналд [4] предложили два вида простых проекций, основанных на соотношении молекулярных количеств SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Их варианты приведены на фиг. 1 и используются в последующих диаграммах для иллюстрации ряда особенностей магматической эволюции. Хотя эти проекции успешно применялись для анализа эволюции составов пересыщенных кремнеземом салических пород, их использование для недосыщенных кремнеземом составов ограничено в основном из-за того, что

составы нефелина и полевого шпата, представляющих обычные фельзические вкрапленники фонолитов, не могут располагаться в какой-либо плоскости, характеризуемой отношением $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, и, следовательно, путь фракционирования, подразумевающий совместную кристаллизацию полевого шпата с нефелином (или другим фельдшпатоидом), нельзя изобразить на данной диаграмме без искажений. Существует крайняя необходимость разработки более тонких методов графического изображения составов недосыщенных кремнеземом ультращелочных пород, так как, подобные методы отсутствуют, невозможно дать количественное описание хода кристаллизации таких магм.

Формирование ультращелочных остаточных расплавов возможно в любой серии пород, где происходит фракционирование полевого шпата и где существует дефицит Al_2O_3 по отношению к Na_2O , K_2O и CaO , что выражается в присутствии нормативного диоксида или волластонита. Молекулярный дефицит Al_2O_3 вызывает к действию механизм «плагиоклазового эффекта» [14]. Этот эффект основан на невозможности кристаллизации чистого альбита из расплава, содержащего кальций, и означает, что выделение содержащих кальций плагиоклазов из соответствующих расплавов приводит к накоплению потенциального щелочного силиката в расплаве. Кармайкл [18] приводит анализ кенита из южной части Земли Виктории в Антарктиде, который содержит вкрапленники анортклаза (20%), оливина (0,6%), пироксена (0,8%), железорудных минералов (0,6%) и нефелина (следы). Вкрапленники полевого шпата имеют состав $\text{Or}_{17}\text{Ab}_{63,2}\text{An}_{19,8}$, в то время как нормативный полевой шпат соответствует $\text{Or}_{36,2}\text{Ab}_{55,6}\text{An}_8,2$. В породе отсутствует нормативный акмит, хотя остаточный расплав (основная масса) содержит 4,16% этого компонента. Согласно Кармайклу [18], этот пример иллюстрирует действие плагиоклазового эффекта в природных условиях, приводящее к формированию ультращелочных остаточных расплавов. Степень пересыщенности щелочами, достигаемая при эволюции составов определенной магматической серии, зависит от исходного состава родоначальных базальтов, а также от истории кристаллизации магмы. Например, фракционирование из основных расплавов необычно больших количеств кальциевого плагиоклаза по отношению к оливину и моноклинному пироксену должно приводить к быстрому понижению отношения алюминия к щелочам и способствовать образованию ультращелочных остаточных расплавов. В этом смысле представляется заманчивым увязывать достаточно высокую пересыщенность щелочами пород ряда континентальных провинций (например, Гардарской, Нью-Гэмпшир, Осло и Нигер) с присутствием в них крупных тел анортозитов (IV.1).

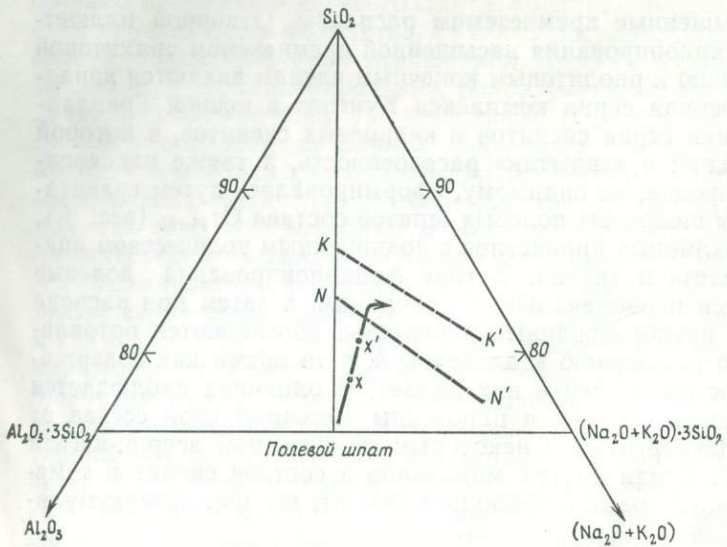
Направление эволюции в сторону образования ультращелочных составов может быть также обусловлено фракционированием биотита [19], глиноземистого пироксена [57], шпинели, граната или Al-содержащих окислов железа [7], а также нестехиометрического щелочного полевого шпата [39]. Когда в расплаве образовался дефицит глинозема, дальнейшее фракционирование полевого шпата усиливает эту тенденцию и остаточные расплавы становятся все более пересыщенными щелочами. Точно так же, если в составе трахитового расплава имеется хотя бы незначительный избыток глинозема, кристаллизация полевого шпата способствует развитию миаскитового направления эволюции. Ранее указывалось, что насыщенность или недосыщенность трахитовой магмы кремнеземом также усиливается благодаря фракционированию полевого шпата. В связи с этим Бейли и Шерер [6] предположили, что составы трахитов располагаются вблизи «перекрестка», который может привести к возникновению четырех типов остаточных расплавов: ультращелочных и плюмазитовых, пересыщенных или недосыщенных кремнеземом.

VI.2.4.1. Пересыщенные кремнеземом расплавы. Отличной иллюстрацией резкого фракционирования насыщенной кремнеземом трахитовой магмы по направлению к риолитовым конечным членам являются западная нижняя расслоенная серия комплекса Кунгнат в южной Гренландии [64]. Эта мощная серия сиенитов и кварцевых сиенитов, в которой проявлена ритмическая и «скрытая» расслоенность, а также плоскопараллельная ориентировка, по-видимому, сформировалась путем гравитационного осаждения щелочных полевых шпатов состава Or_{34-42} (вес. %), Fe-оливинов и моноклинных пироксенов с подчиненным количеством апатита и окислов железа и титана. В ходе фракционирования полевые шпаты, относившиеся первоначально к санидинам, а затем при распаде твердых растворов преобразованные в пертиты, обогащаются ортоклазовой молекулой по отношению к альбитовой, в то время как содержание анортитовой составляющей в них падает. В оливинах наблюдается увеличение содержания железа, а пироксены изменяют свой состав от ферроавгитов к геденбергитам с некоторым количеством эгирин-авгита в твердом растворе. Среди других минералов в составе сиенитов отмечаются кварц, гастингситовые амфиболы и биотит; все они интеркумулятивного происхождения.

Сиениты прорваны серией пластовых тел, сложенных микрогранитами, которые рассматриваются Аптоном [64] как низкотемпературные остаточные образования расслоенной серии. Эти пересыщенные щелочами пластовые тела состоят в основном из щелочного полевого шпата, кварца, амфибола ряда рибекит — арфведсонит, эгирина и астрофиллита. Они обеднены Ti, Al, Fe, Mn, Ca и P по отношению к сиенитам, однако обогащены Si, F, H_2O , а также щелочами относительно глинозема.

Геологические взаимоотношения комплекса Кунгнат таковы, что идея происхождения микрогранитов путем фракционирования трахитовой магмы представляется убедительной. Однако попытки объяснить происхождение пересыщенных щелочами риолитовых расплавов в процессе вулканической деятельности, как и следовало ожидать, имеют двойственные результаты. Большинство современных исследователей стараются показать, что пересыщенные щелочами риолиты (т. е. пантеллериты и комендиты) произошли из пересыщенных щелочами или глиноземом трахитовых расплавов в основном путем фракционирования щелочного полевого шпата [20, 61, 49, 1, 41]. Упрощенная схема такого процесса графически показана на фиг. 2, где видно, что при удалении из расплава полевого шпата состав расплава (например, X) должен изменяться по прямой полевой шпат — X — X' до тех пор, пока не начнется кристаллизация второй фазы. Этой прямой соответствует единственное значение отношения суммы щелочей к кремнезему, определяемое положением точки ее пересечения со стороной $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ и зависящее от исходного состава трахита [4]. Поэтому серия пересыщенных щелочами расплавов, связанная только фракционированием щелочного полевого шпата, должна иметь постоянное значение коэффициента $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$.

Расплавы, составы которых располагаются на линии типа полевой шпат — X — X', в конечном счете достигают котектической кривой кварц — полевой шпат, и кварц становится фазой вкрапленников. Далее линии эволюции составов расплавов определяются фракционированием ассоциации кристаллов кварц + полевой шпат и примерно перпендикулярны линиям изменения их составов при кристаллизации более ранних полевых шпатов. Конечным пунктом эволюции описываемых расплавов, вероятно, является природная эвтектика, состав которой аналогичен пересыщенной кремнеземом эвтектике ($q + ab + ac + Na$ -дисиликат) системы $Na_2O - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2$ при $728^\circ C$ и 1 атм [7].



Фиг. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

X — гипотетический трахит, пересыщенный щелочами; X — пересыщенный щелочами риолит; KK' — котектическая линия кварц — калиевый полевой шпат; NN' — котектическая линия кварц — альбит в системах $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ и $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ при 1 атм [55, 56]. Зона, ограниченная этими линиями, названа кварц-полевошпатовая котектическая область. Показан возможный путь фракционирования магм, состав которых близок к X.

Примером серии пород, образование которых можно объяснить эволюцией по описанной схеме, является рой пересыщенных щелочами даек гардарского возраста из района Тугтуток в южной Гренландии [41], представленных серией пород от гастингситовых микросиенитов с незначительным содержанием нормативного акмита до эгириновых риолитов и микрогранитов комендитового типа [65]. В них содержатся следующие ассоциации вкрапленников:

гастингситовые микросиениты: щелочной полевой шпат, малые количества оливина, моноклинного пироксена, апатита, рудных минералов;
рибекитовые микросиениты: щелочной полевой шпат, малые количества рудных минералов;

рибекитовые микрограниты: щелочной полевой шпат, кварц, малые количества рибекит-арфведсонита (или псевдоморфоз эгирина) и рудных минералов;

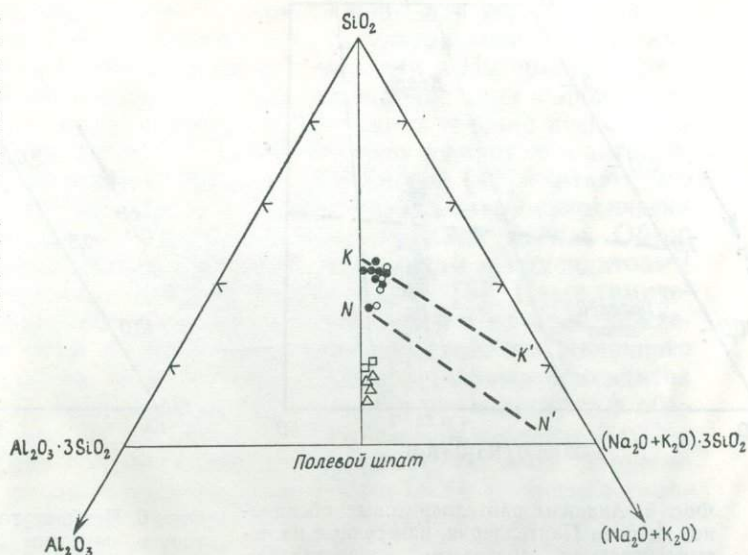
эгириновые микрограниты: щелочной полевой шпат, кварц, малые количества геденбергита и фаялита.

Анализы даек нанесены на диаграмму (фиг. 3); направление эволюции их составов согласуется с фракционированием наиболее распространенных минералов вкрапленников, т. е. полевого шпата из трахитовых магм и ассоциации полевой шпат + кварц из риолитовых магм. Точки анализов в кварц-полевошпатовой котектической зоне довольно рассеяны; это свойство, по крайней мере частично, связано с девитрификацией кислых даек [41].

В работах Кармайкла [17], Кармайкла и Маккензи [20] и Томпсона и Маккензи [61] особое внимание обращается на то, что эволюция пересыщенных щелочами кислых магм следует направлению природной низкотемпературной зоны, аналогичной температурному трогу в петрогенетической системе с остаточными расплавами. Согласно экспериментальным исследованиям, ось этой зоны совпадает с проекцией единственной кривой фракционирования из плоскости Q—Og—Ab в пересыщенную щелочами область составов системы $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$; эта ось резко наклонена по отношению к плоскости $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (фиг. 4). В зависимости от исходного состава равновесный полевой шпат может содержать несколько больше или же несколько меньше натрия, чем трахитовые расплавы, и его сепарация смещает составы остаточных расплавов по направлению к низкотемпературной зоне, а дальнейшее

Фиг. 3. Анализы пересыщенных щелочами микросиенитовых, риолитовых и микрогранитовых даек из района Тугтуток, южная Гренландия, нанесенные на диаграмму $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

Треугольники — гадингситовые микросиениты; квадраты — рибекитовые микросиениты; темные кружки — рибекитовые микрограниты; светлые кружки — эгириновые микрограниты.

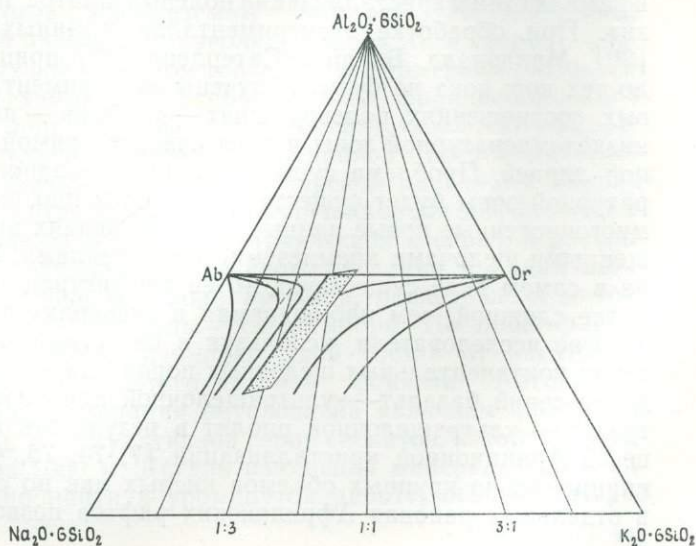


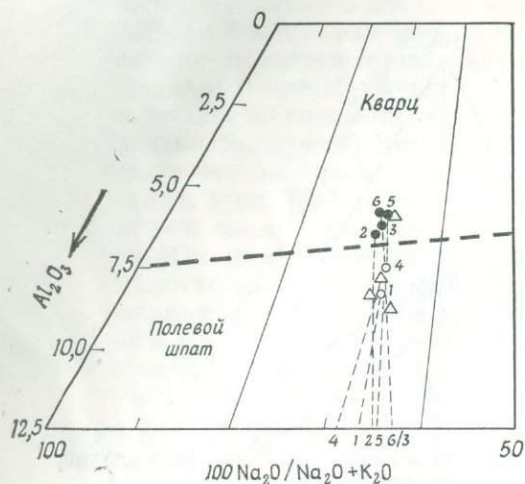
отделение кристаллов полевого шпата, принадлежащего к узкому интервалу составов (Or_{30-35}), обуславливает ограничение состава остаточных расплавов пределами этой зоны (фиг. 5). Если состав расплава проецируется в эту зону, то при дальнейшем фракционировании полевого шпата этот расплав должен все больше обогащаться натрием (ср. ортоклазовый эффект Бейли и Шерера [6]).

Концепцию «низкотемпературной зоны», основанную на экспериментальном исследовании синтетических материалов, не так легко применить к природным ассоциациям ультращелочных пород. Макдоналд, Бейли и Сатерленд [42] не смогли увязать составы серии пантеллеритовых трахитов и пантеллеритовых обсидианов из Рифтовой долины Кении с природными аналогами «низкотемпературной зоны» и объяснить петрохимические особенности этой серии пород посредством простого кристаллизационного фракционирования. Николлс и Кармайкл [46] показали, что соотношения составов полевых шпатов и остаточных стекол

Фиг. 4. Низкотемпературная зона (заштрихована) и связанные с ней кривые фракционирования для части системы $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ [61].

Проекция из вершины SiO_2 на плоскость $\text{Al}_2\text{O}_3 - 6\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} \cdot 6\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{SiO}_2$; лучи, расходящиеся из вершины треугольника, соответствуют постоянным величинам отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Гипотетические кривые фракционирования показаны сплошными линиями.

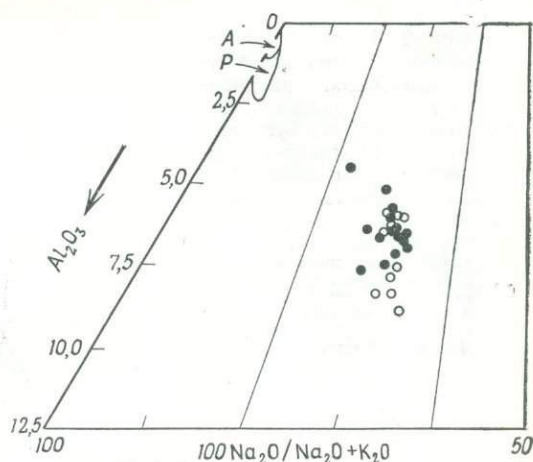




Фиг. 5. Анализы пантеллеритовых обсидианов острова Пантеллерия, нанесенные на четырехугольную диаграмму, представляющую собой плоскость с коэффициентом $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 7/93$ [4].

Котектика кварц — полевой шпат является интерполяцией между точками пересечения грани Na_2O с котектикой кварц — полевой шпат и грани K_2O с котектикой кварц — калиевый полевой шпат. Анализы лав, для которых имеются петрографические данные, показаны кружочками (темные кружочки — кварцевые порфиры) и треугольниками, если такие данные отсутствуют. Пунктирные линии соединяют точки составов пород и их полевошпатовых вкрапленников (в молекулярных процентах $\text{Or}/(\text{Or} + \text{Ab})$). За исключением одного случая, вкрапленники полевого шпата обогащены калием по сравнению с соответствующими породами, что иллюстрирует «ортоклазовый эффект» Бейли и Шерера [6]. Данные заимствованы из работ Вашингтона [69], Циза [79], Кармайкла [17] и Чейеса и Циза [22, 23].

в комендитах (переходных к пантеллеритам) острова Мейор, Новая Зеландия, в достаточной степени отличаются от аналогичных соотношений в породах острова Пантеллерия и Кении. Эти авторы заключают: «Полевошпатовые вкрапленники комендитов нельзя легко интерпретировать в рамках схемы кристаллизации полевых шпатов по Томпсону и Маккензи». При обработке экспериментальных данных Кармайкла и Маккензи [20], Макдоналд, Бейли и Сатерленд [42] пришли к заключению, что до тех пор, пока не будут получены экспериментальные данные о фазовых соотношениях полевой шпат — расплав — пар, ось гипотетической низкотемпературной зоны нельзя считать прямой или слегка искривленной линией. Проблема существования природного аналога низкотемпературной зоны будет существовать до тех пор, пока не будут получены многочисленные новые данные о соотношениях вкрапленников с пересыщенными щелочами кремнеземистыми стеклами. Если, однако, такая зона в самом деле существует, то ее конфигурация должна быть гораздо более сложной, чем наблюдаемая в экспериментальных исследованиях. Многие исследователи, используя в качестве примеров многочисленные серии континентальных щелочных пород, ставят под сомнение происхождение серий базальт → ультращелочной или пересыщенный глиноземом трахит → ультращелочной риолит в результате последовательного процесса фракционной кристаллизации [7, 74, 75, 43, 5]. Наличие непропорционально крупных объемов кислых лав по сравнению с основными в отдельных районах Африканских рифтов позволило Бейли и Шереру



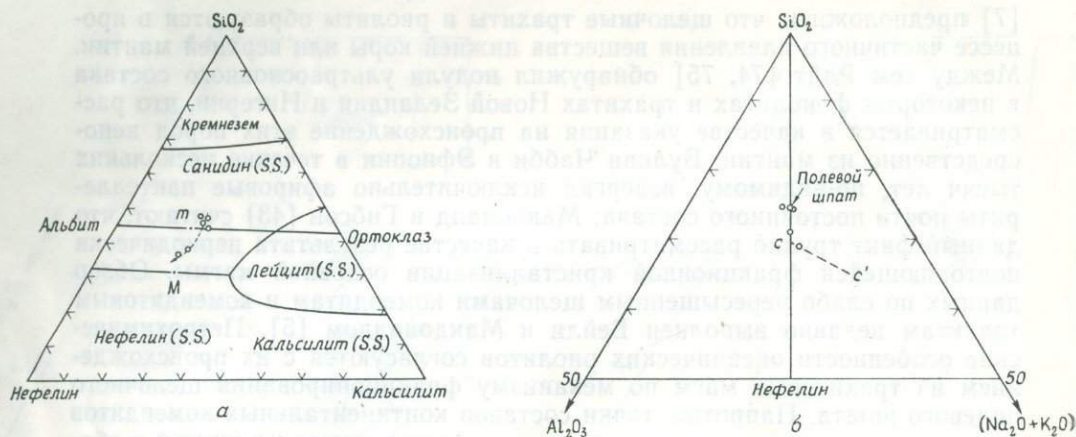
Фиг. 6. Четырехугольная диаграмма, на которую нанесены анализы пантеллеритов, заимствованные из литературы.

Отметим, что общая направленность эволюции отвечает возрастанию отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и уменьшению содержания Al_2O_3 . А — поле вкрапленников энigmatита; P — поле вкрапленников пикроклаза из пантеллеритовых лав (по данным Кармайкла [17], Циза [80] и Эварта [26]).

[7] предположить, что щелочные трахиты и риолиты образуются в процессе частичного плавления вещества нижней коры или верхней мантии. Между тем Райт [74, 75] обнаружил нодулы ультраосновного состава в некоторых фонолитах и трахитах Новой Зеландии и Нигерии, что рассматривается в качестве указания на происхождение этих пород непосредственно из мантии. Вулкан Чабби в Эфиопии в течение нескольких тысяч лет, по-видимому, извергал исключительно афировые пантеллериты почти постоянного состава; Макдоналд и Гибсон [43] считают, что данный факт трудно рассматривать в качестве результата периодически повторяющейся фракционной кристаллизации основной магмы. Обзор данных по слабо пересыщенным щелочами комендитам и комендитовым трахитам недавно выполнен Бейли и Макдоналдом [5]. Петрохимические особенности океанических риолитов согласуются с их происхождением из трахитовых магм по механизму фракционирования щелочного полевого шпата. Напротив, точки составов континентальных комендитов лежат на линии, параллельной кварц-полевошпатовому минимуму в объеме составов пересыщенных щелочами и кремнеземом системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (что подтверждается экспериментальными данными [20]), а не удалены от минимума на разрезе $\text{Or}-\text{Ab}$ (т. е. состава упрощенного щелочного трахита). Авторы предполагают, что континентальные комендиты скорее представляют собой продукты частичного плавления вещества основного состава, а не являются результатом фракционной кристаллизации.

На основании вышеизложенного можно предположить, что в формировании насыщенных кремнеземом щелочных трахитов и риолитов принимали участие два или более процесса. При соответствующем соотношении объемов основных и салических магм и направлении петрохимической эволюции, которое можно объяснить процессом фракционирования наблюдаемых ассоциаций вкрапленников, нет достаточных оснований сомневаться в происхождении салических расплавов в ходе фракционирования основной магмы. Такими примерами служат провинция Гардар (IV.1), большинство океанических островов, вулкан Нандевар [1] и вулканы полуострова Аден [30]. Там, где какое-либо из упомянутых условий не выполняется (как, например, в центральной Кении [42]), по-видимому, необходимо критически пересмотреть применение наших петрогенетических теорий. В каждом конкретном случае для признания фракционной кристаллизации действующим процессом необходимо иметь доказательства, а не предположения о проявлении этого процесса.

VI.2.4.2. Недосыщенные кремнеземом расплавы. Недосыщенная кремнеземом трахитовая магма может эволюционировать в сторону формирования пересыщенных кремнеземом трахитов в примерном соответствии с вышеизложенной схемой, т. е. в основном путем фракционирования полевого шпата до тех пор, пока не будет достигнута контектика нефелин — полевого шпата. Отличным примером подобной петрохимической эволюции являются щелочные интрузии Гардарской провинции, южная Гренландия, где весьма интенсивная кристаллизационная дифференциация приводит к образованию сиенитов с ритмической и скрытой расслоенностью. Центральная часть гигантской сложной дайки Хвиддал мощностью 550 м, расположенной в районе Тугтуток, представлена интрузией сиенитов, а узкие краевые зоны — сиеногаббро. По простиранию дайки сиениты последовательно изменяют свой состав от авгитового сиенита типа лаурвикита до богатого натрием фойяита. Аптон [66] полагает, что такая дифференциация обусловлена явлением фазовой и скрытой расслоенности в аккумулятивной серии сиенитов, которая вскрыта по мощности всего на 2000 м. Детали изменений минерального и химического состава можно найти в упомянутой работе; особый интерес

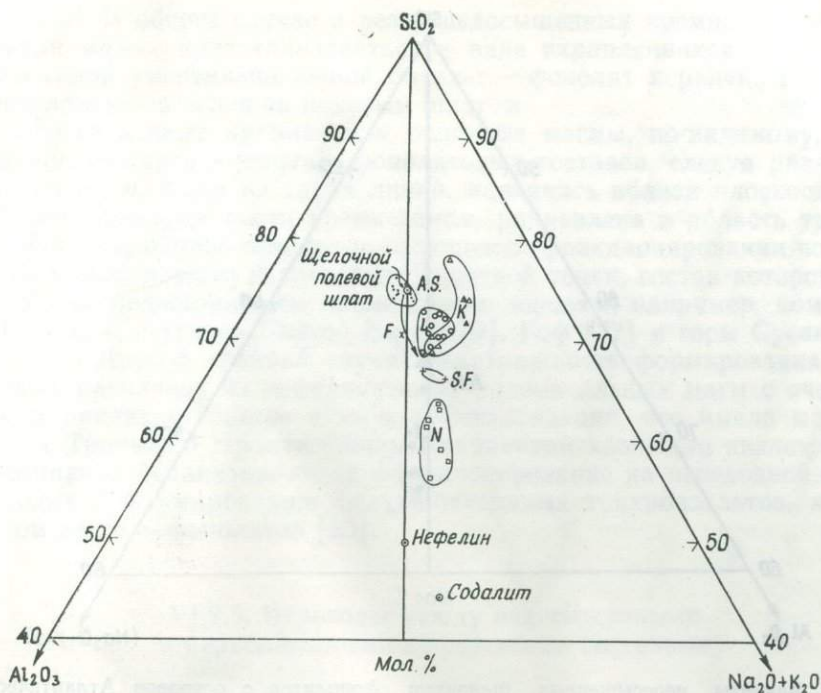


Фиг. 7. Анализы нефелиновых сиенитов дайки Хвиддал, район Тугтуток, южная Гренландия.

a — нанесенные на диаграмму Q—Ne—Ks [66]; *m* — щелочно-полевошпатовый минимум; *M* — температурный минимум в системе Ab—Or—Ks—Ne [34], *b* — нанесение на диаграмму SiO₂—Al₂O₃—(Na₂O+K₂O); *c-c'* — альбит-нефелиновая котектика по Шереру и Боуэну [56].

представляет последовательность смены кумулятивных фаз в разрезе. Главные кумулятивные минералы нижней части разреза мощностью около 800 м представлены щелочным полевым шпатом, моноклинным пироксеном, оливином, титаномагнетитом и подчиненным фторапатитом. Аптон особо подчеркивает близость этой минеральной ассоциации к наблюдаемой в более основных сиенитах комплекса Кунгнат, в которых фракционирование направлено от сиенита к пересыщенному щелочами граниту. Вверх по разрезу исчезает оливин, а с 1000 м приблизительно до 1400 м от основания разреза уменьшается количество кумулятивного пироксена, рудного минерала и апатита. Далее в интервале примерно 100 м полево шпат остается единственным кумулятивным минералом. В конечном итоге к полевому шпату присоединяется нефелин, а отношение кумулятивного полевого шпата к нефелину достигает 3:1 [66]. Направление фракционирования дайки Хвиддал показано на фиг. 7, *a* и *b*. Эволюция трахитовой магмы протекает в условиях, приводящих к обеднению глиноземом и пересыщению щелочами лишь на поздних стадиях установленной последовательности. При дальнейшем фракционировании, когда происходит удаление как полевого шпата, так и нефелина, остаточные расплавы должны смещаться в направлении состава, обогащенного щелочным силикатом, отвечающего четверной невариантной точке ($ne + ab + ac + \text{дисиликат натрия}$) в системе Na₂O—Al₂O₃—Fe₂O₃—SiO₂, установленной Бейли и Шерером [7] экспериментально при 715 °C и 1 атм.

Резкое фракционирование недосыщенной трахитовой магмы проявлено в классическом агапитовом комплексе Илимауссак, расположенном примерно в 15 км к востоку от восточных обнажений дайки Хвиддал, однако значительно более молодом по возрасту. Охарактеризованная ниже петрохимическая эволюция агапитовых пород основана на взаимоотношениях, показанных на диаграмме SiO₂—Al₂O₃—(Na₂O+K₂O) (фиг. 8), и включает ряд положений из работ Уссинга [67], Сёрнсена [58], Фергусона [27] и Гамильтона [33]. Родоначальная магма пород этого комплекса соответствовала по составу авгитовому сиениту лаурвикитового типа, близкого к аналогичным породам дайки Хвиддал (фиг. 7). Дифференциация ее происходила *in situ* в основном путем фракционирования полевого шпата с подчиненным количеством моноклинного пи-



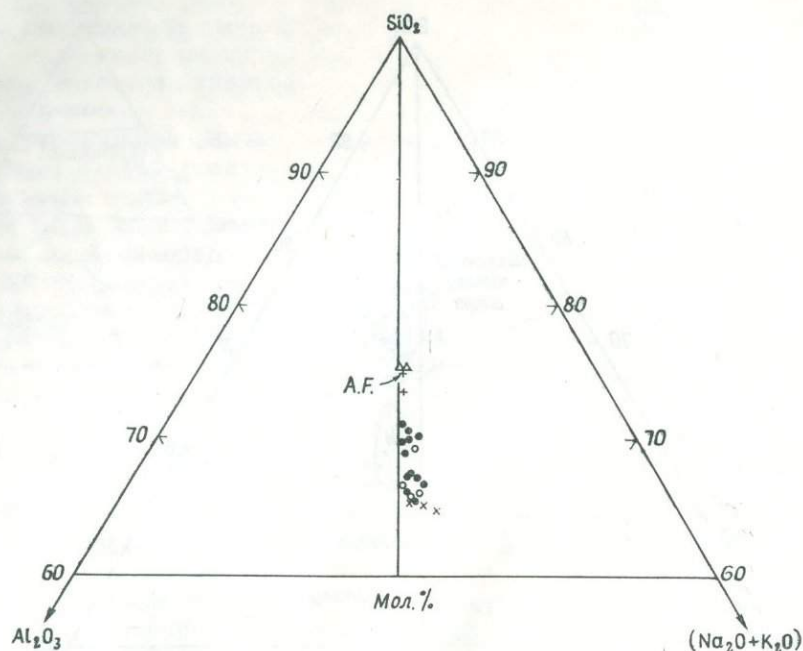
Фиг. 8. Авгитовые сиениты и апгитовые породы комплекса Илимауссак, южная Гренландия.

A.S. — поле авгитовых сиенитов (анализы показаны точками); F — Фойяит (косой крестик); S.F. — содалитовые фойяиты (прямые крестики); N — науяиты (квадраты); K — какортокиты (треугольники; темные — черные какортокиты, наполовину темные — красные какортокиты, светлые — белые какортокиты); L — луавриты (светлые кружочки). Построено по данным из работ Усснига [67], Фергусона [27], Гамильтона [33], Герасимовского и Кузнецовой [31]. Жирная стрелка — направление эволюции составов нефелиновых сиенитов дайки Хвиддал (фиг. 7).

роксена, оливина, рудных минералов, апатита и привела к формированию фойяитов. Дифференциация этих фойяитов *in situ* обусловила гравитационную аккумуляцию расслоенных нефелиновых сиенитов (какортокитов) и всплывание содалита с образованием серии богатых содалитом сиенитов (науяитов, ср. II.2). Выделяют три главных типа какортокитов, различающихся по соотношениям кумулятивных кристаллов пертита, эгирина, амфиболов ряда рибекит — арфведсонит, эвдиалита и нефелина [27, 28, 60].

Науяиты образуются в результате аккумуляции всплывающих кристаллов содалита из расплава, отвечающего по составу содалитовому фойяиту. Направление эволюции науяитов соответствует этому предположению, поскольку их составы на фиг. 8 укладываются в интервал между точками состава содалита и содалитового фойяита. Остаточные расплавы, заключенные между кристаллизующимся сверху вниз слоем науяита и какортокитом, были представлены луавритами, резко пересыщенными щелочами нефелиновыми сиенитами, состоящими в основном из микроклина, альбита, арфведсонита, эгирина, нефелина и эвдиалита. На фиг. 8 направление эволюции составов этих пород не выявляется, поскольку последние возникли после фракционирования по крайней мере шести кумулятивных фаз из родоначального содалитового фойяита.

Апгитовые породы, аналогичные описанным в массиве Илимауссак, весьма редки [59], а экструзивные породы луавритового состава, например, вообще не обнаружены. По-видимому, это отражает отсутствие специфических условий, особенно высокого содержания летучих



Фиг. 9. Анализы пересыщенных щелочами фонолитов с островов Атлантического океана.

Треугольники — остров Святой Елены; прямые крестики — Азорские острова; темные кружочки — остров Принсипи; светлые кружочки — острова Сан-Томе; косые крестики — остров Тринидад.

компонентов, необходимых для резкого фракционирования фойяитовой магмы. Некоторые фонолиты острова Тринидад сравнимы по составу с содалитовыми фойяитами Илимауссака, и также содержат вкрапленники содалита [2]. Дальнейшее фракционирование таких магм может в конечном счете привести к формированию луювритоподобных расплавов, однако ситуация осложняется возможностью развития разнообразных гетероморфных фельзитических ассоциаций из этих силикатных расплавов [70], а также вероятным фракционированием других богатых щелочами минералов, таких, как эгирин или щелочной амфибол.

Фонолиты Тринидада [2] значительно сильнее недосыщены кремнеземом и пересыщены щелочами, чем фонолиты других островов Атлантического океана, анализы которых частично нанесены на диаграмму фиг. 9. Породы острова Святой Елены слабо недосыщены кремнеземом, и их составы близки к составам полевых шпатов, в то время как породы острова Принсипи, ассоциирующиеся с базанитами, более резко недосыщены кремнеземом и пересыщены щелочами. На острове Тринидад крайне недосыщенные кремнеземом и пересыщенные щелочами фонолиты ассоциируются с нефелинитами, но, несмотря на очевидное развитие из различных родоначальных типов магм, поля составов фонолитов островов Принсипи и Тринидад несколько перекрываются, если исходить из содержания SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей. Представляется вероятным, что дальнейшее фракционирование магм острова Принсипи в конечном итоге привело бы к появлению остаточных расплавов, близких по составу к породам острова Тринидад, хотя при этом можно было бы выявить различия между этими типами фонолитов по их валовому химическому составу, например по содержаниям FeO , MgO и CaO , поскольку их развитие соответствовало бы различным направлениям петрохимической

эволюции. В общем случае в резко недосыщенных кремнеземом сериях нефелин может кристаллизоваться в виде вкрапленников, в то время как в серии умереннощелочной базальт — фонолит первичный нефелин кристаллизуется вслед за полевым шпатом.

Недосыщенные кремнеземом основные магмы, по-видимому, могут эволюционировать в сторону фонолитовых составов, следуя различным направлениям. Одна из таких линий, начинаясь вблизи плоскости критической недосыщенности кремнеземом, направлена в область трахитовых составов, однако при продолжающемся фракционировании полевого шпата может повернуть в сторону конечной точки, состав которой отвечает более недосыщенным кремнеземом породам, например, комплекса Илимауссак, островов Святой Елены [9], Гоф [37] и горы Сусва в Кении [45]. Другой крайний случай — возможность формирования фонолитовых расплавов из нефелинитовых родоначальных магм с очень коротким предварительным этапом кристаллизации, что имело место на острове Тринидад. Промежуточным вариантом эволюции является дифференциация базанитов, когда фракционирование на переходной стадии приводит к формированию фельдшпатоидных трахибазальтов, а в конечном счете — фонолитов [25].

VI.2.5. Переходы между недосыщенными и пересыщенными кремнеземом составами

С тех пор как было обнаружено, что щелочно-полевошпатовый разрез в системе Q—Ne—Ks представляет собой температурный барьер и составы расплавов с нормативным кварцем или, напротив, с нормативным нефелином не могут эволюционировать в направлении другой стороны этого барьера, был предложен ряд механизмов пересечения плоскости барьера. Как отмечалось ранее, степень насыщенности кремнеземом остаточных расплавов, образующихся в результате фракционной кристаллизации базальта, вероятно, зависит главным образом от состава исходной магмы. В нормальных условиях фракционирование сильно пересыщенных кремнеземом (т. е. с заметным содержанием нормативного гиперстена), а также сильно недосыщенных кремнеземом (т. е. с высоким содержанием нормативного нефелина) базальтов не может привести к образованию соответственно недосыщенных и пересыщенных кремнеземом остаточных расплавов. Кроме того, очевидно, что плоскость критической недосыщенности SiO_2 в базальтах (Fo—Di—Pl [78]) обычно является эффективным контролирующим фактором, определяющим направления эволюции составов промежуточной группы умеренно щелочных базальтов [24]. Среди островов Срединно-Атлантического хребта два (острова Вознесения и Буве) характеризуются базальтами с нормативным гиперстеном и риолитовыми дериватами, а три (острова Святой Елены, Тристан-да-Кунья и Гоф) — базальтами с нормативным нефелином и фонолитовыми дериватами. Однако на Азорских островах, где в среднем составе базальтов обнаружен нормативный нефелин, найдены как риолиты, так и фонолиты [10]. В некоторых провинциях, таких, как Гардарская и Осло, состав родоначальной магмы, эволюционирующей в направлении как недосыщенных, так и пересыщенных кремнеземом расплавов, отвечает сиениту типа лаурвикита (с небольшим количеством нормативного нефелина). В этом случае, с одной стороны, происходит формирование кварцевых сиенитов и гранитов, а с другой — нефелиновых сиенитов и фойяитов [11]. Если можно предполагать, что температурному барьеру Og—Ab соответствует эквивалентный кристаллизационный барьер в этих более сложных по составу

природных системах, то его переход может быть осуществлен с помощью одного из нескольких механизмов.

VI.2.5.1. Переход от недосыщенных кремнеземом к пересыщенным кремнеземом расплавам. Акмит при инконгруэнтном плавлении превращается в гематит и расплав, обогащенный Na_2O и SiO_2 ; невозможность резорбции гематита в магмах с нормативным нефелином в соответствующем интервале их составов может привести к переходу в область расплавов, пересыщенных кремнеземом [62]. Однако акмит кристаллизуется лишь из расплава с избыточным силикатом натрия [7], т. е. в природных условиях при $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Этот эффект может оказывать влияние лишь в резко пересыщенных щелочами расплавах, хотя в большинстве случаев направление эволюции магм к недосыщенным или пересыщенным кремнеземом расплавам определяется еще до того, как метасиликат натрия становится нормативным компонентом. Инконгруэнтное плавление акмита, вероятно, играет подчиненную роль в петрологии; примечательно, что Нолан [51] не смог найти каких-либо петрографических доказательств проявления этого процесса в природе.

Исходя из экспериментальных данных для системы Q—Ne—Ks при давлении 1 атм, Боуэн [12] предположил, что инконгруэнтное плавление ортоклаза с образованием лейцита и богатого кремнеземом расплава может явиться причиной перехода барьера Ab—Or при эволюции недосыщенных кремнеземом магм. Однако поле лейцита при высоких давлениях водяного пара сокращается и инконгруэнтное плавление ортоклаза становится невозможным при давлении 2,6 кбар и температуре 900 °C [32]. В нормальных магматических условиях поле составов, которые могут дать описанный эффект, очень невелико, поэтому Тилли [62] и Фудали [29] пришли к выводу, что значение данного механизма было, вероятно, переоценено.

Щелочной полевой шпат представляет собой наиболее распространенный минерал вкрапленников в большинстве пород семейства трахитов, а его состав является важным фактором контроля путей фракционирования, по которым могут следовать названные породы. Даже незначительные отклонения от стехиометрии могут повлиять на эволюцию магмы, состав которой точно сбалансирован по отношению к SiO_2 . Например, небольшой дефицит SiO_2 относительно соотношения 1:1:6 в идеальной форме может вызвать изменение направления эволюции от недосыщенных кремнеземом составов в сторону пересыщенных. В этом отношении интересно, что анализы полевых шпатов из лаурвикита района Осло, приведенные Офтедалем [52] и Мюиром и Смитом [44], характеризуются дефицитом SiO_2 , эквивалентным содержанию 1—7 вес. % твердого раствора нефелина. Фракционирование недосыщенных кремнеземом водосодержащих минералов, например биотитов или некоторых амфиболов, также может привести к переходу слабо недосыщенных кремнеземом трахитовых расплавов через полевошпатовый барьер. Так, биотит встречается в виде вкрапленников в гардарских микросиенитах и трахитах острова Гоф [37], однако его интерпретация в качестве кумулятивной фазы до сих пор проблематична.

VI.2.5.2. Переход от пересыщенным кремнеземом к недосыщенным кремнеземом расплавам. Такой переход гораздо более трудно осуществить, чем обратный, хотя вновь можно задать вопрос: имеет ли этот процесс какое-либо значение для петрологии, кроме теоретического? Бейли и Шерер [7] предложили возможный механизм перехода, основанный на экспериментальных данных по системе $\text{Na}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2$, а именно замещение алюминия трехвалентным железом в полевошпате. Сущность механизма заключается в использовании Fe для предпочтительного об-

разования молекул $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_8$ по сравнению с молекулами акмита $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$, в связи с чем расходуется больше кремнезема. Если состав трахитовой магмы попадает в область, насыщенную кремнеземом по отношению к природному барьеру кристаллизации (например, Ab—Or—Ac — щелочной дисиликат), то возможность его перехода и образования недосыщенных кремнеземом магм может быть реализована путем сепарации кристаллов щелочного полевого шпата, содержащего небольшие количества Fe в своей структуре.

VI.2.6. Заключительные замечания

Фракционирование щелочного полевого шпата из трахитовых магм, составы которых характеризуются лишь незначительными колебаниями величины отношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и степени насыщенности кремнеземом, может привести к формированию по крайней мере четырех серий остаточных расплавов. Кристаллизация полевого шпата в пересыщенных щелочами риолитах сопровождается образованием кварца, а в фonoлитах — фельдшпатоида. Хотя фракционирование полевого шпата способствует расхождению путей эволюции таких пересыщенных щелочами родоначальных магм, в составах которых имеются лишь незначительные различия, кристаллизация второй фазы обуславливает сближение различных линий петрохимической эволюции в сторону обычных эвтектических составов. В фonoлитовых конечных членах резко недосыщенных кремнеземом вулканических серий фельдшпатоид может являться доминирующей фракционирующейся фазой, а поэтому отношение полевой шпат/фельдшпатоид в остаточных расплавах возрастает.

Что касается других вкрапленников, то, насколько нам известно, их кристаллизация не оказывает серьезного влияния на баланс алюминия и щелочей в пересыщенных кремнеземом щелочных породах. В недосыщенных кремнеземом парагенезисах другие минералы, содержащие щелочи, могут представлять собой кумулятивные фазы, однако, поскольку они встречаются в сравнительно малых количествах, воздействие их фракционирования невелико по сравнению с кристаллизацией фельзитических минералов.

Кумс [24] показал, что степень недосыщенности кремнеземом салических щелочных магм коррелируется с изменением аналогичного параметра ассоциирующихся с ними основных пород. Это является веским доказательством ведущей роли фракционной кристаллизации в происхождении салических щелочных пород. Однако там, где объемные соотношения основных, средних и салических пород противоречат этому механизму (например, в некоторых районах зоны Восточно-Африканских рифтов), формирование каких-то порций наблюдаемых щелочных магм могло быть обязано частичному плавлению вещества основного состава. Одной из задач петрологов является разработка методов отличия расплавов, образованных в результате частичного плавления, от расплавов, являющихся продуктами фракционирования (VI.1a.5).

Дальнейшие исследования должны предусматривать химические и модальные анализы вкрапленников и стекол (щелочных обсидианов), особенно относящихся к недосыщенному кремнезему типу. Необходимы также соответствующие экспериментальные исследования для установления путей петрохимической эволюции этих магм. Кроме того, следует выявлять прямые доказательства процесса кристаллизационной дифференциации (расслоенные интрузии сиенитов). Особенно значительные пробелы имеются в наших знаниях природы трахитов и фonoлитов, ассоциирующихся с резко недосыщенными основными породами.

Благодарность

Автор благодарит д-ра Д. Бейли за то, что он согласился прочесть рукопись, и за полезные дискуссии о генезисе щелочных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abbott M. J.*, Petrology of the Nandewar volcano, N.S.W., Australia, *Contr. Miner. Petrology*, **20**, 115—134, 1969.
2. *Almeida F. F. M., de*, Brazil, Div. de Geol. e Miner., Dept. Nac. de Prod. Mineral, Monograph 18, 1961.
3. *Bailey D. K.*, Crustal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism, *J. Geophys. Res.*, **69**, 1103—1111, 1964.
4. *Bailey D. K., Macdonald R.*, Alkali feldspar fractionation trends and the derivation of peralkaline liquids, *Am. J. Sci.*, **267**, 242—248, 1969.
5. *Bailey D. K., Macdonald R.*, Petrochemical features of mildly peralkaline (comenditic) rhyolite glasses from the continents and ocean basins, *Contr. Miner. Petrology*, **28**, 340—351, 1970.
6. *Bailey D. K., Schairer J. F.*, Feldspar — liquid equilibria in peralkaline liquids — the orthoclase effect, *Am. J. Sci.*, **262**, 1198—1206, 1964.
7. *Bailey D. K., Schairer J. F.*, The system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks, *J. Petrology*, **7**, 114—170, 1966.
8. *Baker I.*, Intermediate oceanic volcanic rocks and the Daly gap, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 103—106, 1968.
9. *Baker I.*, Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantic, *Bull. geol. Soc. Am.*, **80**, 1283—1310, 1969.
10. *Baker P. E., Gass I. G., Harris P. G., Le Maitre R. W.*, The volcanological report of the Royal Society expedition to Tristan da Cunha, 1962, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **256**, 439—578, 1964.
11. *Barth T. F. W.*, Studies on the igneous rock complex of the Oslo region 14, Provenance of the Oslo magmas, *Skr. norske Vidensk. Akad., Mat.-naturv. Kl.*, **4**, 1954.
12. *Bowen N. L.*, The Evolution of the Igneous Rocks, 332, Princeton Univ. Press, 1928.
13. *Bowen N. L.*, Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology, *Am. J. Sci.*, **33**, 1—21, 1937.
14. *Bowen N. L.*, Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of the alkaline rocks, *Am. J. Sci.*, **243A**, 75—89, 1945.
15. *Bryan W. B.*, Relative abundance of inter-mediate members of the oceanic basalt — trachyte association, evidence from Clarion and Socorro Islands, Revillagigedo Islands, Mexico, *J. Geophys. Res.*, **69**, 3047—3049, 1964.
16. *Cann J. R.*, Bimodal distribution of rocks from volcanic islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 479—480, 1968.
17. *Carmichael I. S. E.*, Pantelleritic liquids and their phenocrysts, *Mineralog. Mag.*, **33**, 86—113, 1962.
18. *Carmichael I. S. E.*, Natural liquids and the phonolitic minimum, *Geol. J.*, **4**, 55—60, 1964.
19. *Carmichael I. S. E.*, The iron — titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates, *Contr. Miner. Petrology*, **14**, 36—64, 1967.
20. *Carmichael I. S. E., MacKenzie W. S.*, Feldspar — liquid equilibria in pantellerites, an experimental study, *Am. J. Sci.*, **261**, 382—396, 1963.
21. *Chayes F.*, Relative abundance of inter-mediate members of the oceanic basalt — trachyte association, *J. Geophys. Res.*, **68**, 1519—1534, 1963.
22. *Chayes F., Zies E. G.*, Sanidine phenocrysts in some peralkaline volcanic rocks, *Carnegie Inst. Wash. Yearbook*, **61**, 112—118, 1962.
23. *Chayes F., Zies E. G.*, Notes on some Mediterranean comendite and pantellerite specimens, *Carnegie Inst. Wash. Yearbook*, **63**, 186—190, 1964.
24. *Coombs D. S.*, Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside — olivine — silica diagram, *Min. Soc. Am. Spec. Rap.*, **1**, 227—250, 1963.
25. *Coombs D. S., Wilkinson J. F. G.*, Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago Volcanic Province, New Zealand, and related rocks, *J. Petrology*, **10**, 440—501, 1969.
26. *Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C.*, Geochemistry of the pantellerites of Mayor Island, New Zealand, *Contr. Miner. Petrology*, **17**, 116—140, 1968.
27. *Ferguson J.*, Geology of the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, *Meddr. Grønland*, **172**, 4, 1964.

28. *Ferguson J.*, The significance of the kakor — tokite in the evolution of the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, Meddr. Grønland, **190**, 1—193, 1970.
29. *Fudali R. F.*, Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rocks systems, Bull. geol. Soc. Am., **74**, 1101—1126, 1963.
30. *Gass I. G., Mallick D. I. J.*, Jebel Khariz, an Upper Miocene strato-volcano of comenditic affinity on the South Arabian coast, Bull. Volcan., **32—31**, 33—88, 1968.
31. *Gerassimovsky V. I., Kuznetsova S. Ya.*, On the petrochemistry of the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, Geochim. Int., **4**, 236—246, 1967.
32. *Goranson R. W.*, Silicate — water systems, Phase equilibria in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ system at high temperatures and pressures, Am. J. Sci., **35-A**, 71—91, 1938.
33. *Hamilton E. I.*, The geochemistry of the northern part of the Ilimaussaq intrusion, S. W. Greenland, Meddr. Grønland, **162**, 10, 1964.
34. *Hamilton D. L., MacKenzie W. S.*, Phase-equilibrium studies in the system NaAlSiO_4 (nepheline) — KAlSiO_4 (kalsilite) — $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, Mineralog. Mag., **34**, 214—231, 1965.
35. *Harris P. G.*, Comments on a paper by F. Chayes, Relative abundances of intermediate members of the oceanic basalt — trachyte association, J. Geophys. Res., **68**, 5103—5107, 1963.
36. *Kuno H.*, Differentiation of basalt magmas, in *Hess H. H., Poldervaart A.*, eds., Basalts, the Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, **2**, 623—688, Interscience, New York, 1968.
37. *Le Maitre R. W.*, Petrology of volcanic rocks, Gough Islands, South Atlantic, Bull. geol. Soc., **73**, 1309—1340, 1962.
38. *Le Maitre R. W.*, Chemical variations between and within volcanic rock series — a statistical approach, J. Petrology, **9**, 220—252, 1968.
39. *Luth W. C., Tuttle O. F.*, The alkali feldspar solvus in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, Am. Miner., **51**, 1359—1373, 1966.
40. *Macdonald G. A.*, Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt — trachyte association — a discussion, J. Geophys. Res., **68**, 5100—5102, 1963.
41. *Macdonald R.*, The petrology of alkaline dykes from the Tugtutôq area, South Greenland, Bull. geol. Soc. Denmark, **19**, 257—282, 1969.
42. *Macdonald R., Bailey D. K., Sutherland D. S.*, Oversaturated peralkaline glassy trachytes from Kenya, J. Petrology, **11**, 507—517, 1970.
43. *Macdonald R., Gibson I. L.*, Pantelleritic obsidians from the Volcano Chabbi (Ethiopia), Contr. Miner. Petrology, **24**, 239—244, 1969.
44. *Muir I. D., Smith J. V.*, Crystallisation of feldspars in larvikite, Zeit. Krist., **107**, 182—195, 1956.
45. *Nash W. P., Carmichael I. S. E., Johnson R. W.*, The mineralogy and petrology of Mount Suswa, Kenya, J. Petrology, **10**, 409—439, 1969.
46. *Nicholls J., Carmichael I. S. E.*, Peralkaline acid liquids, a petrological study, Contr. Miner. Petrology, **20**, 268—294, 1969.
47. *Noble D. C.*, Gold Flat member of the Thirsty Canyon Tuff — a pantellerite ash-flow sheet in southern Nevada, U. S. geol. Survey, Prof. Paper., **525-B**, 85—90, 1965.
48. *Noble D. C.*, Sodium, potassium, and ferrous iron contents of some secondarily hydrated natural silicic glasses, Am. Miner., **52**, 280—286, 1967.
49. *Noble D. C.*, Systematic variation of major elements in comendite and pantellerite glasses, Earth Planet. Sci. Lett., **4**, 167—172, 1968.
50. *Noble D. C., Smith V. C., Peck L. C.*, Loss of halogens from crystallised and glassy silicic volcanic rocks, Geochim. cosmochim. Acta, **31**, 215—224, 1967.
51. *Nolan J.*, Melting relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSiO}_4 - \text{NaFeSi}_2\text{O}_6 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{H}_2\text{O}$ and their bearing on the genesis of alkaline undersaturated rocks, Q. J. geol. Soc. Lond., **122**, 119—157, 1966.
52. *Oftedahl C.*, Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, 9, The feldspars, Skr. norske Vidensk Akad., Mat.-naturv. Kl., **3**, 1948.
53. *Romano R.*, New petrochemical data of volcanites from the Island of Pantelleria (Channel of Sicily), Geol. Rundschau, **57**, 773—783, 1968.
54. *Saggerson E. P., Williams L. A. J.*, Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district, J. Petrology, **5**, 40—81, 1964.
55. *Schairer J. F., Bowen N. L.*, The system $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, Am. J. Sci., **253**, 681—746, 1955.
56. *Schairer J. F., Bowen N. L.*, The system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, Am. J. Sci., **254**, 129—195, 1956.
57. *Schairer J. F., Yoder H. S.*, The nature of residual liquids from crystallisation, with data on the system nepheline — diopside — silica, Am. J. Sci., **258A**, 273—283, 1960.
58. *Sorensen H.*, The Ilimaussaq batholith, A review and discussion, Meddr. Grønland, **162**, 3, 1958.
59. *Sorensen H.*, On the agpaitic rocks, Rep. Int. geol. Congr. 21st Session, Norden, Pt. 13, 319—327, 1960.

60. *Sorensen H.*, Rythmic igneous layering in peralkaline intrusions, *Lithos*, 2, 261—283, 1969.
61. *Thompson R. N.*, *MacKenzie W. S.*, Feldspar—liquid equilibria in peralkaline acid liquids, an experimental study, *Am. J. Sci.*, 265, 714—734, 1967.
62. *Tilley C. E.*, Problems of alkali rock genesis, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, 113, 323—360, 1958.
63. *Tuttle O. F.*, *Bowen N. L.*, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, 153, 1958.
64. *Upton B. G. J.*, The alkaline igneous complex of Kúgnát Fjeld, South Greenland, *Bull. Grønlands geol. Unders.*, 27, 1960.
65. *Upton B. G. J.*, The geology of Tugtutôq and neighbouring islands, South Greenland, part 2, Nordmarkitic syenites and related alkaline rocks, *Meddr. Grønland*, 169, 2, 1964.
66. *Upton B. G. J.*, The geology of Tugtutôq and neighbouring islands, South Greenland, Part 4, The nepheline syenites of the Hviddal composite dyke, *Meddr. Grønland*, 169, 3, 1964.
67. *Ussing N. V.*, The geology of the country around Julianehaab, Greenland, *Meddr. Grønland*, 38, 1912.
68. *Villari L.*, On the geovolcanological and morphological evolution of an endogenous dome (Pantelleria, Mt. Gelkhamar), *Geol. Rundschau*, 57, 784—795, 1968.
69. *Washington H. S.*, The volcanoes and rocks of Pantelleria, *J. Geol.*, 22, 16—27, 1914.
70. *Wilkinson J. F. G.*, Some feldspars, nepheline and analcimes from the Square Top Intrusion, Nundle, N.S.W., *J. Petrology*, 6, 420—444, 1965.
71. *Wilkinson J. F. G.*, Residual glasses from some alkali basaltic lavas from New South Wales, *Mineralog. Mag.*, 35, 847—860, 1966.
72. *Wright J. B.*, A note on possible differentiation trends in Tertiary to Recent lavas of Kenya, *Geol. Mag.*, 100, 164—180, 1963.
73. *Wright J. B.*, Petrographic sub-provinces in the Tertiary to Recent volcanics of Kenya, *Geol. Mag.*, 102, 541—557, 1965.
74. *Wright J. B.*, Olivine nodules in a phonolite of the East Otago alkaline province, New Zealand, *Nature*, 210, 519, 1966.
75. *Wright J. B.*, Olivine nodules and related inclusions in trachyte from the Jos Plateau, Nigeria, *Mineralog. Mag.*, 37, 370—374, 1969.
76. *Wyllie P. J.*, Effects of the changes of slope on liquidus and solidus paths in the system diopside—anorthite—albite, *Min. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1, 204—212, 1963.
77. *Yagi K.*, The system acmite—diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite—hedenbergite—diopside series, *Am. Miner.*, 15, 976—1000, 1966.
78. *Yoder H. S.*, *Tilley C. E.*, Origin of basalt magmas, An experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrology*, 3, 342—532, 1962.
79. *Zies E. G.*, Chemical analysis of two pantellerites, *J. Petrology*, 1, 304—308, 1960.
80. *Zies E. G.*, A new analysis of cossyrite from the island of Pantelleria, *Am. Miner.*, 51, 200—205, 1966

VI.3. АССИМИЛЯЦИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ¹

П. Уилли

VI.3.1. Введение

Ассимиляция известняков субщелочной магмой в качестве процесса, приводящего к генерации десилифицированных щелочных магм, была предложена Дели в 1910 г. [10]. С тех пор она оставалась на петро-

¹ Работа автора над этой темой получила поддержку от Национального научного фонда.

логической сцене как жизнеспособная гипотеза, хотя последние двадцать лет ее силы стали заметно убывать. С самого начала эта идея нашла горячих сторонников и упорно оспаривалась скептическими противниками.

В шестидесятые годы соперничали две противоположных точки зрения. Шуилинг [29] считал, что теория ассимиляции известняков — «это единственная теория, которая может быть реально продемонстрирована в поле со степенью определенности, редко достигаемой петрологическими наблюдениями». С другой стороны, Тернер и Ферхуген [38] пришли к заключению, что «несколько десятилетий исследований подорвали доверие к эффективности ассимиляции известняков как существенного фактора в образовании нефелин-сиенитовой магмы».

Автор этой статьи избрал исторический подход, чтобы попытаться проследить некоторые аспекты полемики на протяжении последовательных периодов. При этом удобно рассмотреть три отчетливо различающихся периода. Первый период (1910—1935 гг.) характеризовался широким распространением гипотезы ассимиляции известняков. Аргументы за и против основывались главным образом на полевых наблюдениях. В течение второго периода (1936—1955 гг.) четко обозначились позиции сторонников и противников гипотезы, а экспериментальные исследования показали наличие на кривой ликвидуса силикатных систем термального барьера, возвышающегося в виде горба между субщелочными и фельдшпатоидными жидкостями. В течение третьего периода (1956—1970 гг.) изучение карбонатитов подорвало доверие к непосредственным полевым доказательствам, а дополнительные экспериментальные данные еще более затруднили защиту этой гипотезы.

VI.3.2. Гипотеза синтексиса известняков (1910—1935 гг.)

VI.3.2.1. Постановка вопроса. В 1910 г. Дели [10] подсчитал, что щелочные магматические породы составляют лишь около 1% всех обнажающихся на поверхности магматических пород, и на основании этого пришел к заключению, что их образование из самостоятельных первичных очагов щелочной магмы маловероятно. Они должны были сформироваться каким-либо способом из широко распространенных субщелочных магм. Полевой опыт привел Дели к развитию общей теории ассимиляции — дифференциации.

Дели составил исчерпывающий список всех известных ассоциаций щелочных пород и обнаружил, что в 107 районах из 155 отчетливо выявляется связь щелочных магматических пород с карбонатными породами. В остальных районах убедительных доказательств такой связи обнаружено не было. Дели выдвинул следующие тезисы:

1. При растворении известняков базальтовой магмой по крайней мере часть карбонатов диссоциирует; освобождающаяся при этом известь связывается с кремнеземом, а также, возможно, с окислами железа и магнием с образованием пироксена. Это приводит к десилификации магмы.

2. Ассимиляция известняков и доломитов снижает вязкость базальтовой магмы, повышая эффективность гравитационной дифференциации. Погружение железо-магнезиальных и известково-железо-магнезиальных компонентов в виде твердых или жидких фаз десилифицирует и обогащает щелочами верхнюю остаточную часть магмы по сравнению с исходным базальтом. Вместо плагиоклаза может появляться нефелин. Необходимое для этого количество карбоната невелико по сравнению с объемом субщелочной магмы.

3. Освобождающаяся углекислота вызывает глубокое нарушение химического равновесия в базальтах. Возможно, она образует соединения со щелочами и поднимается в верхние части магматической камеры, где постепенно замещается кремнеземом. В этом процессе могут участвовать как карбонаты, так и выделившаяся из них углекислота. В некоторых случаях агентами, вызывающими образование и отделение щелочной магмы от субщелочной, могут служить ювенильная углекислота и другие газы.

4. Щелочные породы являются дифференциатами синтектических магм, сформировавшихся путем ассимиляции известняков. Это объясняет крайнюю минералогическую изменчивость щелочных интрузий и распространенность в них минералов, богатых известью.

Основываясь на геологических наблюдениях, Дели не сомневался, что будущие экспериментальные исследования подтвердят идею об определяющей роли известняков или по крайней мере углекислоты в образовании щелочных пород.

VI.3.2.2. Критика гипотезы. В 1922 г. Боуэн [5] в своей статье, которая представляла собой наиболее ясное изложение взглядов противников гипотезы ассимиляции известняков того периода, согласился с Харкером [16] в том, что ни петрографические, ни теоретические данные не подтверждают предположения о значительном перегреве магм, интродуцируемых в земную кору, и что для растворения пород земной коры требуется слишком большое количество тепла. На основании анализа имеющихся термохимических данных Боуэн пришел к выводу, что количество тепла, необходимое для ассимиляции, сравнимо с теплотой плавления и что оно может быть получено только при частичной кристаллизации магмы. Следовательно, ассимиляция должна сопровождаться кристаллизацией.

Боуэн предложил простую модель, которая иллюстрирует влияние ассимиляции известняков на пути кристаллизации жидкости в системе CaO—MgO—SiO_2 . Растворение CaO изменяет соотношения кристаллизующихся минералов, а также состав пироксенов, но не вызывает существенного изменения последовательности кристаллизации. Боуэн утверждал, что добавление небольших количеств осадочного материала к базальтовой магме не ведет к образованию новых фаз, а лишь вызывает некоторое изменение состава уже существующих кристаллических фаз. Он также отмечал, что в том случае, когда базальтовая магма растворяет достаточно большое количество осадочного материала, ход и последовательность ее кристаллизации могут существенно меняться, и в системе CaO—MgO—SiO_2 при добавлении CaO могут появляться такие новые фазы, как мелилит. Производные базальтовых магм, из которых осаждаются мелилит, могут включать и некоторые типы щелочных пород. Дели и другие авторы цитировали последнее замечание как доказательство подтверждения Боуэном гипотезы ассимиляции известняков, однако они упустили из виду предшествующую этому замечанию фразу: сомнительно, чтобы базальтовая магма могла обладать количеством тепла, достаточным для растворения такой массы осадочного материала.

Боуэн рассмотрел те противоречия, которые возникают, если принять, что фельдшпатоидные расплавы образуются путем десилификации гранитной магмы в связи с ассимиляцией включений известняков. Степень десилификации, которая требуется для того, чтобы сначала исчез избыток свободного кремнезема, а затем десилифицировались полевошпатовые компоненты, очень значительна. Боуэн утверждал, что ассимиляция не может вызвать такого сильного изменения состава жидкости, если она предварительно не будет истощена кристаллизацией, сопровождаемой растворением и десилификацией. Кроме того, примеры

некоторых ассоциаций, возникающих на контакте гранитов с известняками, показывают, что среди обычных реакционных продуктов отмечаются такие основные силикаты, как пироксен или роговая обманка, но отсутствуют фельдшпатоиды.

Другие возражения против гипотезы ассимиляции известняков, обсуждавшиеся в то время, заключаются в следующем: известняки настолько широко распространены в земной коре, что наблюдаемые ассоциации щелочных пород с известняками являются случайными. Во многих примерах на контакте субщелочных пород с известняками щелочные породы отсутствуют.

VI.3.2.3. Контраргументы. Через 23 года после первого опубликования гипотезы синтексиса известняков Дели [11] вернулся к проблеме происхождения щелочных пород в книге «Изверженные породы и глубины Земли». Он подчеркнул, что некоторые возражения против теории синтексиса известняков происходят от недостаточного понимания оппонентами ее существа, и поэтому еще раз изложил ее, используя выводы Шенда [30]. Дели утверждал, что большинство фельдшпатоидных пород образуется из родоначальной субщелочной магмы, которая может изменяться по составу от базальтовой до гранитной, путем следующих процессов:

1. Десилификации субщелочной магмы за счет: а) ассимиляции CO_2 из известняков и воды из других осадочных пород; б) ассимиляции CaO и, возможно, MgO из известняков; в) концентрации ювенильной углекислоты, воды и других летучих компонентов в магме.

2. Дифференциации синтектических магм, соответствующих по составу магмам, десилицированным путем ассимиляции, и магм, обогащенных ювенильной углекислотой, водой и другими летучими компонентами.

Он подчеркнул роль всех трех процессов, рассмотренных в разд. VI.3.2.1 (пп. 1, 2 и 3).

Шенд [30] указывал, что противники гипотезы синтексиса часто ограничивают свое внимание лишь одним аспектом простого растворения известняков в базальтовой или гранитной магме, в то время как следует учитывать все три фактора (пп. 1, 2 и 3 в разд. VI.3.2.1). Он предполагал, что в результате реакции между известняком и альбитовыми компонентами магмы могут образоваться молекулы Na_2CO_3 и Na_2SiO_3 и что эти легкие и хорошо растворимые натровые соли должны вместе с ювенильными и возникающими на месте флюидами подниматься в верхние части магматической камеры. Такая миграция материала может привести к формированию щелочной магмы в местах, удаленных от участков, где происходила ассимиляция. Это объясняет как ассоциацию субщелочных пород и известняков со щелочными породами, так и нахождение щелочных пород вне видимой связи с известняками.

Шенд также дал ответ петрологам, которые высказывали сомнения по поводу источника тепла для ассимиляции (см. разд. VI.3.2.1 и VI.3.2.2). Тела щелочных изверженных пород обычно представляют собой локальные фации намного более крупных тел субщелочных пород, и Шенд полагал, что температура маленьких тел должна поддерживаться за счет тепла крупных материнских тел и что в этом случае отпадают трудности, связанные с источником тепла.

VI.3.2.4. Экспериментальный подход. В 1928 г. Стенсфилд [35] опубликовал монографию, посвященную описанию большой серии экспериментов, которые были прямо направлены на проверку гипотезы ассимиляции известняков. Программа его экспериментальных работ возникла из интереса к происхождению окаитов и ассоциирующихся с ними пород в Сант-Джозеф-дю-Лас, Квебек (IV.2). Он выдвинул геологиче-

ские и химические доказательства в поддержку своего вывода, что окаиты развивались путем ассимиляции грэнвиллских известняков магмой неизвестного типа (возможно, перидотитовой) и предположил, что все магмы, из которых кристаллизуются мелилит и монтичеллит, растворили значительные количества известняков [34].

Стенсфилд [35] провел серию экспериментальных плавок, в которых десять различных магматических пород от перидотита до гранита ассимилировали материал, представляющий чистые осадочные породы (каолинит и стекольный песок). Большая часть экспериментально полученных продуктов ассимиляции кальцитсодержащих стекол указывала на плавление, и во всех продуктах установлено присутствие мелилита. Ни в одном из экспериментов не были получены фельдшпатоиды. Таким образом, эти эксперименты подтвердили гипотезу о том, что мелилитсодержащие породы могут быть получены из субщелочных магм путем ассимиляции известняков при условии, что имеется достаточное количество тепла. Но они не дали доказательств в пользу гипотезы образования фельдшпатоидных магм из субщелочных аналогичным способом. Стенсфилд экспериментально доказал, что чужеродные породы могут быть ассимилированы природными магмами в количестве до 10—15%.

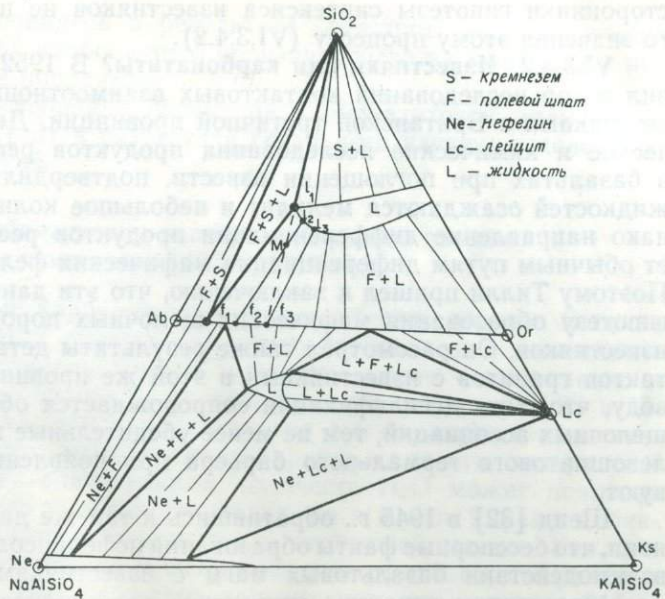
VI.3.3. Экспериментальная и полевая интерпретация (1936—1955 гг.)

VI.3.3.1. Термальный барьер между гранитными и фельдшпатоидными жидкостями. Значение системы $Ne-Ks-Qz$ для теории происхождения гранитных, сиенитовых и фельдшпатоидных магм обсуждалось Боуэном в 1937 г. Предварительная фазовая диаграмма Шерера и Боуэна [27] пятнадцать лет спустя была подтверждена и пересмотрена Шерером [26]. На фиг. 13 гл. V.1. видно, что температурный максимум на полевошпатовой соединительной линии образует термальный барьер, который может быть перейден только в том случае, если в процессе кристаллизации появляется лейцит. Значение этого барьера для десилификации гранитной магмы путем ассимиляции известняков иллюстрируется изотермическим сечением (фиг. 1).

На фиг. 1 показаны поля устойчивости при температуре $1030^\circ C$ и давлении 1 атм. Диаграмма является схематичной, поскольку фазовые кривые точно не определены, однако петрографические наблюдения и более поздние экспериментальные исследования системы в присутствии воды при повышенном давлении [14, 15] подтвердили, что общий характер фазовых взаимоотношений в этой системе должен быть именно таким. Рассмотрим гранитную жидкость l_1 , которая насыщена кварцем и полевым шпатом f_1 . При удалении кремнезема в изотермических условиях валовой состав системы меняется в направлении некоторой точки M , и становится устойчивой ассоциация полевого шпата f_2 и жидкости l_2 . Если десилифицируется жидкость l_2 , валовой состав системы смещается еще дальше от вершины SiO_2 и продолжает осаждаться полевой шпат. В условиях равновесия валовой состав системы полевой шпат — жидкость изменяется вдоль линии l_1Mf_3 до тех пор, пока последние остатки жидкости l_3 сосуществуют с полевым шпатом f_3 . Дальнейшая десилификация невозможна из-за отсутствия жидкости. Даже если равновесие не устанавливается при удалении из системы SiO_2 и осаждении полевых шпатов, состав жидкости все равно удерживается вблизи линии $l_1l_2l_3$. Наличие полевошпатового барьера предотвращает образование жидкостей, способных осаждать фельдшпатоиды, если температура не превышает температуры поверхности ликвидуса на полевошпатовом разрезе, но в этом последнем случае мы будем иметь дело с жидкостями,

Фиг. 1. Схематическое изобарическое изотермическое сечение системы с остаточными расплавами, построенное по различным источникам.

Рассмотрим жидкость l_1 . Десилификация при постоянном давлении и постоянной температуре в равновесных условиях вызывает смещение валового состава системы вдоль пунктирной линии, как показано точкой М. Состав жидкости меняется в направлении l_2 , при этом осажается полевой шпат, состав которого изменяется от f_1 до f_3 . Как сказано в тексте, хотя система десилифицируется, состав жидкости изменяется незначительно, даже когда кристаллизация завершается и последние следы жидкости l_3 исчезают.



которые ни на какой стадии не сосуществуют с кристаллами, а это не соответствует магматическим условиям.

Если десилификация жидкости l_1 вызвана ассимиляцией известняков, по мере осаждения полевого шпата жидкость обогащается CaO, а полевой шпат одновременно обогащается анортитовым компонентом. Процесс должен теперь рассматриваться в системе Ne—Ks—Qz—An; здесь обнаруживается, что тройной полевошпатовый разрез An—Ab—Og также представляет собой термальный барьер, который играет такую же роль, что и бинарный полевошпатовый разрез Ab—Og на фиг. 1. Заглядывая вперед и обращаясь к экспериментальным результатам Йодера и Тилли [49], полученным в 1962 г., следует заметить, что в базальтовых системах существует аналогичный термальный барьер между насыщенными жидкостями и жидкостями, способными осажать фельдшпатоиды. Этот термальный барьер продолжает существовать до очень высоких давлений, при которых альбит становится неустойчивым и замещается жадеитом. При магматических температурах такие давления соответствуют глубинам ниже земной коры [3, 4]. Анортитовый компонент плагиоклаза становится неустойчивым на таких же глубинах.

Исследователи, убежденные в том, что фельдшпатоидные магмы образуются путем десилификации магм, насыщенных кремнеземом, должны были найти способ преодоления термального барьера, изображенного на фиг. 1. Шенд [31] предположил, что растворенные в магме углекислота и вода, освобождаемые из известняков, понижают полевошпатовый термальный барьер. К концу рассматриваемого периода появились экспериментальные данные о влиянии H_2O на плавление в системе Ab—Og [8], но спустя два десятилетия после того, как Шенд высказал свое предположение, экспериментальные исследования показали, что полевошпатовый термальный барьер продолжает существовать в присутствии паров воды под давлением [14, 15] и что влияние CO_2 на взаимоотношения в области ликвидуса в гранитных системах невелико [46].

В ряде статей ([6] и др.) Боуэн показал, что термальный барьер может быть преодолен, если из жидкости осажается лейцит, однако

сторонники гипотезы синтексиса известняков не придают существенно-го значения этому процессу (VI.3.4.2).

VI.3.3.2. Известняки или карбонатиты? В 1952 г. Тилли [36] составил обзор исследований контактовых взаимоотношений базальтов с известняками в Британской третичной провинции. Детальные минералогические и химические исследования продуктов реакции, образующихся в базальтах при поглощении извести, подтвердили, что из остаточных жидкостей осаждаются мелилит и небольшое количество нефелина. Однако направление дифференциации продуктов реакции не соответствует обычным путям дифференциации мафических фельдшпатоидных пород. Поэтому Тилли пришел к заключению, что эти данные не подтверждают гипотезу образования мафических щелочных пород путем ассимиляции известняков. Он рассмотрел также результаты детального изучения контактов гранитов с известняками в этой же провинции и пришел к выводу, что, хотя десилификация сопровождается образованием умеренно щелочных ассоциаций, тем не менее убедительные примеры перехода полевошпатового термального барьера при появлении нефелина отсутствуют.

Шенд [32] в 1945 г., обратившись к тем же данным, что и Тилли, заявил, что бесспорные факты образования нефелинсодержащих пород при взаимодействии базальтовых магм с известняками служат серьезным подтверждением гипотезы синтексиса известняков. Он утверждал, что все наблюдающиеся в поле последовательные стадии перехода от гранита к фойяиту и ийолиту трудно объяснимы с помощью любой другой интерпретации.

Чейес [9], работающий в руководимом Шендом отделе Колумбийского университета, опубликовал результаты детального изучения территории Банкрофт (II.7), которая часто фигурировала в дискуссиях о проблеме происхождения изверженных щелочных пород. На этой территории выделяются две различные группы щелочных пород, залегающие вдоль контакта «лоурентийских» гранитов и гренвиллских мраморов»: одна группа представлена серией насыщенных или почти насыщенных пород, меняющихся от сиенитов к перкнитам; к другой относятся недосыщенные породы, включающие члены ийолитового семейства. Чейес пришел к выводу, что почти насыщенные гранит-сиенит-амфиболитовые ассоциации лучше всего объясняются с позиций гипотезы синтексиса известняков и что в полевых взаимоотношениях пород ийолитового семейства ничто не противоречит этой теории. «Объяснение, которое в наибольшей степени согласуется с полевыми данными, — это синтексис известняков».

В течение этого периода все большее и большее внимание привлекали к себе карбонатиты. В 1945 г. Шенд [32] подвел итог некоторых дискуссий об ассоциациях известняков со щелочными породами и заметил, что «некоторые петрологи предпочитают верить даже в такие весьма странные вещи, как карбонатная магма». Во втором издании своей книги Шенд писал, что карбонатиты представляют собой либо включения осадочных известняков, либо интрузии мобилизованных известняков, перемещенных в твердом состоянии подобно соляным куполам.

С другой стороны, Холмс [18], объясняя происхождение сильно щелочных мафических и ультрамафических лав вулканического поля вблизи Рувензори, отводил ведущую роль карбонатитовой магме. Геохимические особенности этих пород, которые требуют объяснения, заключаются в сочетании высоких содержаний калия и известково-железо-магnezияльных компонентов. Холмс пришел к выводу, что совершенно невозможно объяснить происхождение этих пород с помощью какого-либо варианта гипотезы синтексиса известняков, и предположил, что

щелочные лавы образовались в результате реакции магматического (существенно жидкого) карбонатита, произошедшего из мантийного источника, с гранитными породами.

К выводу о существовании первичной карбонатитовой магмы пришел также Эккерман [13] в результате детального изучения щелочного комплекса острова Альнё.

VI.3.4. Карбонатиты и экспериментальные данные о синтексисе (1956—1970 гг.)

VI.3.4.1. Некоторые карбонатиты — магматические породы. В связи с растущим интересом к геологии и генезису карбонатитов, вызванным главным образом их промышленным значением, почти одновременно в трех странах были опубликованы посвященные им сводки [23, 33 и 1].

Шенд [32] полагал, что карбонатитовая магма должна представлять собой взрывную, высокотемпературную жидкость, хотя и указывал, что присутствие значительных количеств H_2O может понизить ее температуру до более умеренного уровня, но и в этом случае, добавлял он, необходимо найти источник столь необычной магмы. Уилли и Таттл [47] подтвердили мнение Шенда, продемонстрировав, что расплав в системе $CaO-CO_2-H_2O$ осаждает кальцит при температуре $640^\circ C$ и при давлении по крайней мере до 4 кбар. Позднее результаты этих экспериментов были пересмотрены и распространены до 40 кбар [44].

Одним из главных пунктов доказательств, обычно приводимых в пользу гипотезы ассимиляции известняков, является ассоциация известняков с большинством известных щелочных комплексов. Однако пересмотр примеров, которые использовались Дели, показывает, что во многих ассоциациях, где предполагалось наличие известняков, последние в действительности представляют собой карбонатиты. Поэтому, согласно Хейнриху [17], большинство исследователей щелочных карбонатитовых комплексов отвергли эту гипотезу.

Шуилинг [28] отметил, что с физико-химической точки зрения нет существенной разницы между гипотезой синтексиса известняков и гипотезой синтексиса пород сиала карбонатитовой магмой.

Роддер [25] сообщил примечательные факты, свидетельствующие о том, что CO_2 может играть более существенную роль в генезисе магм в мантийных условиях, чем это обычно представляют себе петрологи и геофизики. Роддер исследовал газовой-жидкие включения в фенокристаллах оливина и оливинсодержащих нодулях из базальтов и в некоторых ксенолитах эклогитов и кимберлитах из алмазоносных трубок. Во всех 72 изученных оливиновых нодулях он обнаружил включения сжатой жидкой, почти чистой CO_2 . Из его наблюдений кажется вероятным, что в базальтовой магме при высоких давлениях существуют несмешивающиеся глобулы плотного флюида CO_2 . Плотность заполнения соответствует давлению на глубинах 10—15 км, где включения были захвачены растущими в базальтовом расплаве оливиновыми кристаллами. Включения могли образоваться на большей глубине и декрипитироваться при эруптивной деятельности. Для образцов из океанических регионов эти глубины соответствуют размещению источника CO_2 внутри мантии.

Последние исследования изотопного состава кислорода и углерода в кальцитовых и доломитовых включениях и в основной массе слюдяного перидотита и дайки в Пенсильвании позволили Дейнесу [12] установить, что карбонатные включения содержат наиболее тяжелый известный на Земле углерод. Значение $\delta^{13}C$ в них колеблется от 12 до $24,8\text{‰}$ по отношению к стандарту PDB. Такое обогащение изотопом ^{13}C трудно объяснить процессом фракционирования, ассимиляции или реакции с

известняками или углями. Более правдоподобна альтернативная гипотеза о том, что тяжелый углерод происходит из нижних частей земной коры или из мантии.

Дели [10, 11] в дополнение к гипотезе синтексиса известняков рассматривал возможность десилификации (п. 1, в в разд. VI.3.2.3) и сегрегации щелочных магм из субщелочных (п. 3 в разд. VI.3.2.1) под воздействием ювенильной углекислоты и других летучих компонентов. Современные полевые наблюдения скорее свидетельствуют о том, что ювенильная углекислота может оказывать такой эффект и приводить к образованию карбонатитов без участия ассимиляции известняков.

VI.3.4.2. Экспериментальные данные: влияние двуокиси углерода. Хорошо известно, что вода при повышенных давлениях ускоряет течение реакций в силикатных системах, но в присутствии сухого CO_2 реакции в полевошпатовых и гранитных системах крайне замедлены.

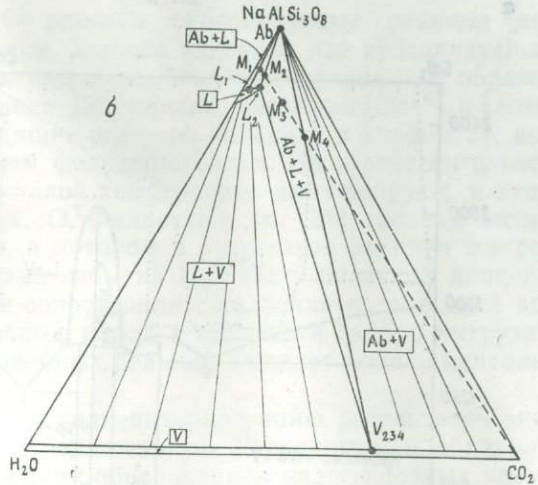
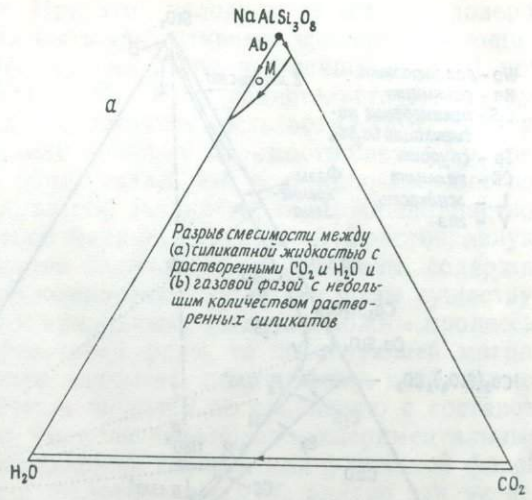
Качественное влияние CO_2 в присутствии воды экспериментально изучалось Уилли и Таттлом [46, 48]. Фазовые взаимоотношения в системе альбит — CO_2 — H_2O показаны на фиг. 2, а.

Рассмотрим вначале изобарическую кристаллизацию жидкости M на фиг. 2, а. В процессе охлаждения при равновесных условиях из жидкости осаждаются кристаллы альбита. По мере падения температуры трехфазовый треугольник $\text{Ab} + \text{L} + \text{V}$ движется в направлении бинарной системы $\text{Ab} - \text{H}_2\text{O}$ до тех пор, пока состав M не пересечет сторону $\text{Ab} - \text{L}$ треугольника. Тогда будет выделяться газовая фаза, состав которой отвечает вершине треугольника. Заметим, что газ сильно обогащен $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ по сравнению с жидкостью. При дальнейшем охлаждении (если равновесные условия сохраняются) продолжается осаждение альбита и выделение пара, состав жидкости и пара меняется в направлении $\text{Ab} - \text{H}_2\text{O}$, а распределение CO_2 между жидкостью и паром по-прежнему характеризуется обогащением углекислотой паровой фазы. В конце концов сторона $\text{Ab} - \text{V}$ трехфазового треугольника достигает точки M ; при температуре, соответствующей этой точке, последние следы жидкости исчезают и остаются только альбит и пар. Из этого можно заключать, что магма, содержащая растворенную углекислоту и воду, на ранней стадии кристаллизации выделяет преимущественно CO_2 с некоторым количеством воды, несмотря на то что количество H_2O может быть значительно ниже, чем требуется для насыщения системы силикат — H_2O .

Фиг. 2, б представляет собой схематическое изобарическое изотермическое сечение системы $\text{Ab} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. При этих условиях смесь M_1 состоит из жидкости L_1 и кристаллов альбита, а жидкость составляет около 65 вес. %. Пусть эта смесь представляет собой магму, находящуюся в контакте с известняками, в которых карбонат, хотя бы частично, диссоциирует. Предположим, что этот и последующие процессы протекают при постоянной температуре и постоянном давлении, в этом случае влияние освобождающейся углекислоты можно проследить на фиг. 2, б. Добавление CO_2 к магме сдвигает общий состав системы вдоль линии $M_1 - \text{CO}_2$. Растворение первых порций CO_2 в жидкости меняет общий состав системы в направлении M_2 , в то время как состав жидкости изменяется в сторону L_2 . Дальнейшее добавление CO_2 смещает общий состав системы в трехфазовый треугольник; при этом углекислота образует отдельную газовую фазу. Вода распределяется в системе между жидкостью и газовой фазой в соотношении, которое зависит от положения линии $L_2 - V_{234}$. Пока общий состав системы M_3 изменяется от M_2 до M_4 , сосуществуют три фазы: альбит L_2 и V_{234} , но по мере добавления CO_2 происходит кристаллизация жидкости L_2 . Последние следы жидкости исчезают, когда количество CO_2 становится достаточным для того, чтобы общий состав системы достиг M_4 .

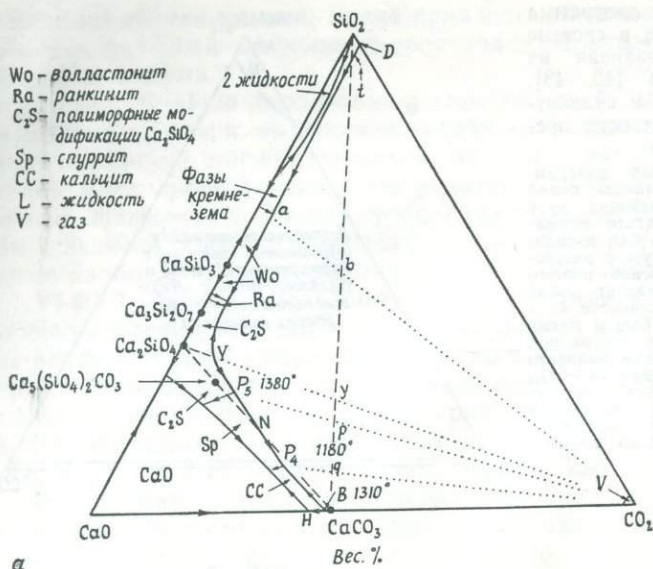
Фиг. 2. Схематическая диаграмма фазовых взаимоотношений в системе альбит— CO_2 — H_2O , основанная на работах Уилли и Таттла [46, 48]. Растворимость CO_2 — H_2O в силикатной жидкости для наглядности преувеличена.

a — изобарическая равновесная диаграмма, на которой показаны границы полей жидкости и газа, сосуществующих друг с другом и с альбитом. Обратите внимание на низкую растворимость CO_2 в силикатной жидкости, сопоставимую с растворимостью H_2O . *b* — изобарическое изотермическое сечение. M_1 представляет собой магму, состоящую из 65% жидкости L_1 и 35% альбита. Добавление CO_2 к магме при постоянном давлении и постоянной температуре вызывает смещение валового состава системы вдоль линии M_1 — CO_2 , сопровождающееся изменением состава жидкости в направлении L_2 , выделением газа V_{234} и полной кристаллизацией жидкости L_2 к тому моменту, когда валовой состав достигнет точки M_4 .



Таким образом, добавление CO_2 к магме M_1 вызывает выделение H_2O из жидкой фазы и полную кристаллизацию при постоянной температуре и давлении. Для того чтобы этот процесс полностью завершился, согласно фиг. 2, б, требуется довольно большое количество CO_2 . В природе, естественно, такой процесс происходит не при постоянной температуре и постоянном давлении, и трудно представить себе добавление столь большого количества углекислоты к гранитной магме. Тем не менее вполне вероятно, что вблизи контактов гранитного тела, а также в дайках, залегающих в известняках, происходит дегидратация и быстрая кристаллизация магмы в соответствии с рассмотренной схемой. Это предотвращает тенденцию процесса ассимиляции к десилификации магмы.

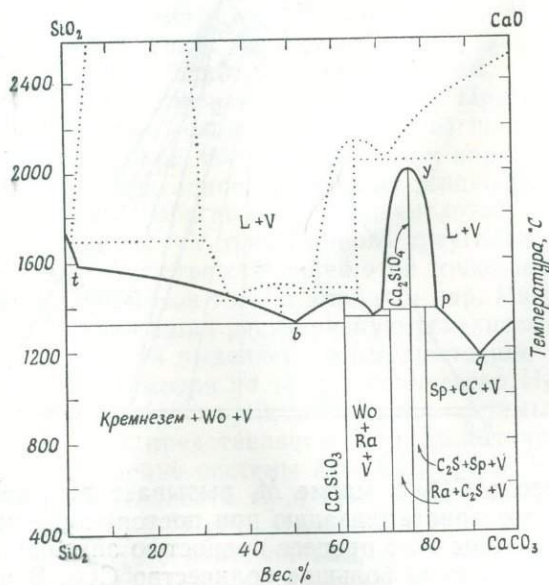
Имеющиеся экспериментальные данные не дают указаний на то, что растворение CO_2 в гранитных и полевошпатовых жидкостях может избирательно понизить температуру ликвидуса полевошпатового разреза в такой степени, чтобы сnivelировать термальный барьер (VI.3.3.1). Тилли [37] рассмотрел возможные пути преодоления силикатными жидкостями термального барьера и предположил, что это становится воз-



Фиг. 3.

а - схематическая диаграмма фазовых взаимоотношений в системе CaO-SiO₂-CO₂ при давлении 1 кбар [45]. б - фазовые взаимоотношения в области насыщенного CO₂ ликвидуса. Проекция диаграммы, изображенной на фиг. 3, а, на разрез SiO₂-CaCO₃. Газовая фаза CO₂ присутствует везде, за исключением участка t-SiO₂. Эта диаграмма иллюстрирует изменение температуры вдоль границы тройного поля BNVD (фиг. 3, а). Температуры между CaCO₃ и P₅ определены экспериментально; в отношении других температур предполагается, что в присутствии CO₂ при давлении 1 кбар они примерно на 100 °С ниже по сравнению с соответствующими температурами системы CaO-SiO₂. Для сравнения точечной линией показан бинарный ликвидус.

а



б

возможным вследствие инконгруэнтного плавления эгирина. Реакции с участием минеральных фаз, конечно, более многообещающи, чем влияние летучих компонентов на температуры ликвидуса. В последующие годы Бейли и Шерер [2] исследовали ликвидусные взаимоотношения альбита, кварца, нефелина, гематита и эгирина; результаты этих работ изложены в гл. V.1 и VI.2.

Наконец, Дели [10] высказал предположение, что CO₂ образует соединения со щелочами и транспортирует их вверх (п. 3 в разд. VI.3.2.1), а Шенд развил эту идею дальше (разд. VI.3.2.3). Имеющиеся экспериментальные данные показывают, что CO₂ лишь в небольших количествах растворяется в гранитной магме и что растворимость твердых компонентов в богатой CO₂ газовой фазе, сосуществующей с гра-

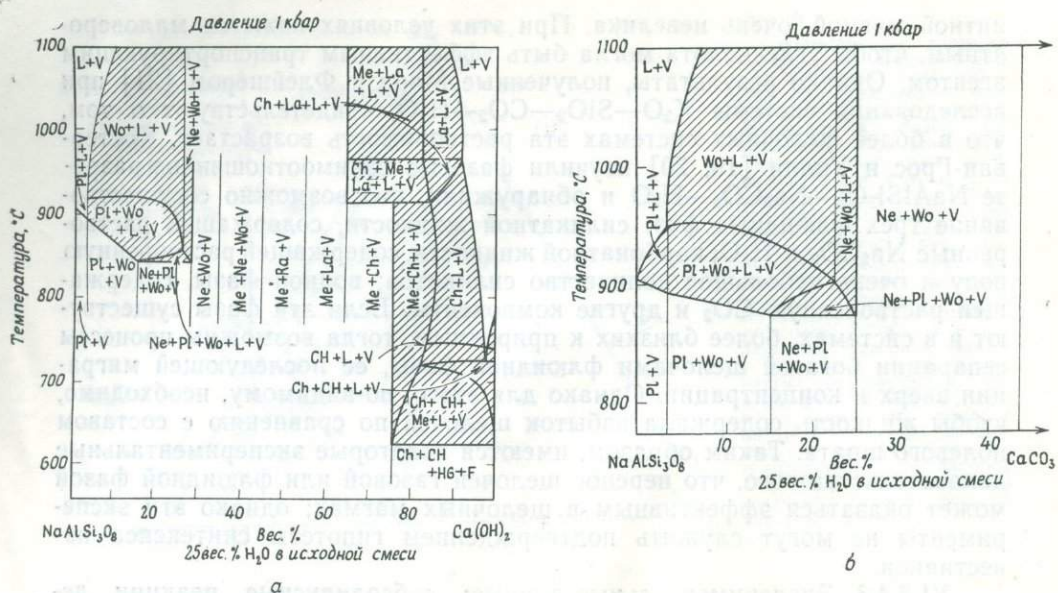
нитной магмой, очень невелика. При этих условиях кажется маловероятным, чтобы углекислота могла быть эффективным транспортирующим агентом. Однако результаты, полученные Мори и Флейшером [21] при исследовании системы $K_2O-SiO_2-CO_2-H_2O$, свидетельствуют о том, что в более щелочных системах эта растворимость возрастает. Костерван-Грос и Уилли [19, 20] изучили фазовые взаимоотношения в разрезе $NaAlSi_3O_8-Na_2CO_3-H_2O$ и обнаружили, что возможно сосуществование трех флюидных фаз: силикатной жидкости, содержащей растворенные Na_2CO_3 и H_2O ; карбонатной жидкости, содержащей растворенную воду и очень небольшое количество силикатов; водной фазы, содержащей растворенную CO_2 и другие компоненты. Если эти фазы существуют и в системах, более близких к природным, тогда возможны процессы сепарации богатой щелочами флюидной фазы, ее последующей миграции вверх и концентрации. Однако для этого, по-видимому, необходимо, чтобы жидкость содержала избыток щелочей по сравнению с составом полевого шпата. Таким образом, имеются некоторые экспериментальные доказательства того, что перенос щелочей газовой или флюидной фазой может оказаться эффективным в щелочных магмах; однако эти эксперименты не могут служить подтверждением гипотезы синтексиса известняков.

VI.3.4.3. Экспериментальные данные: субсолидусные реакции декарбонатизации и десилификации. Хорошо известно, что субсолидусные реакции между полевыми шпатами и карбонатами приводят к образованию фельдшпатоидов. Шуилинг [28] описал опыты при $1000^\circ C$ и 1 атм, предположительно воспроизводящие реакцию кальцита и доломита с полевыми шпатами с образованием фельдшпатоидов. Но в действительности, поскольку карбонаты при такой температуре диссоциируют, в этих опытах имеет место реакция с CaO . Филпоттс и др. [24] провели эксперимент при $900^\circ C$ и 0,72 кбар, в котором в результате реакции микроклина с доломитом в присутствии избытка H_2O были получены диопсид и кальсилит. Эти продукты они сопоставили с кальсилитсодержащей ассоциацией в ксенолитах осадочных пород в щелочном габбро интрузии Бром-Маунтин. Целая серия подобных реакций ожидает экспериментального исследования.

Уоткинсон и Уилли [40] обсудили интерпретацию результатов экспериментальных исследований, предложенную Шуилингом, и обратили особое внимание на различия между образованием недосыщенных кремнекислотой расплавов и образованием субсолидусных недосыщенных минеральных ассоциаций; они так же провели дополнительные опыты, имеющие более непосредственное отношение к гипотезе синтексиса известняков (фиг. 3 и 4). Шуилинг [29] в своем кратком сообщении утверждал, что он «по-прежнему выступает за теорию синтексиса известняков или ее альтернативу — теорию синтексиса сиала карбонатной магмой».

VI.3.4.4. Экспериментальные данные: синтексис известняков и синтексис сиала. Результаты последних исследований фазовых равновесий и ликвидусных взаимоотношений в силикатно-карбонатных системах создали определенный фундамент для оценки процессов синтексиса известняков и синтексиса сиала карбонатитами.

Уилли и Хас [45] описали систему $CaO-SiO_2-CO_2-H_2O$, которая является наиболее простой из систем, включающих силикатный расплав и «синтетическую карбонатитовую магму», но даже она слишком сложна для графического изображения. К счастью, их схематическая диаграмма системы $CaO-SiO_2-CO_2$, которая изображена на фиг. 3, а, может служить моделью четверной системы, а также более сложных систем, показанных на фиг. 4.



Фиг. 4. Фазовые равновесия в пределах разреза $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaCO}_3\text{—Ca(OH)}_2$ в присутствии 25 вес. % H_2O при давлении 1 кбар [39, 42].

Заштрихованные площади представляют собой фазовые поля устойчивости кристалл + жидкость + газ.

a — сечение системы $\text{Ab—Ca(OH)}_2\text{—H}_2\text{O}$, соответствующее 25% H_2O . Солидус показан жирной линией. Заметьте, что в центральной части сечения он уходит в область высоких температур. *b* — обогащенная альбитом часть сечения $\text{Ab—CaCO}_3\text{—H}_2\text{O}$. Фазовые поля те же, что и на фиг. 4, *a*, хотя составы жидкости и газа различаются; температуры также несколько отличны.

Символы фаз: Pl — плагиоклаз; Wo — волластонит, Ne — нефелин; Me — мелилит; Ra — ранкнит; La — ларнит (или другие полиморфные модификации Ca_2SiO_4); Ch — кальциевый хондродит; CH — портландит; HG — гидрогранат; L — жидкость; V — газ; F — флюид, промежуточный между жидкостью и газом.

Граница поля *BNYD* на фигуре 3, *a* определяет состав жидкости, сосуществующей с одной кристаллической фазой и газом *V* (почти чистым CO_2) при давлении 1 кбар. Жидкости состава *P*₄ и *P*₅ сосуществуют с газом и двумя кристаллическими фазами. На фиг. 3, *b* показаны границы ликвидуса для насыщенных газом условий, спроецированные из вершины CO_2 на разрез $\text{SiO}_2\text{—CaCO}_3$. Способ построения проекции показан линиями *ab*, *Yu*, *P*₅*p*, *P*₄*q*. Температуры ликвидуса между SiO_2 и CaSiO_4 оценены приблизительно, поскольку влияние CO_2 под давлением на температуры плавления кальциевых силикатов экспериментально не определены; однако исследования Уилли и Таттла [46] свидетельствуют о том, что понижение температуры ликвидуса должно быть относительно небольшим. Для сравнения точечными линиями показан ликвидус для системы CaO—SiO_2 . Температуры ликвидуса между Ca_2SiO_4 и CaCO_3 основаны на экспериментальных измерениях. На фиг. 3 для упрощения принято, что добавление CO_2 приводит к сужению поля несмешиваемости жидкостей в бинарной системе.

Рассмотрим теперь влияние CaCO_3 на температуру ликвидуса расплавленного кремнезема при постоянном давлении. Растворение примерно 5 вес. % понижает ликвидус до точки *t*. Дополнительное растворение CaCO_3 сопровождается декарбонатизацией, выделением CO_2 , осаждением кристаллической фазы $\text{SiO}_2(S)$ и изменением состава жидкости вдоль границы поля насыщенного ликвидуса (*ta*). Из жидкости *a* осаждается волластонит и кремнезем, а дальнейшее растворение CaCO_3 при постоянной температуре будет вызывать осаждение одного волластонита до тех пор, пока состав жидкости остается в точке *a*. С помощью

фиг. 3 можно исследовать растворение CaCO_3 в кремнеземистой жидкости при различных условиях. Примечательной особенностью является высокая температура ликвидуса, соответствующая плавлению Ca_2SiO_4 , которая служит эффективным термальным барьером между силикатной и карбонатной жидкостями. Заметим также, что ликвидус для волластонита представляет собой температурный максимум и является еще одним термальным барьером, хотя и меньшим по сравнению с Ca_2SiO_4 . Путем экстраполяции выводов, вытекающих из рассмотрения этой системы, можно заключить, что десиликфикация силикатной магмы в результате ассимиляции известняков редко проходит дальше развития пироксенов с отношением SiO_2 к известково-железо-магнезиальным окислам 1:1 и не достигает состава, характеризующегося отношением SiO_2 к известково-железо-магнезиальным окислам 1:2.

Фиг. 3 иллюстрирует также влияние SiO_2 на карбонатную жидкость. Растворение SiO_2 до тех пор, пока валовой состав системы не достигнет q , будет изменять состав жидкости от B до P_4 ; при этом происходит осаждение кальцита и выделение CO_2 . Продолжающееся добавление SiO_2 при постоянной температуре вызывает осаждение спуррита до тех пор, пока не израсходуется вся жидкость состава P_4 . Жидкости с составом, более богатым SiO_2 , чем P_4 , имеют более высокую температуру. Таким образом, растворения нескольких процентов кремнезема в карбонатной жидкости оказывается достаточно для осаждения кристаллических силикатов; для дополнительного растворения силикатов требуются значительно более высокие температуры, поскольку в этом случае ликвидус поднимается к термальному барьеру, соответствующему Ca_2SiO_4 . Из этого можно заключить, что синтексис сиала карбонатитовой магмой может привести только к образованию силикатной магмы, в которой отношение SiO_2 к известково-железо-магнезиальным окислам меньше чем 1:2.

Та же общая картина фазовых взаимоотношений в области ликвидуса сохраняется и в системе $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ [45] с резко выраженным термальным барьером, соответствующим плавлению Ca_2SiO_4 в присутствии смеси $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Система $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ в действительности может служить удовлетворительной моделью четверной системы. Это позволяет применять результаты исследования системы, не содержащей CO_2 , которая показана на фиг. 4,а, к соответствующей карбонатной системе (фиг. 4,б).

Один из методических приемов, применяемых для объяснения взаимоотношений между карбонатными породами и ассоциирующимися с ними щелочными магматическими породами, заключается в добавлении «минеральных молекул» нефелина, альбита и ортоклаза к синтетическим карбонатитовым магмам, состав которых моделируется разрезом $\text{CaCO}_3-\text{Ca}(\text{OH})_2$ [39, 43]. Уоткинсоном определены поля устойчивости фаз в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{CaCO}_3-\text{Ca}(\text{OH})_2$ в присутствии 25 вес. % воды при давлении 1 кбар [39]. Геометрическое изображение фазовых взаимоотношений в этой системе, которая представляет собой фрагмент шестикомпонентной системы, затруднено. К счастью, наиболее существенные из полученных результатов могут быть проиллюстрированы полями устойчивости фаз в граничных системах $\text{Ab}-\text{CaCO}_3$ и $\text{Ab}-\text{Ca}(\text{OH})_2$ в присутствии 25 вес. % H_2O (фиг. 4). Эти результаты рассматривались в работах Уоткинсона и Уилли [40, 42].

На фиг. 4,а изображены фазовые поля в системе $\text{Ab}-\text{Ca}(\text{OH})_2$, которая не содержит CO_2 , но может служить удовлетворительной моделью для системы $\text{Ab}-\text{CaCO}_3-\text{Ca}(\text{OH})_2-25\% \text{H}_2\text{O}$. Фиг. 4,б показывает, что аналогичные фазовые поля наблюдаются и на альбитовом краю системы $\text{Ab}-\text{CaCO}_3$. Фазовые взаимоотношения в кальцитовой части фиг. 4,б не

были детально изучены из-за слишком высоких температур ликвидуса; к тому же присутствие воды означает, что состав жидкости должен рассматриваться в системе $\text{CaCO}_3\text{—Ca(OH)}_2$. Фазовые взаимоотношения, изображенные на фиг. 4, и аналогичные им взаимоотношения, установленные для системы с ортоклазом [39, 42], показывают, что эти системы могут быть разделены на три части. В полевошпатовой части в присутствии H_2O под давлением наблюдаются умеренные температуры солидуса, а в синтетической карбонатитовой части температуры плавления еще ниже. Однако в центральной части температуры солидуса выше, чем на краях системы. Заметим, что на фиг. 4,а температуры ликвидуса круто возрастают по направлению к ларниту, и это показывает, что карбонатитовая жидкость отделяется от силикатной термальным барьером, соответствующим наблюдавшемуся на фигуре 3,б.

Субсолидусные взаимоотношения в центральной части полевошпатовых систем демонстрируют существование ряда реакций декарбонатизации, вызывающих последующую десилификацию минеральных ассоциаций, и в частности образование фельдшпатоидов вместо полевых шпатов. Примечательно широкое распространение мелилита.

Фиг. 4 может служить моделью процесса ассимиляции известняков полевошпатовой (сиенитовой) магмой. Рассмотрим эффект добавления богатого известью материала (известняка) к жидкости $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ при давлении 1 кбар и постоянной температуре 915 °С.

Прогрессивное растворение известняков при равновесных условиях вызывает: 1) осаждение плагиоклазового полевого шпата; 2) осаждение волластонита вместе с плагиоклазом; 3) реакционное замещение плагиоклаза волластонитом; 4) осаждение небольших количеств нефелина в узком интервале составов; 5) полную кристаллизацию силикатной жидкости с образованием нефелина и волластонита, сосуществующих с газовой фазой; 6) ряд субсолидусных реакций декарбонатизации, приводящих к образованию серии недосыщенных кремнеземом ассоциаций. Эти экспериментальные результаты подтверждают, что в сиенитовых магмах в присутствии избытка пара ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) может иметь место серия химических и минералогических преобразований, которые в соответствии с гипотезой синтексиса известняков приводят к возникновению небольших количеств недосыщенных щелочных жидкостей, способных осажждать фельдшпатоиды. Это происходит лишь при условии, что в процессе ассимиляции до 20 вес. % известняков температура поддерживается на высоком уровне. Такие преобразования *не могут* наблюдаться в гранитных магмах, представляющих альбит-кварцевые жидкости, поскольку разрез альбит— H_2O служит термальным барьером, отделяющим гранитные жидкости от фельдшпатоидных (VI.3.3.1).

Сечение $\text{Ca(OH)}_2\text{—H}_2\text{O}$ на фиг. 4,а представляет модель синтетической карбонатитовой магмы $\text{CaCO}_3\text{—Ca(OH)}_2\text{—H}_2\text{O}$, и поэтому эта фигура может иллюстрировать эффект синтексиса сially карбонатитовой магмой. В процессе растворения богатой кальцием жидкостью до 5 вес. % альбита температуры ликвидуса понижаются до тех пор, пока не появляются первичные силикатные фазы, затем температуры ликвидуса круто возрастают. Продолжающееся добавление альбита вызывает осаждение силикатных минералов с небольшим изменением состава жидкости. Добавление более 20 вес. % альбита при температуре ниже 900 °С или 30 вес. % альбита при температуре выше 900 °С приводит к полному исчезновению жидкости и образованию минеральных ассоциаций, включающих кальциевый хондродит, мелилит, ларнит и, если присутствует CO_2 , кальцит и спуррит (см. систему $\text{CaO—SiO}_2\text{—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$) [45]. Состав карбонатитовой магмы, ассимилирующей полевошпатовый или гранитный материал, по-видимому, характеризуется ограниченным

содержанием кремнезема благодаря термальному барьеру, соответствующему ортосиликату с отношением SiO_2 к известково-железо-магнезиальным окислам 1:2. Эти экспериментальные работы не дают подтверждения тому, что такого рода процесс может приводить к образованию щелочных силикатных жидкостей или фельдшпатоидных пород.

Сечение системы нефелин — CaCO_3 — $\text{Ca}(\text{OH})_2$ — H_2O [39, 41] совершенно отлично от рассмотренных выше сечений полевошпатовой системы. Термальный барьер здесь отсутствует, и фракционная кристаллизация богатой нефелином жидкости дает остаточную карбонатитовую магму. Фельдшпатоидная жидкость способна растворять значительное количество известняка при условии сохранения достаточных температур. Так же и карбонатитовая магма может растворять большое количество фельдшпатоидных пород.

VI.3.5. Выводы

Гипотеза синтексиса известняков по-прежнему имеет своих сторонников, однако то обстоятельство, что «известняки» многих ассоциаций карбонатных и щелочных пород, рассматривавшихся Дели в 1910 г., фактически представляют собой карбонатиты, заставило большинство петрологов, изучающих карбонатиты, отказаться от этой гипотезы. Тилли [37] заключил, что, «хотя широкая поддержка гипотезы происхождения щелочных пород путем синтексиса известняков продолжает существовать, полевые наблюдения, доказывающие такой способ образования щелочных пород, ограничиваются контактными зонами основных и средних пород» [36].

Экспериментальные данные, рассмотренные в этой статье, подтверждают существование термального барьера между пересыщенными кремнеземом жидкостями и жидкостями, способными осаждать фельдшпатоиды. Это препятствует образованию щелочных магм путем десилификации, сопровождающейся реакциями кристалл — жидкость в гранитных магмах. Другие экспериментальные исследования показывают, что перенос щелочей газовой или флюидной фазой эффективен в щелочных магмах, но едва ли имеет существенное значение в субщелочных магмах. Не было получено экспериментальных данных, подтверждающих, что ассимиляция сиалической коры карбонатитовой магмой может привести к образованию фельдшпатоидной магмы; для того чтобы подобный процесс осуществлялся, необходим избыток щелочей.

Ассимиляция известняков требует значительного количества тепла, которое нельзя получить только за счет перегрева субщелочных магм. Экспериментально доказано, что выделение CO_2 способствует кристаллизации магмы (фиг. 2). По некоторым соображениям, основанным на экспериментальных данных, ассимиляция известняков субщелочной магмой должна приводить к кристаллизации магмы, сопровождающейся развитием ряда кальциевых силикатов и локальным образованием вблизи подвергающихся ассимиляции известняков слегка недосыщенных кремнеземом пород. Это подтверждается полевыми наблюдениями, однако такой процесс должен быть четко отграничен от генерации фельдшпатоидных магм, способных к последующей дифференциации, как это предполагается гипотезой ассимиляции известняков.

Таким образом, мы приходим к выводу, что нет определенных геологических доказательств образования фельдшпатоидных магм из субщелочных путем синтексиса известняков, но имеются экспериментальные данные против этой гипотезы. Читатель найдет альтернативные петрогенетические схемы в других статьях этого тома.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Agard J.*, Les gites minéraux associés aux roches carbonatites, *Sci. de la Terre, Univ. Nancy*, 4, 105—151, 1956.
2. *Bailey D. K., Schairer J. F.*, The system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks, *J. Petrology*, 7, 114—170, 1966.
3. *Boettcher A. L., Wyllie P. J.*, Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids in the system $\text{NaAlSiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 999—1012, 1968.
4. *Boettcher A. L., Wyllie P. J.*, Phase relationships in the system $\text{NaAlSiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ to 35 kbars pressure, *Am. J. Sci.*, 267, 875—909, 1969.
5. *Bowen N. L.*, The behavior of inclusions in igneous magmas, *J. Geol.*, 30, 513—570, 1922.
6. *Bowen N. L.*, The Evolution of the Igneous Rocks, Princeton University Press, Reprinted by Dover Publications, Inc., 1956.
7. *Bowen N. L.*, Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology, *Am. J. Sci.*, 33, 1—21, 1937.
8. *Bowen N. L., Tuttle O. F.*, The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$, *J. Geol.*, 58, 489—511, 1950.
9. *Chayes F.*, Alkaline and carbonate intrusives near Bancroft, Ontario, *Bull. geol. Soc. Am.*, 53, 449—512, 1942.
10. *Daly R. A.*, Origin of alkaline rocks, *Bull. geol. Soc. Am.*, 21, 87—118, 1910.
11. *Daly R. A.*, Igneous Rocks and the Depths of the Earth, McGraw-Hill, New York, 1933.
12. *Deines P.*, The carbon and isotopic composition of carbonates from a mica peridotite dike near Dixonville, Pennsylvania, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 613—625, 1968.
13. *Eckermann H.*, von, The alkaline district of Alnö Island, *Sverig. geol. Unders. Ser. Ca*, 36, 176, 1948.
14. *Fudali R. F.*, Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rock systems, *Bull. geol. Soc. Am.*, 74, 1101—1126, 1963.
15. *Hamilton D. L., Mackenzie W. S.*, Phase equilibrium studies in the system NaAlSiO_4 (nepheline) — KAlSiO_4 (kalsilite) — $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, *Mineral. Mag.*, 34, 214—231, 1965.
16. *Harker A.*, The Natural History of Igneous Rocks, reprinted in 1965 by Hafner Publishing Co., New York, 384, 1909.
17. *Heinrich E. W.*, The Geology of Carbonatites, Rand McNally and Co., Chicago, 607, 1966.
18. *Holmes A.*, Petrogenesis of katungite and its associates, *Am. Miner.*, 35, 772—792, 1950.
19. *Koster van Groos A. F., Wyllie P. J.*, Liquid immiscibility in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ at pressures to 1 kilobar, *Am. J. Sci.*, 264, 234—255, 1966.
20. *Koster van Groos A. F., Wyllie P. J.*, Liquid immiscibility in the join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ and its bearing on the genesis of carbonatites, *Am. J. Sci.*, 266, 932—967, 1968.
21. *Morey G. W., Fleischer M.*, Equilibrium between vapor and liquid phases in the system $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, *Bull. geol. Soc. Am.*, 51, 1035—1058, 1940.
22. *Naidu P. R. J.*, Editor of Papers and Proceedings, 4th general meeting International Mineralogical Association, I.M.A. vol., Mineral Soc. India, 252, 1966.
23. *Pecora W. T.*, Carbonatites, A review, *Bull. geol. Soc. Am.*, 67, 1537—1556, 1956.
24. *Philpotts A. R., Pattison E. F., Fox J. S.*, Kalsilite, diopside and melilite in a sedimentary xenolith from Brome Mountain, Quebec, *Nature*, 214, 1322—1323, 1967.
25. *Roedder E.*, Liquid CO_2 inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts, *Am. Miner.*, 50, 1746—1782, 1965.
26. *Schairer J. F.*, The alkali—feldspar join in the system $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4 - \text{SiO}_2$, *J. Geol.*, 58, 512—517, 1950.
27. *Schairer J. F., Bowen N. L.*, Preliminary report on equilibrium relations between feldspars, and silica, *Trans. Am. Geophys. Un.*, 16th annual meeting, 325—328, 1935.
28. *Schailing R. D.*, Dry synthesis of feldspathoids by feldspar—carbonate reactions, *Nature*, 201, 1115, 1964.
29. *Schailing R. D.*, The limestone assimilation hypothesis, *Nature*, 204, 1054—1055, 1964.
30. *Shand S. J.*, Limestone and the origin of feldspathoidal rocks, an aftermath of the Geological Congress, *Geol. Mag.*, 67, 415—427, 1930.
31. *Shand S. J.*, Eruptive Rocks, John Wiley and Sons, New York, Second edition, 444, 1943.
32. *Shand S. J.*, The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks, *Am. J. Sci.*, 243-A, 495—507, 1945.

33. *Smith W. Campbell*, A review of some problems of African carbonatites, *Q. J. geol. Soc. Lond.*, **112**, 189—219, 1956.
34. *Stansfield J.*, Extensions of the Monteregean petrographical province to the west and north-west, *Geol. Mag.*, **60**, 433—453, 1923.
35. *Stansfield J.*, Assimilation and Petrogenesis, Separation of Ores from Magmas, Valley Publishing Co., Urbana, Illinois, 197, 1928.
36. *Tilley C. E.*, Some trends of basaltic magma in limestone syntexis, *Am. J. Sci.*, Bowen volume, 529—545, 1952.
37. *Tilley C. E.*, Problems of alkali rock genesis. *Quartz J. geol. Soc. Lond.*, **113**, 323—360, 1958.
38. *Turner F. J., Verhoogen J.*, *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd Edition, McGraw-Hill, New York, 694, 1960.
39. *Watkinson D. H.*, Melting relations in parts of the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ with applications to carbonate and alkalic rocks, Ph. D. thesis, The Pennsylvania State University, 1965.
40. *Watkinson D. H., Wyllie P. J.*, The limestone assimilation hypothesis, *Nature*, **204**, 1053—1054, 1964.
41. *Watkinson D. H., Wyllie P. J.*, Phase-relations in the join $\text{NaAlSiO}_4 - \text{CaCO}_3 - (25\%) \text{H}_2\text{O}$ and the origin of some carbonatite—alkalic rock complexes (abstract), *Can. Miner.*, **8**, 402—403, 1965.
42. *Watkinson D. H., Wyllie P. J.*, Phase equilibrium studies bearing on the limestone assimilation hypothesis, *Bull. geol. Soc. Am.*, **80**, 1565—1576, 1969.
43. *Wyllie P. J.*, Experimental studies of carbonatite problems, the origin and differentiation of carbonatite magmas, in *Tuttle O. F., Gittins J.*, eds. *Carbonatites*, 311—352, Interscience-Wiley Publishers, New York, 591, 1966.
44. *Wyllie P. J., Boettcher A. L.*, Liquidus phase relationships in the system $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ to 40 kilobars pressure, with petrological applications, *Am. J. Sci.*, Schairer vol., **276A**, 489—508, 1969.
45. *Wyllie P. J., Haas J. L.*, The system $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, I. Melting relationships with excess vapor at 1 kilobar pressure, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 871—892, 1965.
46. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.*, Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars, *Am. J. Sci.*, **257**, 648—655, 1959.
47. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.*, The system $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites, *J. Petrology*, **1**, 1—46, 1960.
48. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.*, Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components, Part I. Geometrical considerations, *Am. J. Sci.*, **258**, 498—517, 1960.
49. *Yoder H. S., Tilley C. E.*, Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrology*, **3**, 342—532, 1962.

VI.4. РЕЗОРБЦИЯ СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛОВ

У. К. Лут

VI.4.1. Основные положения

При попытке оценить роль резорбции силикатных минералов магмой следует учитывать общие соотношения масс, энергий и объемов в данной системе. Считают, что определяющим фактором процесса резорбции является баланс тепла, или тепловой энергии. Как указывал Боуэн [4], теплота смешения жидкостей обычно меньше, чем теплота плавления. Это свойство в сочетании с явлением возрастания растворимости силикатов при повышении температуры привело Боуэна к выводу о том, что растворение (кристаллических) силикатов происходит с поглощением тепла и является эндотермическим процессом. Однако если

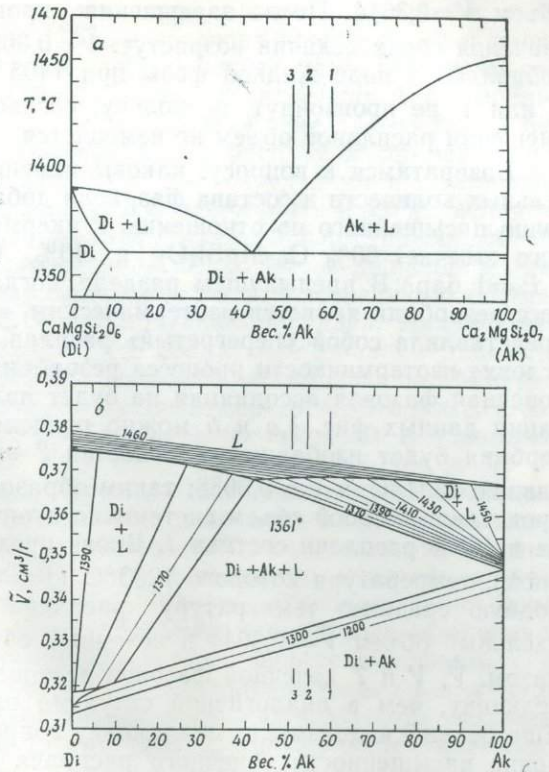
вследствие растворения кристаллического силиката в насыщенной магме происходит процесс кристаллизации, то высвобождается некоторое количество тепла (теплота кристаллизации) и реакция становится экзотермической.

При анализе процесса резорбции мы будем иметь дело с взаимной зависимостью ряда термодинамических переменных. Вместо того чтобы рассматривать это явление с точки зрения энергии, изучим его с помощью более знакомых и по крайней мере потенциально измеримых параметров — давления (P , бар = 10^6 дин/см²), температуры (T , °С или К), объема (V , см³) и массы (g). В данном аспекте давление и температура являются интенсивными, а объем и масса — экстенсивными параметрами. Часто оказывается полезным ввести параметры, полученные путем отнесения экстенсивных параметров к массе, такие, как удельный объем ($\tilde{V}=1/\rho$) и доля массы (или вес. %), с тем, чтобы оценивать поведение системы с точки зрения интенсивных параметров.

Для анализа процесса резорбции целесообразно сформулировать следующий вопрос. Каковы последствия добавления X г кристаллического вещества, или минерала к Y г жидкости, или силикатного расплава? Интуитивно можно полагать, что эти последствия зависят от состояния кристаллического вещества, а также от величины отношения X/Y ; кроме этого, имеет значение, насыщен ли силикатный расплав по отношению к кристаллической фазе добавленного или другого вещества. Таким образом, видно, что на сформулированный выше сравнительно простой вопрос нельзя сразу дать ответа, если не считать общего заявления, что в результате воздействия всех указанных факторов произойдут какие-то изменения. Чтобы разрешить этот вопрос, необходимо видоизменить его формулировку. Для этого, по мнению автора, следует установить природу и оценить массу как кристаллического вещества, так и расплава.

Теперь видоизмененный вопрос будет иметь такую форму: каковы будут изменения P, T, V, \tilde{V} , массы, относительного количества и состава фаз, если добавить 10 г диопсида к 100 г расплава, состоящего из 60% $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ и 40% $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ при $T=1405^\circ\text{C}$ и $P=1$ бар (фиг. 1,а) и точно насыщенного по отношению к акерманиту (в условиях ликвидуса)? Частично на поставленный вопрос можно ответить сразу. Общая масса системы составит 110 г, а валовой состав будет представлен 50 г $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ и 60 г $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ или 45,4 вес. % $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ и 54,6 вес. % $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$. Однако по-прежнему нельзя ответить на вопрос об изменении P, T, V, \tilde{V} , составов и относительных количеств фаз после того, как вновь установится равновесие. Будем считать, что процесс резорбции протекает при постоянном давлении; тогда оценку ситуации можно произвести с помощью ряда ограничительных условий, имея дело с взаимодействием T, V, \tilde{V} , состава и относительных количеств сосуществующих фаз. Из фиг. 1,а видно, что первичная кристаллическая фаза, выпадающая из исходного расплава 1, а также из расплава 2, валовой состав которого является результатом добавления 10 г кристаллического диопсида, будет представлена акерманитом. Если процесс резорбции является изотермическим, то, как следует из фиг. 1,а, новый валовой состав 2 будет недосыщенным по отношению к акерманиту. Иными словами, при 1405°C температура ликвидуса такого расплава превышена приблизительно на 11°C , поэтому можно сказать, что расплав «перегрет» на 11°C . В этом аспекте мы можем ответить на часть вопроса, касающуюся состава и относительных количеств фаз. Если расплав состава 2 существует в виде единой фазы при $T=1405^\circ\text{C}$ и $P=1$ бар, то \tilde{V} такого расплава определяется пересечением изотермы 1405°C и линии постоянного состава (изоплеты) 2 на фиг. 1,б, или $\tilde{V}=0,3694$, а $V=(\tilde{V})(m)$,

Фиг. 1. Система $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6(\text{Di}) - \text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7(\text{Ak})$ при давлении 1 бар (по данным Кларка [9]).
 а — диаграмма температура — состав [18]; б — диаграмма удельный объем — состав. Изотермические двухфазовые конноды для области существования жидкой фазы проведены с интервалом 10°C .



или $V=40,634 \text{ см}^3$. Таким образом, добавление 10 г диопсида к рассматриваемому расплаву при постоянном давлении и температуре приводит к следующим изменениям:

1. Образуется расплав состава 2, недосыщенный по отношению к акерманиту, удельный объем которого $\bar{V}=0,3694$.
2. Масса системы увеличивается до 110 г и изменяет ее объем до величины $40,634 \text{ см}^3$.

Однако суммарное изменение температуры и объема нельзя определить, не зная исходных условий существования диопсида. Если диопсид находился сначала при 1200°C ($\bar{V}=0,314$), то результат его добавления будет совсем другим, чем в случае, если бы его начальная температура равнялась 1405°C и он представлял собой стабильную жидкую фазу ($\bar{V}=0,3755$). В первом случае среднее значение температуры для исходного состава 2 (10 г диопсида при 1200°C и 100 г расплава 1 при 1405°C) определяют следующим образом:

$$\frac{(10)(1200) + (100)(1405)}{110} = 1386^\circ\text{C}.$$

В этом случае для того, чтобы процесс резорбции стал возможным, требуется повышение температуры на 21°C , т. е. на 1,28% по отношению к исходной средней температуре (по шкале Кельвина).

Таким же образом можно рассмотреть и изменение удельных объемов. После добавления 10 г диопсида при 1200°C с объемом $V=3,14 \text{ см}^3$ к 100 г расплава 1 с удельным объемом $\bar{V}=0,3694$ ($V=36,94 \text{ см}^3$) общий объем составит $40,08 \text{ см}^3$; при этом исходный состав будет соответствовать изоплете 2, а суммарный исходный удельный

объем $\bar{V}=0,3644$. После завершения процесса резорбции конечные значения обеих величин возрастут: $\bar{V}=0,3694$ и $V=40,62$. Если диопсид добавляют в виде жидкой фазы при 1405°C , то суммарные изменения \bar{V} или V не произойдут, поскольку, согласно нашему допущению, при смешении расплавов объем не изменяется.

Возвратимся к вопросу: каковы изменения P, T, V, \bar{V} , массы, относительных количеств и состава фаз, если добавляют 10 г диопсида к 100 г точно насыщенного по отношению к акерманиту расплава, состав которого отвечает 60% $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ и 40% $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ при $T=1405^\circ\text{C}$ и $P=1$ бар? В предыдущем разделе, когда мы предполагали, что процесс резорбции является изотермическим, конечная фазовая ассоциация представляла собой «перегретый» расплав. Если снять ограничительное условие изотермичности процесса резорбции, а вместо него принять, что конечная фазовая ассоциация не будет являться «перегретой» на основании данных фиг. 1,а и б можно предсказать, что в этом случае резорбция будет изобарической. Состав 2 имеет температуру ликвидуса, равную 1394°C , и $\bar{V}=0,3688$; таким образом, общий объем $V=40,57$ см³ представляет собой объем системы по окончании резорбции 10 г диопсида в 100 г расплава состава 1. Вновь предположим, что добавляют диопсид, температура которого 1200°C ($\bar{V}=0,314$), что обуславливает исходную среднюю температуру расплава 1386°C , исходный средний удельный объем $\bar{V}=0,3644$ и исходный объем $V=40,08$ см³. Таким образом, \bar{V} , V и T конечной фазовой ассоциации возрастают на меньшую величину, чем в аналогичной ситуации при изотермических условиях. Еще больше видоизменим постановку вопроса, сняв ограничительное условие насыщенности конечного расплава акерманитом, однако введем ограничение другого рода: температура не должна превышать исходной величины 1386°C . Состав 2 соответствует двухфазной ассоциации акерманит (8%) — расплав 3 (92%) при 1386°C . Расплав, сосуществующий с акерманитом, имеет состав 49% $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ и 51% $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$. Эффективный валовой состав расплава 2, образующегося после завершения процесса резорбции, представлен 45,4% $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ и 54,6% $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$. Конечная ассоциация фаз будет состоять из 8,8 г акерманита и 101,2 г расплава 3. По данным фиг. 1,б удельный объем \bar{V} двухфазовой конечной ассоциации составляет 0,3674, что соответствует общему объему $V=40,414$ см³. Последняя цифра указывает на суммарное увеличение объема по сравнению с исходными условиями ($40,08$ см³). Таким образом, хотя не наблюдается повышения температуры относительно ее исходной средней величины, системой (или над системой) производится работа, природа которой связана с изменением давления и объема. В рассматриваемом случае резорбция 10 г диопсида приводит к выделению 8,8 г кристаллов акерманита.

Мы можем рассмотреть ожидаемые изменения T, \bar{V} , состава и относительных количеств сосуществующих фаз после завершения резорбции, приняв, что происходит изобарический процесс при постоянном объеме. Вновь допустим, что добавляют 10 г диопсида при 1200°C в расплав состава 1 при 1405°C , как показано на фиг. 1,а и 1,б. Однако в этом случае после завершения процесса резорбции конечный объем системы будет равен исходному объему, который занимали 100 г расплава 1. Такой процесс трудно себе представить физически, если не ввести понятие о сериях бесконечно малых изменений, хотя он вполне возможен в глубокой магматической камере. 100 г расплава 1 при удельном объеме $\bar{V}=0,3694$ (фиг. 1,б) занимают объем $V=36,94$ см³. К нему мы добавляем 10 г диопсида при 1200°C ($\bar{V}=0,314$) и учитываем ограниче-

ние, связанное с изобарическим характером процесса резорбции, т. е. общая масса постоянна и равна 110 г, а конечная ассоциация фаз занимает общий объем 36,94 см³. Поскольку конечный удельный объем определяется отношением $36,94/110=0,336$, то, согласно фиг. 1,б, стабильная фазовая ассоциация при данном удельном объеме для состава 2 будет представлена диопсидом, акерманитом и расплавом примерно при 1361 °С. Весовые соотношения этих трех фаз определяются с помощью «правила рычага»: 46,6% диопсида, 48,6% акерманита и 4,8% расплава, или 51,3 г диопсида и 53,4 г акерманита. Таким образом, при подобных специфических условиях добавление малого количества диопсида к значительному количеству расплава, насыщенного по отношению к акерманиту, привело к почти полной кристаллизации расплава. Дальнейший анализ по той же схеме показывает, что добавление лишь 1 г диопсида (1200 °С) к 100 г расплава 1 должно вызвать кристаллизацию примерно 19 г акерманита. Следовательно, по крайней мере в этом случае, ограничения в виде постоянства объема и давления приводят к принципиальным изменениям.

Нередко подразумевают, что фазовые диаграммы, столь полезные при классическом описании гетерогенных равновесий, не применимы при обсуждении равновесий в открытых системах. В предыдущем изложении мы имели дело с такой системой, которая является открытой в том смысле, что ее общая масса изменяется вследствие процесса резорбции. Можно представить себе и обратную ситуацию, при которой общая масса остается постоянной, а состав изменяется в процессе резорбции.

Процесс подобного типа может быть проиллюстрирован с помощью фиг. 1,а и 1,б. Допустим, что 10 г диопсида (при 1200 °С) будут взаимодействовать со 100 г расплава L_1 при 1405 °С, причем общая масса системы постоянна и равна 100 г, а расплав остается насыщенным по отношению к акерманиту. Добавление 10 г диопсида к 100 г расплава 1 изменит эффективный валовой состав до изоплеты 2 (60 г, 54,6% $Ca_2MgSi_2O_7$ и 50 г, 45,4% $CaMgSi_2O_6$). Но чтобы получить массу в 100 г, 10 г вещества должны быть удалены из системы. Если расплав 2 остается насыщенным по отношению к акерманиту, то его состав должен находиться на кривой ликвидуса (фиг. 1,а) при температуре 1394 °С. Поскольку масса расплава должна составлять 100 г, его состав 2 будет соответствовать 54,6 г $Ca_2MgSi_2O_7$ и 45,4 г $CaMgSi_2O_6$. Следовательно, из системы удалены 5,4 г $Ca_2MgSi_2O_7$ и 4,6 $CaMgSi_2O_6$ либо в виде расплава, либо как смесь кристаллов акерманита и диопсида. Однако расплав вовсе не обязательно должен оставаться на изоплете 2. При наличии вышеупомянутых ограничений расплав, масса которого равна 100 г, может варьировать по составу от 50% $Ca_2MgSi_2O_7$ и 50% $CaMgSi_2O_6$ до 60% $Ca_2MgSi_2O_7$ и 40% $CaMgSi_2O_6$. Если имеет место 1-й вариант, то добавление 10 г диопсида вызовет удаление 10 г акерманита, и в итоге образуется насыщенный акерманитом расплав 3 при температуре 1386 °С (фиг. 1). В этом случае удельный объем расплава $\bar{V}=0,3694$, а конечный объем системы равен 36,94 см³, что соответствует исходному объему системы, состоящей только из расплава 1. Таким образом, объем системы остается постоянным, однако происходят изменения, затрагивающие общий объем. Первоначально мы имели 10 г диопсида (3,14 см³) и 36,94 см³ расплава 1. После завершения процесса резорбции стало 37 см³ расплава 3 и 3,55 см³ акерманита. Хотя объем системы не изменился, объем «среды» значительно увеличился.

Мы рассмотрели взаимодействие интенсивных и экстенсивных параметров, играющих важную роль в процессе изобарической резорбции в простой, идеализированной бинарной силикатной системе. Фактически серьезно обсуждался лишь состав системы. Однако применявшиеся при

этом принципы имеют всеобщий характер и демонстрируют необходимость полной и точной характеристики условий, при которых рассматривается процесс резорбции. Дополнительное влияние изменения давления легко представить себе с помощью анализа объемных соотношений. В связи с отсутствием данных для области повышенных температур и давлений влияние последнего фактора в дальнейшем не принимается во внимание.

Вполне возможно, что изобарическая диаграмма удельный объем — состав (фиг. 1,б) незнакома читателям, однако ее значение очевидно. Общий вид изобарической диаграммы удельный объем — состав будет аналогичен показанному на фиг. 1,б, если моновариантные кривые PT , относящиеся к реакциям плавления в однокомпонентных и бинарных системах, характеризуются неравенством $dP/dT > 0$. В ряде других случаев общая форма диаграммы фиг. 1,б не применима. Эти случаи, так же как и соотношения, связанные с изменением энтропии соединений, здесь не рассматриваются.

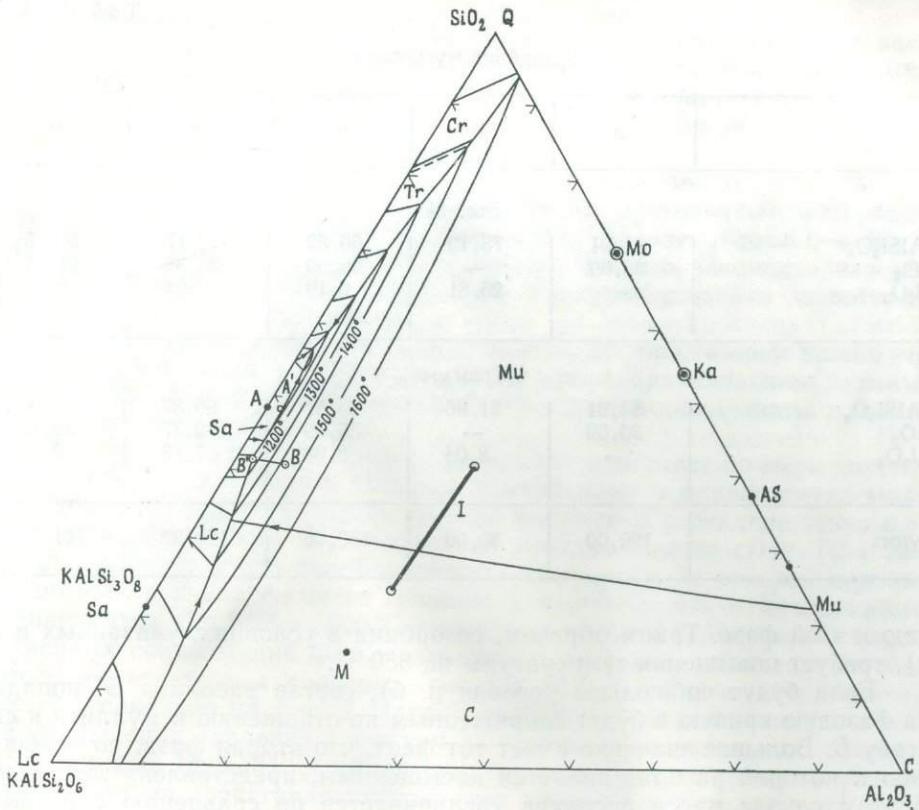
В генетическом аспекте резорбцию можно противопоставить ассимиляции в том смысле, что последняя подразумевает взаимодействие магмы с «чужеродным» веществом, в то время как в процессе резорбции происходит аналогичное взаимодействие с веществом, которое при различных условиях сосуществует с исходной магмой или ее производными. Если процесс резорбции протекает до конца, то все компоненты твердой фазы растворяются в расплаве. Однако если резорбция является частичной, или фракционной, тогда отдельные компоненты растворяющейся фазы распределяются между магмой и минеральными фазами, по отношению к которым она является насыщенной.

Как полную, так и фракционную резорбцию можно проиллюстрировать на примерах синтетических сухих силикатных систем, исследованных при давлении 1 атм, хотя при описании соответствующих процессов термин «резорбция» не применялся. Например, можно считать, что происходит резорбция раннего оливина в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—Mg}_2\text{SiO}_4\text{—SiO}_2$, процесс кристаллизации которой был превосходно описан Боуэном [3]. Бойд и Шерер [6] опубликовали новые важные данные об этой системе.

В целом процесс резорбции силикатов в расплаве может обусловить изменения следующих параметров: 1) состава расплава; 2) состава или вида кристаллических фаз, по отношению к которым расплав насыщен; 3) соотношения массы кристаллических фаз и расплава; 4) направления эволюции состава расплава при дальнейшей равновесной, или фракционной, кристаллизации; 5) конечной равновесной ассоциации кристаллических фаз.

VI.4.2. Мусковит

Резорбция мусковита гранитным расплавом представляет собой несколько более сложный процесс. На фиг. 2 изображена диаграмма части системы $\text{K}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ при 1 атм [22]. В связи с отсутствием данных, показывающих ликвидусные соотношения при повышенных давлениях в присутствии водяного пара, примем, что для близповерхностных условий данная диаграмма представляет достоверную модель. Кроме того, допустим, что процесс происходит в присутствии избытка воды, так что этот компонент можно не учитывать в последующем обсуждении. Если выразить состав фаз в форме безводных соединений, то на диаграмме (фиг. 2) можно показать мусковит (М), иллит (I), каолинит (Ка) и монтмориллонит (Мо).



Фиг. 2. Диаграмма части системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$ при давлении 1 бар.

На ликвидусную диаграмму нанесены идеализированные безводные составы следующих фаз: Q — кварц; Cr — кристобалит; Tr — тридимит; Sa — санидин; Lc — лейцит; Mo — монтмориллонит; Ka — каолинит; AS — алюмосиликаты, кианит, андалузит и сидлиманит; Mu — муллит; M — мусковит; I — иллит; C — корунд. Буквенные обозначения A, A', B и B' относятся к тем составам, которые обсуждаются в тексте.

Рассмотрим равновесную резорбцию мусковита расплавом A, состоящим из 64,91% $KAlSi_3O_8$ и 35,09% SiO_2 . Допустим, что 30 г мусковита (73,19%, или 21,957 г. $KAlSi_3O_8$ и 26,81%, или 8,043 г. Al_2O_3) взаимодействуют с 100 г расплава A. Такая ассоциация мусковит—расплав может соответствовать ассоциации стабильных фаз при высоком давлении, и задача состоит в оценке изменения этой ассоциации при ее помещении в близповерхностные условия.

Следует рассмотреть три возможных случая:

а) Весь мусковит резорбирован, а расплав остается точно насыщенным по отношению к соответствующей фазе; иными словами, вся ассоциация представлена жидкой фазой, но не является «перегретой».

б) Расплав точно насыщен по отношению ко второй кристаллической фазе и сосуществует с первичной кристаллической фазой.

в) Процесс резорбции является изотермическим.

Во всех трех случаях температура и фазовая ассоциация имеют первостепенное значение, так же как и последовательность кристаллизации расплава.

Эффективный валовой состав, являющийся результатом равновесной резорбции 30 г мусковита в 100 г расплава A, обозначен B (табл. 1, фиг. 2). Он находится в поле первичной кристаллизации муллита и при температуре ликвидуса ($1430^\circ C$) будет точно насыщенным по отноше-

лишь в богатых нефелином породах типичными фазами являются алюмосиликаты или корунд, а не муллит; необходимость присутствия значительного количества пересыщенных глиноземом гидратов.

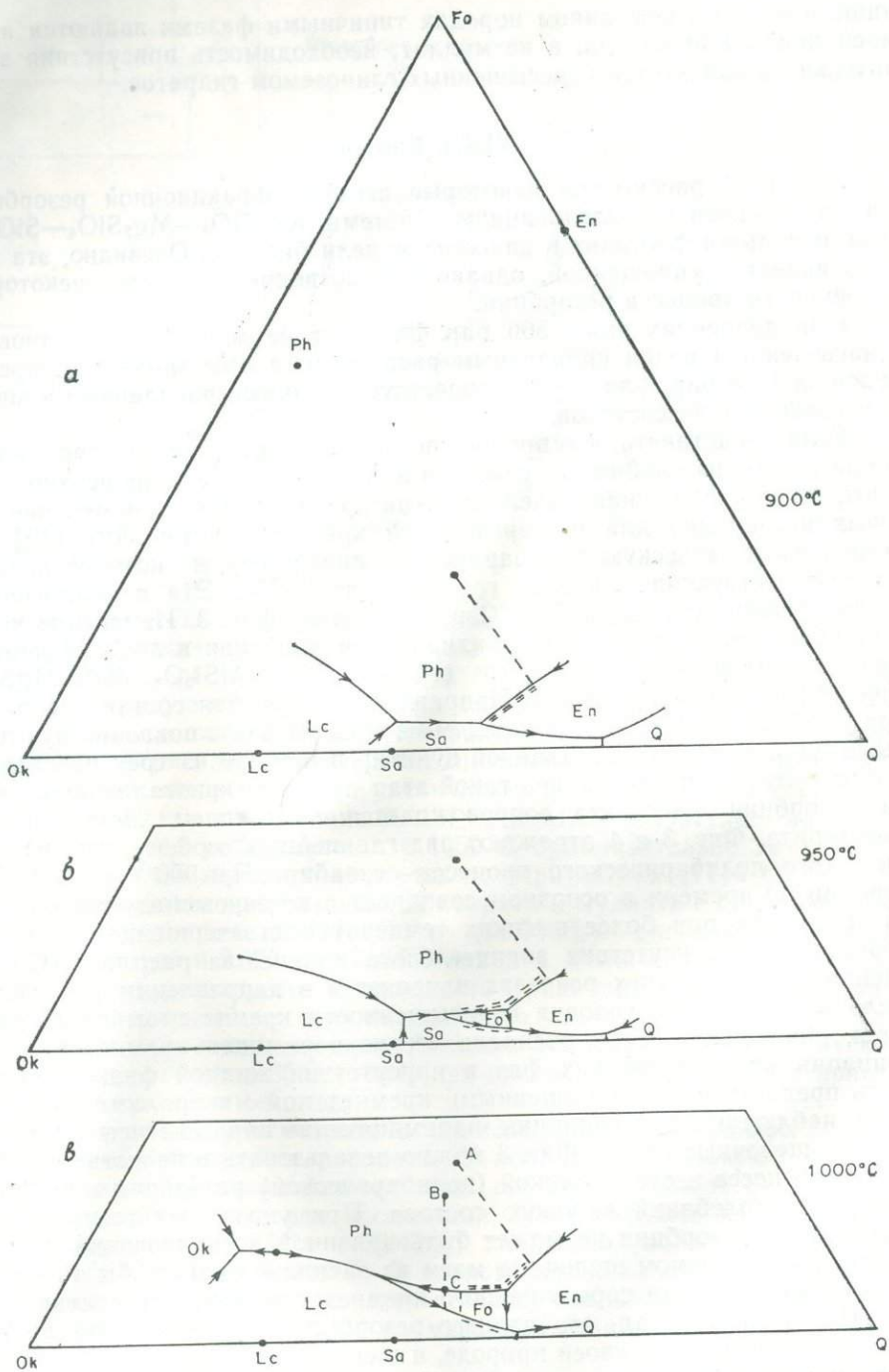
VI.4.3. Биотит

Лут [19] рассмотрел некоторые аспекты фракционной резорбции биотита в связи с исследованиями системы $KAlSi_3O_8-Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O$, используя флогопит в качестве модели биотита. Очевидно, эта модель является упрощенной, однако она позволяет выявить некоторые особенности процесса резорбции.

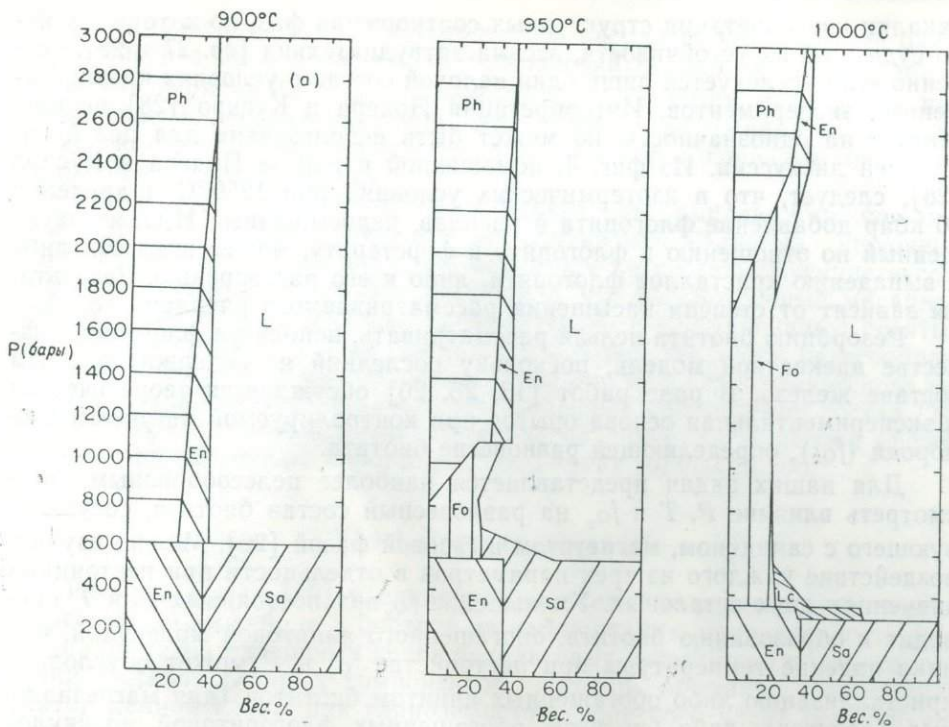
При давлениях ниже 500 бар флогопит не может сосуществовать с насыщенным водой силикатным расплавом, а при давлениях, превышающих 1200 бар, флогопит сосуществует с такими расплавами в широком интервале их составов.

Если представить, что процесс резорбции протекает по мере поступления магмы из глубинных участков земной коры в близповерхностные зоны, тогда упрощенная модель должна предусматривать изменение фазовых ассоциаций для изотермической кристаллизации. Лут [19] построил изотермическую полибарическую диаграмму, на которой показаны соответствующие фазовые границы для 900 °С. Эта и аналогичные ей диаграммы для 950 и 1000 °С приведены на фиг. 3. Изменение количественных соотношений фаз с изменением давления в каждом изотермическом разрезе для валового состава 65% $KAlSi_3O_8$, 35% $MgSiO_3$ (вес. %) показано на фиг. 4. Направление изменения состава расплава при уменьшении давления в каждом из трех разрезов показано пунктирными линиями (фиг. 3). Двойной пунктир в каждом из трех рассматриваемых случаев представляет такой этап процесса кристаллизации, когда резорбция флогопита сопровождается выделением энстатита или форстерита. Фиг. 3 и 4 отражают ряд главнейших особенностей изотермического полибарического процесса резорбции. При 900 °С процесс резорбции по времени в основном совпадает с исчезновением расплава, в то время как при более высоких температурах завершение резорбции происходит в присутствии значительного количества расплава. Состав расплава во всех трех разрезах изменяется в направлении увеличения щелочности, однако условия недосыщенности кремнеземом не достигаются. Поскольку состав расплава всегда пересыщен кремнеземом, ассоциация кристаллических фаз в присутствии жидкой фазы должна быть представлена недосыщенными кремнеземом минералами. В самом деле, наблюдаются ассоциации, напоминающие парагенезисы ультраосновных щелочных пород. Фиг. 3 можно использовать в качестве иллюстрации процесса изотермической (полибарической) резорбции в широком интервале колебаний валового состава. При указанных температурах данный тип резорбции не может быть причиной возникновения недосыщенных кремнеземом щелочных магм из расплавов какого бы то ни было насыщенного или пересыщенного кремнеземом валового состава.

Лут [19] отмечал, что процесс резорбции не обязательно должен быть равновесным по своей природе, и в связи с этим его роль в возникновении калиевой магмы может быть более эффективной. Модель такого процесса можно представить с помощью изотермы 1000 °С (фиг. 3, в). Если энстатит, образовавшийся при изотермической резорбции флогопита в интервале 3400—2450 бар, удаляется из системы, то эффективный валовой состав изменяется от А до В (71% Lc, 29% Ph). Дальнейшая резорбция флогопита будет происходить при уменьшении давления после начала кристаллизации форстерита. Если форстерит по мере своей кристаллизации также удаляется из системы, то эффективный валовой со-



Фиг. 3. Изотермические полибарические проекции части поверхности ликвидуса системы $KAlSiO_4-Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O$ в условиях насыщения водой. Составы и поля первичных фаз на поверхности ликвидуса показаны следующими символами: Fo—форстерит, Mg_2SiO_4 ; En—энстатит, $MgSiO_3$; Q—кварц, SiO_2 ; Sa—санидин, $KAlSi_3O_8$; Lc—лейцит, $KAlSi_2O_6$; Ok—ортокальсилит, $KAlSiO_4$; Ph—флогопит, $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$. Кривые, показанные пунктиром и двойным пунктиром, относятся к расплавам, обсуждаемым в тексте. а — 900 °С; б — 950 °С; в — 1000 °С.



Фиг. 4. Изотермические полибарические равновесные фазовые отношения для состава 65% $KAlSi_3O_8$ и 35% $MgSiO_3$ в условиях избытка H_2O .

Количество газовой фазы при расчетах не принимается во внимание. Обозначения те же, что на фиг. 3.

став изменяется от *B* до *C*; при этом происходит полная резорбция флогопита. Однако из расплава состава *C* продолжает кристаллизоваться форстерит вдоль линии, пересекающей его поле, а затем состав расплава изменяется по направлению, отвечающему эволюции исходного валового состава. Поэтому резорбция такого типа лишь несколько более эффективна по сравнению с процессом равновесной резорбции флогопита в насыщенных кремнеземом расплавах. На базе рассмотренных выше схем можно предложить ряд других вариантов, однако общий вывод заключается в том, что резорбция флогопита, обусловленная только падением давления, требует весьма специфических условий для генерации щелочных магм, хотя минеральные ассоциации, типичные для щелочных ультраосновных и щелочных основных пород, образуются легко.

В предыдущем разделе рассматривался процесс резорбции в присутствии самостоятельной фазы водяного пара. Фазовые отношения в отсутствие свободной газовой фазы будут характеризоваться иной относительной устойчивостью флогопитсодержащих минеральных ассоциаций. В связи с отсутствием данных о недосыщенной водой части рассматриваемой системы возможность достоверных прогнозов представляется нереальной.

Йодер и Кусиро [28] видоизменили предложенную автором реакцию, управляющую предельной устойчивостью флогопита. Они указывают, что при давлениях, превышающих 1,7 кбар, имеет место реакция флогопит = форстерит + расплав. Как отмечают Йодер и Кусиро [28], толкование результатов эксперимента усложняется тем, что из стекла, образовавшегося при закалке, кристаллизуются в различных условиях *PT* все три фазы — флогопит, лейцит и форстерит. При наличии явлений

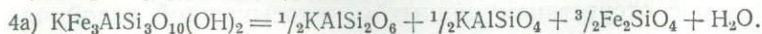
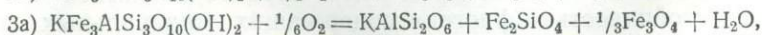
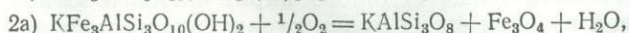
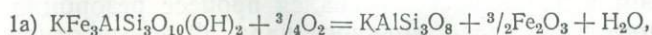
закалки интерпретация структурных соотношений фаз, по которым можно судить об их устойчивости, весьма затруднительна [ср. 27 и 28], особенно если исследуется лишь один валовой состав в условиях кратковременных экспериментов. Интерпретация Йодера и Кусиро [28] не претендует на однозначность, но может быть использована для целей настоящей дискуссии. Из фиг. 4, помещенной в работе Йодера и Кусиро [28], следует, что в изотермических условиях при 1250°C и давлении 10 кбар добавление флогопита в расплав, насыщенный H_2O , но насыщенный по отношению к флогопиту и форстериту, может привести либо к выпадению кристаллов флогопита, либо к его растворению. Результаты зависят от степени насыщения рассматриваемого расплава водой.

Резорбцию биотита нельзя рассматривать, используя флогопит в качестве адекватной модели, поскольку последний не содержит в своем составе железо. В ряде работ [13, 25, 26] обсуждается теоретическая и экспериментальная основа опытов при контролируемой летучести кислорода (f_{O_2}), определяющей равновесие биотита.

Для наших задач представляется наиболее целесообразным рассмотреть влияние P , T и f_{O_2} на равновесный состав биотита, сосуществующего с санидином, магнетитом и газовой фазой [26]. Можно изучить воздействие каждого из трех параметров в отдельности при постоянных значениях двух остальных. Уменьшение f_{O_2} при постоянных P и T приводит к образованию биотита, обогащенного аннитовой молекулой. Однако падение температуры при постоянстве f_{O_2} и P может обусловить кристаллизацию либо обогащенных аннитом биотитов (для магнезиальных биотитов), либо биотитов, обогащенных флогопитовой молекулой (для железистых биотитов). Уменьшение давления при постоянстве f_{O_2} и T приводит к уменьшению содержания аннитовой молекулы в биотите, сосуществующем с санидином, магнетитом и газовой фазой, по крайней мере в случае обогащенных железом биотитов.

При анализе процесса резорбции особый интерес представляют некоторые особенности последовательного ряда реакций разложения биотита. Основные реакции, по данным Уонеса и Эйгстера [26], имеют следующий вид:

- 1) биотит + газ = биотит* + санидин + гематит + газ,
 - 2) биотит + газ = биотит* + санидин + магнетит + газ,
 - 3) биотит + газ = биотит* + лейцит + оливин + магнетит + газ,
 - 4) биотит + газ = биотит* + лейцит + оливин + кальсилит + газ,
- где биотит* представляет собой более магнезиальную фазу по сравнению с показанной в левой части каждой из реакций. Поскольку эти реакции связаны с разложением части аннитового компонента биотита, их можно переписать в другой форме:



Отсюда следует, что после окисления биотита расплавом при значениях f_{O_2} и T , более низких, чем для буферной кривой кварц—фаялит—магнетит, состав расплава изменяется в направлении обеднения кремнеземом и обогащения калием. Фаялит, который высвобождается из биотита в результате этой реакции, должен взаимодействовать с кристаллами, в отношении которых расплав насыщен с образованием более железистых разновидностей оливина или пироксена. В силу тех же обстоятельств следует ожидать, что образующиеся при разложении биотита

лейцит и кальсилит будут растворяться в расплаве. Тем не менее окисление биотита расплавом в области значений f_{O_2} и T , в которой могут протекать реакции 1а и 2а, по-видимому, будет иметь место лишь при добавлении в расплав санидина. Эта ситуация осложняется сложной ролью, которую играют в серии твердых растворов конечные члены ряда оксибиотит—феррианнит.

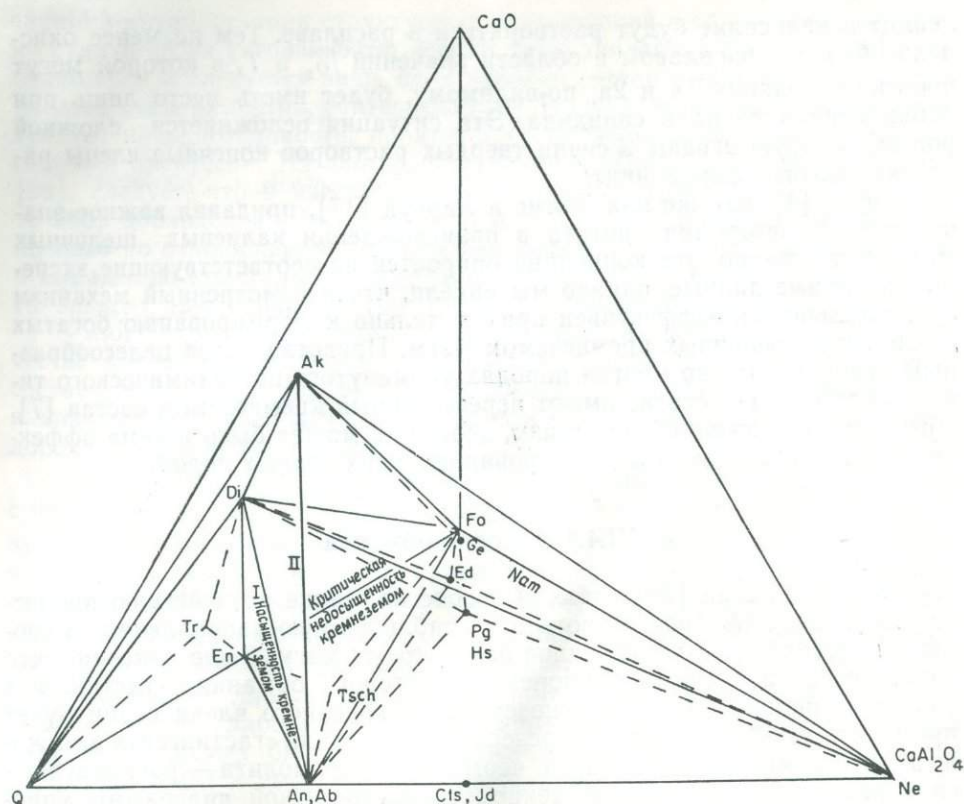
Боуэн [4], так же как Холмс и Харвуд [17], придавал важное значение роли резорбции биотита в происхождении калиевых щелочных магм. Естественно, эта концепция опирается на соответствующие экспериментальные данные, однако мы видели, что рассмотренный механизм сравнительно малоэффективен применительно к формированию богатых калием недосыщенных кремнеземом магм. Представляется целесообразным отметить, что во многих породах упомянутого петрохимического типа стекло или мезостазис имеют пересыщенный кремнеземом состав [7]. Поэтому предложенный механизм, вероятно, может быть весьма эффективным применительно к формированию таких *горных пород*.

VI.4.4. Роговая обманка

Йодер и Тилли [29] уделяли особое внимание воздействию процесса резорбции амфибола и биотита на наблюдаемую направленность эволюции составов различных типов базальтовых магм. Было показано, что точки составов главных компонентов роговой обманки — гастингсита (автор данной главы для глиноземистого конечного члена серии будет применять термин «паргасит», резервируя название «гастингсит» для железистого компонента), эденита, чермакита и тремолита — располагаются в различных частях обобщенной тетраэдрической диаграммы упрощенного базальта (нефелин — кремнезем — оливин — диопсид). На фиг. 5 показан видоизмененный базальтовый тетраэдр, на который нанесены безводные составы различных амфиболов. Следует отметить, что для рассмотрения этих составов на диаграмме совмещены два тетраэдра: $NaAlSiO_4-SiO_2$ — оливин — диопсид и $CaAl_2O_4-SiO_2$ — оливин — диопсид. В таком тетраэдре плоскости $Pl-Orx-Crx$ (плаггиоклаз — ромбический пироксен — моноклинный пироксен) и $Pl-Crx-Ol$ (плаггиоклаз — моноклинный пироксен — оливин) представляют собой соответственно плоскости насыщения и критической недосыщенности кремнеземом.

Наиболее трудную проблему при установлении возможных путей эволюции составов различных типов базальтовых магм представляет то обстоятельство, что сечения $Pl-Orx-Crx$ и $Pl-Crx-Ol$, как отмечали Йодер и Тилли [29], играют роль очевидных температурных барьеров на ликвидусной диаграмме. Эти исследователи полагали, что резорбция первичных амфиболов является весьма вероятным механизмом преодоления упомянутых температурных барьеров при эволюции составов базальтовых расплавов.

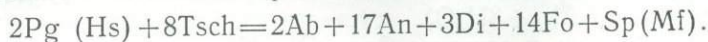
Хотя Йодер и Тилли удачно представляют формулу гастингсита (в данном тексте паргасита) в виде $3NaCa_2Mg_4AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2=Di+3An+5Fo+3Ne+Ak(+3H_2O)$, существует ряд других вариантов. В частности, отнесясь к сечению $Crx-Ol-Ne$, мы представляем тот же минерал в виде $3Pg=3Ne+6Di+3Fo+3Al_2O_3$ и $2Pg=2Ne+An+3Di+Sp+2Fo$. Предположение о том, что плюмазитовые ассоциации более приемлемы по сравнению с мелилитсодержащими, находит свое подтверждение в экспериментальном исследовании паргасита [5]. Важное значение сечения $Crx-Pl-Ne$ было показано Гилбертом [15] при исследовании ферропаргасита.



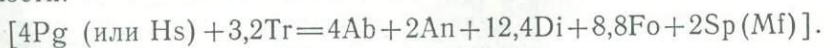
Фиг. 5. Обобщенная тетраэдрическая диаграмма фазовых соотношений для упрощенного базальта.

На диаграмме совмещены два тетраэдра: $\text{SiO}_2\text{—NaAlSiO}_4\text{—Mg}_2\text{SiO}_4\text{—CaO}$ и $\text{SiO}_2\text{—CaAl}_2\text{O}_4\text{—Mg}_2\text{SiO}_4\text{—CaO}$. Обозначения: Q — кварц; An — анортит; Ab — альбит; Cts — кальциевая молекула Чермака; Jd — жадеит; Ne — нефелин; En — энстатит (или ромбический пироксен, Орх, для магнезиально-железистых составов); Fo — форстерит (или оливин, ОI, для магнезиально-железистых составов); Ak — акерманит; Ge — геленит; Nam — натровый меллит. Символы Tr, Pg, Hs, Ed, Tsch (Ts) объяснены в табл. 2. Сечение I: плагиоклаз (An, Ab) — ромбический пироксен (En) — моноклиный пироксен (Di); сечение II: плагиоклаз — ромбический пироксен — оливин (Fo).

Рассматривая влияние резорбции первичного амфибола (роговой обманки) на состав магмы, прежде всего следует обратить внимание на состав этого амфибола. По-видимому, наиболее типичными первичными амфиболами основных пород являются паргаситы и чермакиты, тогда как для серии диорит — гранодиорит — гранит характерны гастингситовые амфиболы [12]. Отсюда следует, что область составов амфиболов, имеющих наиболее важное значение, пересекает плоскость критической недосыщенности кремнеземом на расширенной тетраэдрической диаграмме упрощенного базальта. Из табл. 2 следует, что смесь 1Pg (или Hs) с 4Tsch не содержит ни энстатита, ни нефелина, поэтому точка такого состава лежит в плоскости критической недосыщенности кремнеземом:



Точно так же точка состава смеси 4Pg (или Hs) и 3,2Tr лежит в той же плоскости:

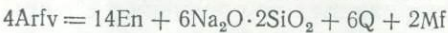
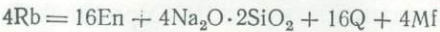
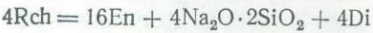
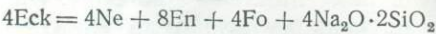
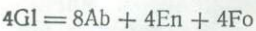
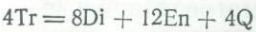
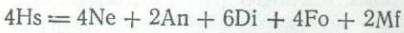
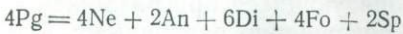


Можно предположить, что в составе многих «ранних» роговых обманок может присутствовать нормативный нефелин. Боуэн [4] допускал, что

Таблица 2

Номенклатура и химизм амфиболов

Pg	паргасит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{AlSi}_5\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	ферропаргасит
Hs	магнезиогастингсит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{Fe}^{\text{III}}\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	гастингсит
Ed	эденит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$	ферроэденит
Ts	чермакит	$\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	феррочермакит
Tr	тремолит	$\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	ферротремолит
Gl	глаукофан	$\text{Na}_2(\text{Mg, Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	ферроглаукофан
Eck	экерманит	$\text{NaNa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	ферроэкерманит
Rch	рихтерит	$\text{Na}(\text{CaNa})(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	феррорихтерит
Rb	магнезиорибекит	$\text{Na}_2(\text{Mg, Fe})_3\text{Fe}_2^{\text{III}}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	рибекит
Arfv	арфведсонит	$\text{NaNa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{Fe}^{\text{III}}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	ферроарфведсонит



Все приведенные реакции относятся к магнезиальным конечным членам серий твердых растворов.

нормативные нефелин, альбит, лейцит, калиевый полевой шпат и диопсид должны являться компонентами расплава, в то время как анортит, гиперстен и оливин входят в состав кристаллических фаз, интенсивное выпадение которых происходит в ходе реакций с плагиоклазом и пироксеном. Согласно исследованиям Бейда [5], максимальной устойчивости паргасита соответствует вхождение в состав расплава анортитового и нефелинового компонентов; при этом с расплавом сосуществуют диопсид (глиноземистый), форстерит и шпинель. Это показывает, что точка состава такого расплава в «базальтовом» тетраэдре расположена на разрезе $\text{Pl}-\text{Ne}$ или вблизи него. Отметим, что разложение 100 г паргасита приведет к образованию примерно 40 г расплава [34,4 г ($\text{Ne} + \text{An}$) + 5 г прочих компонентов] и 60 г остатка, содержащего смесь диопсида, оливина и шпинели. Таким образом, в соответствии с подобной моделью взаимодействие сравнительно малых количеств паргасита с расплавом оливинового толента может привести к образованию расплавов с нормативным нефелином. Варне [24] привлекает частичное плавление паргасита для объяснения возникновения оливиновых меланефелинитов и нефелинитов Морото в Уганде. Однако резорбция раннего паргасита оливин-базальтовой или щелочно-базальтовой магмой вполне может привести к тому же результату.

Исследуя фазовые соотношения при плавлении природных базальтов, Йодер и Тилли [29] заметили, что плагиоклаз являлся первой фазой, исчезающей при повышении температуры выше солидуса в широком интервале давлений. Это указывает на то, что первые жидкости при плав-

лении или поздние жидкости при кристаллизации должны быть обогащены плагиоклазом.

При умеренных и высоких давлениях в присутствии водяного пара первичное поле амфиболов (Pg—Ed—Tsch) попадает в объем O1—Срх—Орх—Р1 упрощенного базальтового тетраэдра. Таким образом, в этих условиях резорбция такого амфибола не может привести к формированию недосыщенного кремнеземом остаточного расплава. Однако если ассоциация амфибол—жидкость переместить в *PT*-область, отвечающую близповерхностным условиям, то этот амфибол может подвергнуться резорбции, что приведет к возникновению щелочной магмы, особенно в том случае, когда из системы удаляется какая-то порция жидкости.

При изучении резорбции амфиболов вызывает интерес следующий факт. Замещение алюминия Al^{3+} трехвалентным железом Fe^{3+} в октаэдрических положениях приводит к незначительному изменению верхнего температурного предела устойчивости амфибола (сравните глаукофан и магнезиорибекит), несмотря на то что образующиеся при разложении амфибола фазовые ассоциации могут быть совершенно различными. Однако замещение магния Mg^{2+} двухвалентным железом Fe^{2+} в октаэдрических положениях приводит к заметному уменьшению верхнего температурного предела устойчивости амфибола. В этом аспекте можно рассмотреть ряды паргасит—ферропаргасит [5, 15] и магнезиорибекит—рибекит [10, 11]. Случай замещения двухвалентным железом магния ($Fe^{2+}=Mg^{2+}$) аналогичен наблюдаемому в ряду аннит—флогопит. Замещение типа $Fe^{3+}=Al^{3+}$ не аналогично изученному для ряда аннит—феррианнит [13, 25], где замещение происходит в тетраэдрических положениях. Этот тип замещения трехвалентным железом приводит к большей температурной устойчивости феррианнита по сравнению с аннитом. К сожалению, мы имеем мало экспериментальных данных по сериям амфиболовых твердых растворов с конечными членами упомянутых составов, чтобы их можно было сопоставить с соотношениями в ряду флогопит—аннит.

Члены ряда паргасит—ферропаргасит являются важными компонентами роговых обманок, которые, вероятно, сосуществуют с базальтовыми расплавами [29]. Гамильтон и др. [16] пришли к выводу, что генерация базальтовой магмы на глубине может происходить в широком интервале значений f_{O_2} . При давлении 14 кбар предельные условия для образования сухих магм таковы: 1400 °С, $f_{O_2} = 10^{-0,5}$ бар, а для расплавов, насыщенных по отношению к водяному пару: 900 °С, $f_{O_2} = 10^{-18}$ бар. Фудала [14] пришел к выводу, что базальтовые и андезитовые магмы Каскадных гор, по-видимому, формировались в близповерхностных условиях, так как равновесие системы соответствует температуре 1200 °С и интервалу f_{O_2} от 10^{-9} до $10^{-6,5}$ атм. Гамильтон и др. [16] предполагают, что обычно по мере поднятия базальтовых магм из глубин к поверхности происходит возрастание f_{O_2} .

Проводя аналогию между сериями флогопит—паргасит и аннит—ферропаргасит, можно предсказать, что общие закономерности изменения отношения $Fe/(Fe+Mg)$ в ряду амфиболов паргасит—ферропаргасит, сосуществующих с продуктами разложения, будут аналогичны наблюдаемому в ряду флогопит—аннит:

1. Уменьшение f_{O_2} при постоянных *P* и *T* приводит к обогащению твердого раствора железом.

2. Уменьшение *T* при постоянных f_{O_2} и *P* может обусловить появление более магнезиальных фаз для составов, богатых паргаситовым

компонентом, или фаз, обогащенных двухвалентным железом для составов с высоким содержанием ферропаргасита.

3. Уменьшение P при постоянных f_{O_2} и T вызывает уменьшение содержания ферропаргасита.

По аналогии с серией флогопит — аннит можно предположить следующие реакции:

1. Амфибол + xO_2 = амфибол* + магнетит + магнезиоферрит + гранат + + плагиоклаз + флюид.
 2. Амфибол + yO_2 = амфибол + шпинелевая фаза + гранат + плагиоклаз + + алюминийсодержащий моноклинный пироксен + нефелин + флюид.
 3. Амфибол + zO_2 = амфибол* + шпинелевая фаза + алюминийсодержащий моноклинный пироксен + оливин + плагиоклаз + нефелин + флюид, а также ряд других реакций, которые трудно предсказать полностью.
- Если ограничить состав амфибола паргаситом, то можно представить следующие реакции [5]:
4. Паргасит = алюминийсодержащий диопсид + форстерит + нефелин + + шпинель + анортит + флюид (низкие давления).
 5. Паргасит = алюминийсодержащий диопсид + форстерит + шпинель + + расплав + флюид ($P > 800$ бар).

На основе фазовых соотношений, вытекающих из этих реакций, можно сделать следующий вывод: в процессе резорбции амфибола контролирующим фактором является летучесть кислорода, величина которой в значительной мере определяет компоненты амфибола, способные перейти в расплав.

Составы амфиболов из гранитов и средних пород обнаруживают тенденцию к обогащению рибекит-арфведсонитовым или гастингситовым компонентом. Составы баркевикитовых амфиболов, характерных для щелочных пород, могут быть приблизительно представлены в виде эквимолекулярной смеси эденита и гастингсита (табл. 2).

Состав амфиболов можно представить в следующей форме:

арфведсонит = дисиликат натрия + акмит + 4 Орх,

рибекит = 2 акмита + 3 Орх + кварц.

Следуя основной концепции Боуэна [4], мы можем предположить, что при резорбции арфведсонита дисиликат натрия и акмит должны поступать в расплав, который, по-видимому, должен быть насыщен по отношению к ромбическому пироксену. Точно так же можно ожидать, что при резорбции рибекита расплав будет обогащаться акмитом и кварцем. Такой процесс может происходить в действительности, что было подтверждено работами Эрнста по исследованию магнезиорибекитовых [10] и рибекит-арфведсонитовых [11] серий твердых растворов.

Можно предполагать, что основным результатом резорбции рибекит-арфведсонитовых амфиболов гранитной магмой будет тенденция к формированию серии пересыщенных щелочами пород (пантеллерит — комендит). Особое значение для этой проблемы имеет выполненное Кармайклом и Маккензи [8] исследование влияния одновременного добавления акмита и метасиликата натрия в систему $Ab-Og-Q-H_2O$, ранее изученную Таттлом и Боуэном [23]. Как отмечали Таттл и Боуэн, система $Ab-Og-Q-H_2O$ является системой с остаточными расплавами лишь для составов, располагающихся в сечении $Ab-Og-Q$ системы $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2$. Бейли и Шерер [1] дали развернутую критику интерпретации Кармайкла и Маккензи [8], но не результатов их экспериментов как таковых. Таттл и Боуэн [23] и Лут и Таттл [20] показали, что добавление избытка щелочей к составам, расположенным в сечении $Ab-Og-Q$, приводит к двум главным следствиям. Во-первых, значительно возрастает растворимость воды в силикатном расплаве; во-вторых, заметно понижаются температуры солидуса и ликвидуса. Оба

эти явления аналогичны наблюдавшимся Кармайклом и Маккензи [8]. В связи с тем, что при резорбции амфиболов, состав которых отвечает ряду арфведсонит — рибекит, в расплав, помимо H_2O , поступают дисиликат натрия + акмит + кварц; одним из результатов этого процесса вполне может оказаться формирование недосыщенных водой магм.

Основным результатом резорбции гастингсит-баркевикитовых амфиболов гранитным расплавом является привнос в расплав Ne , Ab и An , что приводит к его десилификации.

Обстановка резко изменится, если мы будем рассматривать резорбцию натровых амфиболов гранодиоритовыми или диоритовыми расплавами. В этом случае следует принимать во внимание фазовые соотношения с кальциевым плагиоклазом (либо потенциальным, либо уже выпавшим в виде кристаллов). Если при резорбции амфибола расплав обогащается дисиликатом натрия, тогда равновесный с этим расплавом плагиоклаз должен преобразоваться в более натровую разновидность. Одновременно с этим «высвобожденный» кальций будет взаимодействовать с ромбическим пироксеном с образованием моноклинного пироксена. Аналогичное явление, по-видимому, происходит в случае, если пироксен представлен акмитом, хотя, по-видимому, важную роль среди кристаллических фаз будет играть магнетит. Таким образом, резорбция натровых амфиболов магмой среднего состава может представлять собой возможный механизм формирования щелочных магм. Однако имеющиеся данные показывают, что «нормальные» магмы среднего состава сосуществуют с амфиболами серии гастингсит — баркевикит, а не серии рибекит — арфведсонит. Эрнст [12] и Борли и Фрост [2] отметили, что валовой состав (Ab/An) оказывает влияние на эту особенность состава амфиболов. Следовательно, можно ожидать, что в наиболее обычной ситуации происходит резорбция средней магмой амфиболов гастингситового типа. В целом следствием подобного процесса будет десилификация магмы, что обусловлено присутствием нормативного нефелина и оливина в составе гастингсита. С точки зрения возможности образования щелочных магм в результате резорбции амфиболов, вероятно, наиболее эффективным будет их взаимодействие с диоритовой, монцонитовой и андезитовой магмой.

VI.4.5. Выводы

Краткий обзор некоторых аспектов процесса резорбции показывает, что он может играть существенную роль при формировании щелочных пород и магм, как это предполагали Боуэн [4], Холмс и Харвуд [17] и другие исследователи.

Приведенное здесь описание резорбции является в основном качественным, однако найдется немного данных, опровергающих важную роль этого процесса. Масштабы проявления резорбции в природе могут быть оценены, исходя из геологических и петрографических исследований, хотя для лучшего понимания деталей процесса потребуется еще больший объем экспериментальных данных.

Резорбция сложных по составу минералов, таких, как амфиболы и биотиты, неотделима от процессов, которые обычно понимают как реакции в магме. К ним, например, относится обычная реакция между оливином и пироксеном, наблюдаемая во многих изверженных породах. Полагают, что эта реакция происходит в присутствии магмы. В обоих случаях главным фактором является воздействие изменяющихся параметров внешней среды (давление, температура, f_{H_2O} , f_{O_2} и т. п.) на минеральные ассоциации, которые стабильно сосуществуют с расплавом. Таким образом, термин «резорбция» равным образом применим (или не-

применим) и к таким контрастным фазовым соотношениям, как оливин — пироксен, лейцит — калиевый полевоый шпат, и к более сложным (и менее понятным) реакционным взаимоотношениям с участием биотитов и амфиболов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bailey D. K., Schairer J. F., Feldspar — liquid equilibria in peralkaline liquids — the orthoclase effect, *Am. J. Sci.*, **262**, 1198—1206, 1964.
2. Borley G. D., Frost M. T., Some observations on igneous ferrohastingsites, *Mineralog. Mag.*, **33**, 646—662, 1963.
3. Bowen N. L., The ternary system diopside — forsterite — silica, *Am. J. Sci.*, **38**, 207—264, 1914.
4. Bowen N. L., *The Evolution of the Igneous Rocks*, Dover Publications, 332, 1928.
5. Boyd F. R., Hydrothermal investigations of amphiboles, in *Abelson P. H.*, *Researches in Geochemistry*, John Wiley and Sons, 377—396, 1959.
6. Boyd F. R., Schairer J. F., The system $MgSiO_3 - CaMgSi_2O_6$, *J. Petrology*, **5**, 275—309, 1964.
7. Carmichael I. S. E., The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming, *Contr. Miner. Petrology*, **15**, 1967.
8. Carmichael I. S. E., MacKenzie W. S., Feldspar — liquid equilibria in pantellerites, an experimental study, *Am. J. Sci.*, **261**, 382—396, 1963.
9. Clark S. P., Jr., Handbook of physical constants, *Geol. Soc. Mem.*, **97**, 1966.
10. Ernst W. G., Stability relations of magnesio-riebeckite, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **19**, 10—40, 1960.
11. Ernst W. G., Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite — arvedsonite solid solutions, *J. Geol.*, **70**, 689—736, 1962.
12. Ernst W. G., Amphiboles, *Crystal Chemistry, Phase Relations, and Occurrence*, Springer-Verlag New York Inc., 59, 125, 1968.
13. Eugster H. P., Wones D. R., Stability relations of the ferruginous biotite, annite, *J. Petrology*, **3**, 82—125, 1962.
14. Fudali R. F., Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **29**, 1063—1075, 1965.
15. Gilbert M. C., Synthesis and stability relationships of ferropargasite, *Am. J. Sci.*, **264**, 698—742, 1966.
16. Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F., The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas, *J. Petrology*, **5**, 21—39, 1964.
17. Holmes A., Harwood H. F., The volcanic area of Bufumbira, Part II, The Petrology of the volcanic field of Bufumbira South-west Uganda and of other parts of the Biringunga field, *Geol. Surv. Uganda, Mem.*, **3**, 300, 1937.
18. Kushiro I., Schairer J. F., The join diopside — akermanite, *Carnegie Inst. of Wash. Year Book*, **63**, 132—133, 1964.
19. Luth W. C., Studies in the system $KAlSiO_4 - Mg_2SiO_2 - H_2O$, I. Inferred phase relations and petrologic applications, *J. Petrology*, **8**, 372—416, 1967.
20. Luth W. C., Tuttle O. F., The hydrous vapor phase in equilibrium with granite, and granite magmas, in *Larsen L. H.*, ed., *Poldervaart Memorial volume*, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 513—548, 1969.
21. O'Hara M. J., Primary magmas and the origin of basalts, *Scot. J. Geol.*, **1**, part 1, 19—40, 1965.
22. Schairer J. F., Bowen N. L., The system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$, *Am. J. Sci.*, **263**, 681—746, 1955.
23. Tuttle O. F., Bowen N. L., Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$, *Mem. Geol. Soc. Am.*, **74**, 153, 1958.
24. Varne R., The petrology of Moroto Mountain, eastern Uganda, and the origin of nephelinites, *J. Petrology*, **9**, 169—190, 1968.
25. Wones D. R., Phase equilibria of ferriannite, $KFe + Fe^{3+} + Si_3O_{10}(OH)_2$, *Am. J. Sci.*, **261**, 581—596, 1963.
26. Wones D. R., Eugster H. P., Stability of biotite, experiment, theory and applications, *Am. Miner.*, **50**, 1228—1272, 1965.
27. Yoder H. S., Eugster H. P., Phlogopite synthesis and stability range, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **6**, 157—185, 1954.
28. Yoder H. S., Kushiro I., Melting of a hydrous phase: Phlogopite, *Am. J. Sci.*, **267a**, Schairer vol., 558—582, 1969.
29. Yoder H. S., Tilley C. E., Origin of basaltic magmas, an experimental study of natural and synthetic systems, *J. Petrology*, **3**, 342—532, 1962.

VI.5. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД — КРАТКИЙ ОБЗОР И ВЫВОДЫ

Х. Сёренсен (с использованием информации В. П. Волкова)

Происхождение различных типов щелочных пород рассматривается в гл. II (1—7), III (1—3), IV (1—3) и V (1 и 2), а предполагаемые механизмы их образования обсуждаются в гл. VI (1—4). В данном разделе приведен обзор главных групп гипотез с выделением исторического аспекта изложения (часть I).

VI.5.1. Первичные щелочные магмы; роль анатексиса

В настоящее время все исследователи согласны, что не существует единой родоначальной магмы, из которой формируются щелочные породы, поскольку они присутствуют во многих ассоциациях горных пород (IV.1).

Это показывает, что старые концепции устарели. К ним относятся идеи Добре о первичной магме, обогащенной щелочами и «минерализаторами», Бекке [5] о первичной магме атлантического типа и Розенбуша [40], допускавшего существование фоййитовой материнской магмы состава $(\text{Na}, \text{K}) \text{AlSiO}_2$. Согласно Розенбушу, на глубине существовала однородная «первичная магма». Эта металлоносная магма в соответствии с химическими свойствами расщеплялась на отдельные дочерние расплавы, которые по мере их подъема на поверхность подвергались окислению и поглощали воду.

Однако следует отметить, что значительные объемы щелочных базальтов, сиенитов, трахитов, щелочных гранитов и т. д. можно рассматривать как результат проявления процесса глубинного анатексиса (VI.1a, 16). В этом случае мы можем говорить о первичных щелочных магмах. Таким же образом объясняется происхождение пород, богатых калием (II.5).

VI.5.2. Щелочные породы как продукты магматической дифференциации и резорбции минералов

Многие авторы рассматривают щелочные породы как продукты консолидации остаточных расплавов обычных субщелочных магм (VI.2).

Харкер [22] предполагал, что щелочные породы образуются путем отжимания интерстиционных флюидов (обычно более щелочных) от частично консолидированной магмы («механизм винного пресса»). Такие смеси кристаллов и расплава должны существовать в глубинных зонах любого региона с продолжительной магматической активностью. Интерстиционная жидкость могла перемещаться в результате реакции на такой тип тектонического стресса, который, например, был проявлен в третичном периоде в районе Северо-Атлантического бассейна.

Брёггер [14], изучая провинцию Осло, пришел к выводу, что последовательные извержения связаны с глубоководной магмой, значительно обогащенной натрием. Последовательность кристаллизации и внедрения служит ключом к пониманию эволюции магмы. Брёггер показал, что последовательность кристаллизации охлаждающейся магмы отражает последовательность дифференциации. Им был введен термин

«серии пород». Поздние члены серии пород провинции Осло обогащены щелочами (лаурдалиты и натровые граниты).

Боуэн [13] предполагал, что нефелиновые сиениты могут формироваться в виде остаточных расплавов гранитной магмы, кристаллизация которой осуществлялась «по соответствующему пути».

Дели [18] указал на роль кристаллизационного фракционирования, однако подчеркнул, что только одно фракционирование насыщенной кремнеземом базальтовой магмы не может быть причиной возникновения щелочных магм. Дели считал, что привнос щелочей может осуществляться с помощью газового переноса в составе полевых шпатов или кремнекислых щелочных расплавов.

Согласно Боуэну [13], недосыщенные щелочные расплавы могут формироваться из базальтовых магм при фракционировании пироксена. Эту точку зрения поддерживали Ларсен [32] и Барт [3] (VI.2).

Фракционное отделение амфибола или осаждение и резорбция кристаллов амфибола и биотита могут привести к образованию недосыщенных щелочных пород [13, 48, 49] (VI.4).

Н. А. Елисеев [21] и А. А. Полканов и др. [38] объясняли формирование нефелиновых сиенитов, ассоциирующихся в расслоенных интрузиях со щелочными габброндами, сиенитами и ийолит-уртитам, с помощью модифицированного принципа кристаллизационной дифференциации. Они подчеркивали значение гравитационного всплывания кристаллов плагиоклаза или нефелина в процессе внедрения щелочной магмы.

Инконгруэнтное плавление ортоклаза и аккумуляция лейцита могут быть причиной образования фельдшпатоидных пород из насыщенных кремнеземом магм [13].

Большинство авторов считают базальтовые магмы родоначальными по отношению к щелочным породам. Барт [3, 4] предполагал, что незначительные различия химического состава первичной базальтовой магмы могут предопределить пути последующей ее дифференциации.

Перидотитовые или кимберлит-карбонатитовые магмы также рассматривались в качестве первичных магм по отношению к щелочным породам [23, 19, 1, 45, 42].

Щелочные граниты могут формироваться в качестве остаточных продуктов дифференциации насыщенных кремнеземом сиенитовых магм (IV.3 и VI.2).

VI.5.3. Ассимиляция

Почти идентичные щелочные породы встречаются в весьма разнообразных вмещающих породах различных провинций. Это указывает на то, что еще до внедрения магмы имели щелочной характер. Поэтому ассимиляция вмещающих пород (синтексис известняков) в том виде, как ее понимали Дели [17], Шенд [43] и Д. С. Белянкин [6, 7], не может объяснить генезис крупных масс недосыщенных щелочных пород в результате десилификации, что обсуждается Уилли (VI.3). Тем не менее ассимиляция карбонатных пород, аргиллитов с повышенным содержанием щелочей и соляных отложений может иметь местное значение [24, 15, 8, 25, 46, 30, 2]. Роль взаимодействия гранитоидных расплавов с карбонатными и основными породами при формировании щелочных пород обсуждается Д. С. Коржинским и его последователями (VI.5.6).

VI.5.4. Роль летучих

Летучие компоненты, или «минерализаторы», неоднократно привлекались в качестве факторов, определяющих эволюцию субщелочных магм в сторону повышения их щелочности. По-видимому, летучие ком-

поненты имеют огромное значение в определении генезиса многих типов щелочных пород. Ниже приводятся несколько примеров.

Дели [18] полагал, что вода, поступающая в базальты при внедрении их в осадочные породы, может способствовать появлению трахитовых дифференциатов. Линдгрэн [33] показал, что по мере того, как магматическая деятельность кордильерского цикла (США) перемещалась к востоку, магмы постепенно становились более дифференцированными и более щелочными. Он подчеркивает роль летучих в этом процессе.

Томкеев [47] считал, что дифференциальная подвижность щелочей в оливин-базальтовой магме приводит к формированию в верхней части магматического очага расплавов тешенитового, а на глубине — кварцево-долеритового состава. Сэтер [41] развил эту идею дальше.

По мнению Эдуардса [20], газовые струи являлись активным фактором в развитии трахитовых и фонолитовых лав острова Кергелен. Случайные экструзии трахитовых и фонолитовых лав из вулканов, которые обычно извергают базальты, Шенд [44] объясняет вытеснением остаточной интерстиционной жидкости потоком газовых пузырьков.

Десилификация насыщенных кремнеземом магм может быть обусловлена сквозьмагматическими потоками флюидов [16].

VI.5.5. Несмесимость расплавов

Левинсон-Лессинг [34] рассматривал несмесимость расплавов (ликвацию) в качестве важного фактора эволюции магм. Ю. А. Билибин [9, 10] выдвинул гипотезу магматической дифференциации первичных базальтовых магм на стадии, предшествующей кристаллизации. Причиной этой дифференциации он считал ассоциацию ионов в расплаве с образованием сложных молекулярных структур. При этом предполагается, что различная скорость диффузии ассоциированных молекул вызывает формирование фаций повышенной щелочности в периферических зонах магматической камеры.

До недавнего времени гипотезе о несмесимости расплавов не придавали значения в объяснении происхождения щелочных пород, однако сейчас ее вновь считают важной, особенно при интерпретации поздних этапов кристаллизации пород (IV.2).

VI.5.6. Метасоматоз

«Нефелинизация» рассматривается многими авторами. Образование щелочных пород в процессе фенитизации является широко распространенным явлением, а мобилизация вещества фенитов может привести к формированию интрузивных нефелиновых сиенитов [19, 26]. Ряд проявлений щелочных гнейсов также рассматривают как результат метасоматических процессов.

Д. С. Коржинским [27, 28, 29] подчеркивается роль «трансмагматических» растворов, обогащенных летучими компонентами в ходе регионального процесса гранитизации и магматического замещения. Одним из основных положений его теории является «принцип кислотно-основного взаимодействия»: изменение щелочности магмы, выражаемой через химические потенциалы подвижных компонентов (вода, щелочи), приводит к расширению полей кристаллизации минералов, содержащих эти компоненты, и обуславливает изменение эвтектических составов и путей кристаллизации магм [28]. Предполагается, что источником энергии и вещества являются подкорковые «трансмагматические» растворы. При инфильтрации таких растворов сквозь силикатные породы при повышенных температурах в пределах земной коры могут формироваться

гранитоидные известково-щелочные расплавы. Последовательная ин-фильтрация растворов приводит к замещению вмещающих пород магмой. Если вмещающие породы обогащены основаниями (основные и ультраосновные породы, доломиты), то могут образоваться субщелочные и щелочные магмы. Ряд исследователей подобным образом объясняют генезис щелочно-гранитоидных и щелочно-габброидных ассоциаций пород, приуроченных к регионам развития сложной складчатости [35, 37, 36 и др.].

Представления Д. С. Коржинского [29] о том, что формирование основных и ультраосновных магм сопровождается воздействием первично обогащенных щелочами «трансмагматических» растворов, развиты в работах Л. С. Бородина [11, 12] и Ю. А. Кузнецова [31] в целях интерпретации генезиса щелочных ультраосновных пород¹.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Backlund H. G.*, On the mode of intrusion of deep-seated alkaline bodies, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 24, 1—24, 1932.
2. *Barker D. S., Long L. E.*, Feldspathoidal syenite in a quartz diabase sill, Brookville, New Jersey, *J. Petrology*, 10, 202—221, 1969.
3. *Barth T. F. W.*, The crystallization process of basalt, *Am. J. Sci.*, 31, 321—351, 1936.
4. *Barth T. F. W.*, *Theoretical Petrology*, John Wiley and Sons, 2nd edition, 1—416, 1962.
5. *Becke F.*, Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes, *Tschermaks miner. petrogr. Mitt. Neue Folge*, 22, 209—265, 1903.
6. *Белянкин Д. С.*, Очерки по петрографии Ильменских гор, *Изв. Спб. Политехн. ин-та*, 12, вып. 1, 1909; 13, вып. 3, 1910.
7. *Белянкин Д. С.*, К интерпретации Ильменского геологического комплекса, *Геол. вестн.* 5, № 1—3, 1926.
8. *Vetmelen R. W., van*, The Muriah volcano (central Java) and the origin of its leucite-bearing rocks, *Proc. K. ned. Akad. Wet.*, 50, 653—658, 1947.
9. *Билибин Ю. А.*, Диссоциация молекул в магматическом расплаве как фактор магматической дифференциации, *ДАН СССР*, 24, 783, 1939.
10. *Билибин Ю. А.*, О генезисе щелочных пород, *ЗВМО*, 69, 2—3, 228—248, 1940.
11. *Бородин Л. С.*, Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных щелочных пород, в сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», 1, 501—524, 1961.
12. *Бородин Л. С.*, Карбонатиты и нефелиновые снениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов и карбонатитов), *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 8, 1963.
13. *Bowen N. L.*, *The Evolution of the Igneous Rocks*, Princeton Univ. Press, 1—332, 1928.
14. *Brögger W. C.*, Die Mineralien der Syenit-pegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite, *Z. Kristallogr. Miner.*, 16, 1—663, 1890.
15. *Brouwer H. A.*, The association of alkali rocks and metamorphic limestone in a block ejected by the volcano Merapi (Java), *Proc. K. ned. Akad. Wet.*, 48, 166—189, 1946.
16. *Currie K. L.*, An hypothesis on the origin of alkaline rocks suggested by the tectonic setting of the Monteregian Hills, *Can. Miner.*, 10, 411—420, 1970.
17. *Daly R. O.*, Origin of alkaline rocks, *Bull. geol. Soc. Am.*, 21, 87—118, 1910.
18. *Daly R. A.*, *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*, McGraw-Hill, New York, 1933.
19. *Eckermann H., von*, The alkaline district of Alnö Island, *Sver. geol. Unders. Ser. Ca.*, 36, 1—176, 1948.
20. *Edwards A. B.*, Tertiary lavas from the Kerguelen Archipelago, B.A.N.Z. Antarctic Expedition (D. Mawson), 1929—1931, Rept. ser. A, 5, 72—100, 1938.
21. *Елизеев Н. А.*, О происхождении первичной полосчатости в Ловозерском плутоне, *ЗВМО*, 70, вып. 1, 86—105, 1941.
22. *Harker A.*, *The Natural History of the Igneous Rocks*, Macmillan, New York, 1909.

¹ Оригинал содержал также часть VII «Экономическая геология», которая состояла из единственной главы «Экономическая минералогия щелочных пород» (Е. И. Семенов).

23. *Holmes A.*, The origin of igneous rocks, *Geol. Mag.*, **69**, 543—558, 1932.
24. *Jensen H. I.*, The distribution, origin and relationships of alkaline rocks, *Proc. Linn. Soc. N.S.W.*, **33**, 491—588, 1908.
25. *Knopf A.*, The Boulder batholith of central Montana, *Am. J. Sci.*, **255**, 81—103, 1957.
26. *Kopecký L., Dobes M., Fiala J., Stovičková N.*, Fenites of the Bohemian Massif and the relations between fenitization, alkaline volcanism and deep fault tectonics, *Shornik Geol. Věd. Geologie, rada G. 16*, 51—112, 1970.
27. *Коржинский Д. С.*, Гранитизация как фактор магматического замещения, *Изв. АН СССР, сер. геол.*, **2**, 1952.
28. *Коржинский Д. С.*, Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией, в сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Изд-во АН СССР, 1955.
29. *Коржинский Д. С.*, Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов, в сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
30. *Костюк В. П., Базарова Т. Ю.*, Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна, Изд-во «Наука», 1966.
31. *Кузнецов Ю. А.*, Главные типы магматических формаций, Изд-во «Недра», 1964.
32. *Larsen E. S.*, Petrographic province of central Montana, *Bull. geol. Soc. Am.*, **51**, 887—948, 1940.
33. *Lindgren W.*, Differentiation and ore deposition, Cordilleran region of the United States, in *Ore deposits of the Western States (Lindgren volume)*, *Amer. Inst. Min. Met. Eng.*, 152—180, 1933.
34. *Loewinson-Lessing F.*, Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine I, II, III, *Tschermaks miner. petrogr. Mitt. Neue Folge*, **18**, 519—524; **19**, 169—181; **19**, 291—307; 1899, 1900.
35. *Омельяненко Б. И.*, Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальной области (на примере Туркестано-Алая), *Изв. АН СССР, сер. геол.*, **12**, 1959.
36. *Павленко А. С.*, Петрология и некоторые геохимические особенности верхнепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы, в сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород», 1963.
37. *Перчук Л. Л.*, Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая, Изд-во «Наука», 1964.
38. *Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И.*, Массив Гремяха — Вырмес на Кольском полуострове, Изд-во «Наука», 1967.
39. *Роненсон Б. М.*, Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения, сер. «Геология месторождений редких элементов», вып. 28, Изд-во «Недра», 1966.
40. *Rosenbusch H.*, Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine, *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, **11**, 144—178, 1890.
41. *Saether E.*, On the genesis of peralkaline rock provinces Rep. 18th Intern. geol. Congr. Great Britain, **2**, 123—130, 1948.
42. *Schröcke H.*, Über Alkaligesteine und deren Lagerstätten, *Neues Jb. Miner. Mh.*, 169—189, 1955.
43. *Shand S. J.*, The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks, *Am. J. Sci.*, **243A**, 495—507, 1945.
44. *Shand S. J.*, *Eruptive Rocks*, Thomas Murby and Co., 1—488, 1949.
45. *Strauss C. A., Truter F. C.*, The alkali complex at Spitskop, Sekukuniland, eastern Transavaal, *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, **53**, 81—125, 1950.
46. *Tilley C. E.*, Problems of alkali rock genesis, *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, **113**, 323—360, 1957.
47. *Tomkeieff S. J.*, Petrochemistry of the Scottish Carboniferous — Permian igneous rocks, *Bull. volcan.*, **2**, 59—87, 1937.
48. *Waters A. C.*, Volcanic rocks and the tectonic cycle, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **62**, 703—722, 1955.
49. *Yoder H. S., Tilley C. E.*, Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rocks systems, *J. Petrology*, **3**, 342—532, 1962.

ПРИЛОЖЕНИЕ

1. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД

*Рекомендована Подкомиссией по систематике магматических пород
(Международный союз по геологическим наукам).
Обзор составлен Х. Сёренсеном*

Подкомиссия по систематике магматических пород (председатель профессор Штрекейзен) после многолетних обсуждений на совещании в Монреале в августе 1972 г. приняла систему классификации и номенклатуры плутонических пород (в которую не вошли чарнокитовые породы, карбонатиты и породы, обогащенные мелилитом). Эта система, в основу которой положены предложения Штрекейзена [24], опубликована в Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 4, 1973, и в Geological News Letter, № 2, 1973. Последующая работа подкомиссии будет посвящена вулканическим породам и тем плутоническим породам, которые не вошли в систему, принятую в Монреале.

Принципы классификации. 1. Рассмотренные породы классифицированы и названы в соответствии с их реальным (модальным) минеральным составом (содержания минералов измерялись в объемных процентах).

2. Породы с цветовым индексом, не превышающим 90, прежде всего классифицировались на основании соотношения в них светлоокрашенных минералов, а породы с цветовым индексом 90—100 — по темноцветным минералам.

3. Породы с цветовым индексом менее 90 классифицированы и названы в соответствии с их положением в двоянном треугольнике $QAPF$ (п. 4). При этом сумма светлоокрашенных минералов принята за 100 (т. е. $Q+A+P=100$, или $F+A+P=100$) (фиг. 1).

Наименование, данное каждому полю, представляет собой «корневое название» для большой группы пород. Для того чтобы дать надлежащее название каждой конкретной породе, следует построить вспомогательные диаграммы (II.1, табл. 2).

4. При расчленении пород использованы следующие минералы и группы минералов:

Q — кварц (или минералы кремнезема, главным образом кварц);

A — щелочные полевые шпаты: ортоклаз, микроклин, пертит, анортит, альбит ((An_{0-5}));

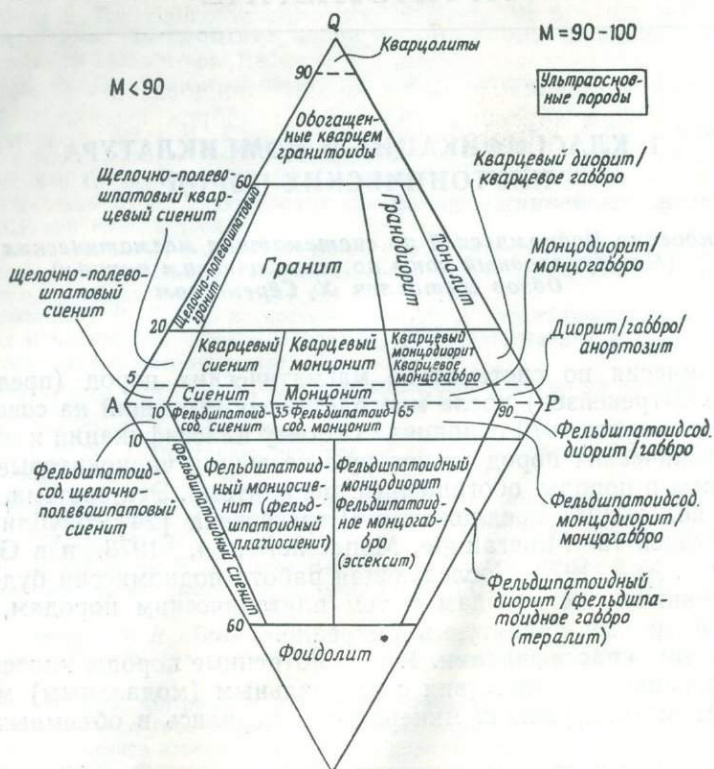
P — плагиоклаз (An_{5-100}), скаполит;

F — фельдшпатоиды (фоиды): лейцит и псевдолейцит, нефелин, содалит, нозеан, гаюин, анальцит, канкринит и т. д.;

M — мафические минералы: слюды, амфиболы, пироксены, оливины, непрозрачные минералы, акцессории (циркон, апатит, титанит и т. д.), эпидот, алланит (ортит), гранаты, мелилиты, монтичеллит, первичные карбонаты и т. д.

5. Чтобы различать в каждой группе мафические и фельзические типы пород, предложено пользоваться приставками *мела-* и *лейко-*. Например, термином меласиенит обозначают сиениты более темные, чем средний сиенит.

Для серий пород, которые надлежит расчленять по цветовому индексу, предложены следующие градации: цветовые индексы 0—35 (лей-



Фиг. 1. Сдвоенный треугольник QAPF для плутонических пород, содержащих менее 90% темноцветных минералов.

кократовые), 35—65 (мезократовые), 65—90 (меланократовые) и 90—100 (ультрамафические).

6. В сложных наименованиях пород рекомендуется названия минералов располагать в порядке возрастания их количеств: название наиболее распространенного минерала должно быть помещено ближе к корневому названию. Таким образом, в эвдиалит-эгирин-нефелиновом сиените эгирина больше, чем эвдиалита.

Щелочные породы. Термин *щелочной* имеет химический смысл и в классификациях, основанных на модальном составе, не должен использоваться в общих названиях пород или в «корневых названиях». Этот термин рекомендуется употреблять в химическом значении, чтобы показать, что те или иные породы обогащены щелочами по отношению к кремнезему и/или алюминию. Это выражается в присутствии модалных фельдшпатоидов, щелочных пироксенов и амфиболов. Все породы, располагающиеся в пределах треугольника *FAP*, являются щелочными.

Корневое название *фельдшпатоидный* или *фойдный* сиенит объединяет все породы, попадающие в соответствующее поле треугольника *FAP*. Каждой конкретной породе следует дать специфическое наименование: нефелиновый сиенит, нефелин-содалитовый сиенит, эгирин-нефелиновый сиенит и т. д. Детальная классификация и номенклатура пород должны основываться на характере фельдшпатоида, характере мафических минералов, цветовом индексе, а также на структурных взаимоотношениях минералов. Такая система классификации приведена в гл. II.1 (табл. 2).

Породы, попадающие в поле «фойдолит», названы в соответствии с характером содержащихся в них фельдшпатоидов и темноцветных минералов, а также цветовым индексом (гл. II.1, табл. 2).

Породы, попадающие в поля «фойдный монцосиенит» (фойдный плагиосиенит), «фойдный монцодиорит/монцогаббро» (эссексит) и «фойдный диорит/габбро», также названы с учетом их минералогического состава и цветового индекса. Название «тералит» можно использовать как синоним для обозначения нефелинового габбро.

2. СЛОВАРЬ ЩЕЛОЧНЫХ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОД

Составил Х. Сёренсен

Словарь названий пород подготавливается Комиссией по систематике в петрологии. Он будет содержать определения, а также рекомендации сохранить тот или иной термин или отказаться от него.

Кроме того, как уже говорилось, доступную информацию по терминологии содержат работы Йоханнсена [15], Трёгера [27, 28], Янга и Браусса [17] и Роннера [22]. К этому списку следует добавить работы Холмса [9] и справочник Левинсона-Лессинга и Струве [20], изданный в СССР.

Редактор настоящей книги не считает своевременным и необходимым приводить здесь перечень пород и определений. Однако многие коллеги отмечают, что существует такое разнообразие названий щелочных пород, что словарь этих названий будет полезен читателям данной книги. В связи с этим составлен указатель названий пород и словарь щелочных и связанных с ними пород.

В отношении плутонических пород были соблюдены принципы классификации, перечисленные в первой части приложения. Здесь следует подчеркнуть, что двоянный треугольник *QAPF* определяет только «корневые названия» для главных групп или классов пород, тогда как конкретным породам следует давать более определенные наименования. Так, щелочные сиениты представляют собой щелочно-полевошпатовые сиениты с натровым пироксеном/амфиболом. Конкретную же породу следует называть в соответствии с характерными для нее минералами, например эгириновый сиенит или эгирин-авгитовый сиенит. Такие очевидные термины включены в словарь только в особых случаях.

Определения вулканических пород основаны на классификации Штрекейзена [24]; вместе с этим предпринята попытка по возможности ближе следовать терминологии, использованной для плутонических пород. Однако Комиссия по систематике в петрологии еще не закончила обсуждение классификации вулканических пород; например, еще не решено, на каких принципах должна основываться эта классификация.

Подобным образом Комиссией еще не рассмотрена классификация лампрофиров и мелилитсодержащих пород, в связи с чем определения, приведенные в словаре, являются предварительными.

В словарь включено большое количество субщелочных пород, которые обычно встречаются в щелочных провинциях.

Редактор считает, что многие названия, данные щелочным породам, совершенно излишни (гл. II.1): простая номенклатура, подобная представленной в гл. II.1 (табл. 2), имела бы более описательное значение. Однако следует согласиться, что, если даже большинство названий, перечисленных в словаре, кажутся устарелыми, тем не менее в специфических случаях ими можно пользоваться. Редактор считает, например, неправильным короткие названия, такие, как «науаяит» и «какортokit», заменять более точными (но усложненными) названиями. Кроме того, использование местного названия оправданно, если оно относится к разновидности пород, которая на двояном треугольнике *QAPF* попадает в несколько полей (например, «лаурвикит»).

Рекомендуется, чтобы петрологи, применяя местные названия, всегда давали точное определение породы, например ее положение в двояном треугольнике *QAPF* или в табл. 2 гл. II.1.

Составитель словаря постарался сделать список названий по возможности исчерпывающим, но был бы благодарен за информацию относительно возможных пропусков.

Наконец, составитель хотел бы подчеркнуть, что во многих случаях породе невозможно дать четкое и однозначное определение. Это частично связано с тем, что некоторые бесспорные разновидности пород охватывают несколько определенных полей в петрографической классификации, а частично с тем, что первоначальные описания типов пород были неполными или содержали ошибки. В некоторых случаях названия пород в течение многих лет не употреблялись соответствующим образом. Приложенный список литературы включает работы, использованные при составлении словаря. Ссылки на оригинальные описания различных пород можно найти в работах Йоханнсена (тома II—IV) [15] и Трёгера [27, 28].

Словарь

- Абсарокит** (Absarokite) (Iddings, 1895; хребет Абсарока, США). Трахибазальт мезократовый; основная масса — щелочной полевой шпат, лабрадор и иногда лейцит; вкрапленники — оливин и авгит
- Авгитит** (Augitite) (Doelter, 1883; Кап-Верде, остров). Стекловатый нефелиновый тегрит с модалными фельдшпатоидами в основной массе
- Авгитовый сиенит** (Augite syenite) = гиперсолвусный щелочной сиенит (или монзонит), содержащий авгит, титанавгит или ферроавгит. Иногда присутствует тройной полевой шпат, а также нефелин или кварц
- Агпайтовые нефелиновые сиениты** (и фонолиты) [Agpaitic nepheline syenites (and phonolites)] (Ussing, 1912; Илимауссак, Гренландия). Ультращелочные нефелиновые сиениты и фонолиты; $Na+K > Al$, лейко- и мезократовые. Характерны эгирин, арфведсонит, сложные силикаты циркония и титана, такие, как эвдиалит. Окислы Fe — Ti отсутствуют. Обычен виллиомит
- Айлизит** (Ailsyte) (Heddle, 1897; Эйлса-Крейг, Шотландия). Щелочной, кварцевый рибекитсодержащий микросиенит
- Акерит** (Akerite) (Brøgger, 1890; провинция Осло, Норвегия). Кварцсодержащий микросиенит или микромонзонит с характерными прямоугольными зёрнами олигоклаза. Темноцветные минералы — авгит, роговая обманка, биотит, иногда эгирин-авгит. Может присутствовать гиперстен
- Аллохетит** (Allocheteite) (Doelter, 1902; Монцони, Тироль). Порфиновый нефелиновый микромонзонит
- Альбанит** (Albanite) (Washington, 1920). Флогопитсодержащий мелалейцитит
- Альбитит** (Albitite) (Turner, 1896; Плумас, Калифорния, США). Альбитовый сиенит, часто аплитовой структуры
- Альбит-нефелиновый сиенит** (Albite — nepheline syenite), см. Мариуполит
- Альвикит** (Alvikite) (von Eskermpann, 1948; Альвик, Швеция). Кварцсодержащий меланократовый лампрофир, обогащенный кальцитом и биотитом, иногда с нефелином в основной массе
- Альгарвит** (Algarvite) (Lacroix, 1922; кальдера Моншики, Португалия). Обогащенный биотитом мельтейгит

- Альнёт (Alnöite) (Rosenbusch, 1887; Альнё, Швеция). Щелочной лампрофир, содержащий меллитит, биотит, оливин, титанавгит, нефелин, перовскит, гранат, кальцит и т. д.; оливин-биотитовый меллитолит
- Аляскит (Alaskite) (Spurr, 1900; Аляска). Лейкогранит, почти полностью состоящий из щелочного полевого шпата и кварца
- Ампасименит (Ampasimenite) (Lacroix, 1922; Ампасимена, Мадагаскар). Ийолит-порфир или нефелинит-порфир со стекловатой основной массой
- Амфигенит (Amphigenite) (Cordier, 1868). = Лейцитовый тефрит
- Анальцит (Analcimite) (Gemmellaro, 1845; Циклоп, острова; Pirsson, 1896). Мезократовая вулканическая порода, в которой анальцит является единственным или преобладающим фельдическим минералом; оливин присутствует в подчиненных количествах. Оливиновый анальцит иногда называют анальцимовым базальтом
- Анальцимовый базальт (Analcime basalt) (Lindgren, 1883; Lacroix, 1924). = Оливиновый анальцит
- Анальцимовый долерит (Analcime dolerite) = кринанит, микротешенит
- Анальцимолит (Analcimolite) (Johannsen, 1938). Вулканическая порода, полностью состоящая из анальцита, = лейкоанальцит
- Анальцитит (Analcitite) = анальцит
- Анкарамит (Ankaramite) (Lacroix, 1916; Анкарами, Мадагаскар). Обогащенный авгитом оливиновый мелабазальт = обогащенный авгитом пикрит-базальт
- Анкаратрит (Ankaratrite) (Lacroix, 1916; Анкаратра, Мадагаскар). Биотитсодержащий оливиновый меланефелинит
- Анортоклазит (Anorthoclase) (Левинсон-Лессинг, 1901). Щелочно-полевошпатовый сиенит, состоящий из анортоклаза
- Апанейт (Apaneite) (Влодавец, 1930; Хибины, Кольский полуостров, СССР). Нефелин-содержащий апатит
- Апачит (Apachite) (Osann, 1896; горы Апаче, Техас, США). Нефелиновый фонолит; помимо натрового пироксена и энigmatита, обогащенный натровым амфиболом
- Аркит (Arkite) (Washington, 1901; Магнет-Коув, Арканзас, США). Нефелиновый фергусит или лейцитовый (псевдолейцитовый) ийолит, лейкократовая порода, содержащая эгирин, авгит, обогащенная меланитом
- Арсоит (Arsoite) (Rheinisch, 1912; Искья, Италия). Лейкотрахит оливин-, андезин- и иногда нефелинсодержащий; близок к ромбен-порфирам и кенитам. По Розенбушу — трахит типа Арсо
- Ассинтит (Assyntite) (Shand, 1909; Ассинт, Шотландия). Обогащенный титанитом авгитсодержащий содалитовый сиенит
- Атлантит (Atlantite) (Lehmann, 1924; Рунгве, Танзания). Нефелиновый тефрит или нефелиновый базанит
- Африкандит (Afrikandite) (Африканда, Кольский полуостров, СССР). Ультраосновная порода, состоящая из knobita, титаномангнетита, мелилита
- Базальт (Basalt) см. стр. 78
- Базанит (Basanite) [Pliny (Plinius), Brongniart, 1813]. Оливиновый тефрит, т. е. оливиновый базальт с содержанием фельдшпатоидов более 10% суммы фельдических минералов
- Базанитоид (Basanitoid) (Bücking, 1880). Этот термин употребляется в различных значениях: первоначально так называли породы, промежуточные по составу между оливиновым базальтом и базанитом. На стр. 84 он использован для обозначения щелочных базальтов, характеризующихся отсутствием в модалном составе фельдшпатоидов
- Балдит (Baldite) (Johannsen, 1938; Литл-Белт, горы, Монтана, США). Меламончикит
- Банакит (Banakite) (Iddings, 1895; хребет Абсарока, США). Трахибазальт, близок к абсарокиту, но содержит меньше оливина и авгита
- Баршовит (Barshawite) (Johannsen, 1938; Баршов, Шотландия). Анальцит-нефелиновый микромонсоиенит или ортоклазсодержащий андезиновый лугарит с баркевикитом и титанавгитом
- Батукит (Batukite) (Iddings and Morley, 1917; остров Сулавеси). Оливиновый мела-лейцитит
- Бибедурит (Bebedourite) (Tröger, 1928; Салитри, горы, Бразилия). Биотитсодержащий натровый пироксенит (=щелочной пироксенит или биотитовый якупирангит)
- Бекинкинит (Bekinkinite) (Rosenbusch, 1907; Бекинкина, гора, Мадагаскар). Баркевикитсодержащий мелатералит, обогащенный анальцитом (псевдоморфозы по нефелину)
- Белозэлит (Beloeilite) (Johannsen, 1920; Белоэиль, Квебек, Канада). Содалитовый сиенит или содержащий полевой шпат тавит
- Бенморейт (Benmoreite) (Tilley and Muir, 1964; Малл, остров, Шотландия). Муджирит-трахит, содержащий анортоклаз и нормативный плагиоклаз; $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$
- Бергалит (Bergalite) (Söllner, 1913; Кайзерштуль, ФРГ). Обогащенный биотитом гаюиновый микромеллитолит = обогащенный меллитом фондолит. Отличается от польценита отсутствием оливина

- Берингит (Beringite) (Старжинский, 1913; остров Беринга, СССР). Щелочно-полевошпатовый мелатрахит, содержащий баркевикит
- Бермудит (Bermudite) (Pirsson, 1914; Бермудские острова). = Биотитовый нефелинит
- Берондрит (Berondrite) (Lacroix, 1920; Берондра, Мадагаскар). Меланократовый тефрит, обогащенный баркевикитом
- Бигвудит (Bigwoodite) (Quirke, 1936; Френч-Ривер, Онтарио, Канада). Щелочной сиенит (ортотлаз, микроклин, альбит) с небольшим количеством фельдшпатоидов и натровых пироксенов и/или амфиболов
- Блэрморит (Blairmorite) (Knight, 1904; Блэрмор, Альберта, Канада). Лейкоанальцит с эгирин-авгитом и небольшими количествами нефелина, санидина, меланита и т. д.
- Богузит (Bogusite) (Johannsen, 1938; Богушевид, Моравия, Чехословакия). Тешенит
- Бодерит (Boderite) (Frechen, 1967; Эйфель, ФРГ). = Нозеан-санидин-биотитовый авгитит (= нозеановый шонкинит); субвулканическая зернистая порода, иногда кумулятивная
- Бороланит (Borolanite) (Teall, 1892; Лох-Боролан, Шотландия). Биотит-псевдолейцитовый сиенит, обогащенный меланитом
- Бостонит (Bostonite) (Hunter and Rosenbusch, 1890; Бразилия). Щелочно-полевошпатовый микросиенит со слабо ориентированными прямоугольными лейстами микроклина и альбита (бостонитовая структура), гололейкократовый
- Боуралит (Bowralite) (Mawson, 1906; Боурал, Уэльс). Богатый эгирин-авгитом щелочной сиенит-пегматит
- Брандбергит (Brandbergite) (Chudoba, 1930; Брандберг, Намибия). Щелочной гранит с небольшим количеством арфведсонита
- Брачианит (Braccianite) (Lacroix, 1917; Браччано, остров, Италия). = Лейцитовый лейкотрахибазальт или тефритовый лейцитит
- Бухонит (Buchonite) (Sandberger, 1872; Бухония, ФРГ). Тефрит и фонолитовый тефрит, мезократовый; вкрапленники представлены коричневой роговой обманкой и биотитом
- Бьерезит (Bjrezite) (Erdmannsdörfer, 1928; СССР). Богатый нефелином микро-лейкоэссексит; содержит анальцит, титанавит, эгирин и т. д.
- Вайомингит (Wyomingite) (Cross, 1897; Лейцит-Хилс, Вайоминг, США). Флогопит-лейцитовый лампроит или фонолитовый флогопитовый лейцитит с большим количеством стекла
- Везецит (Vesecite) (Scheumann, 1922; Везея, Чехословакия). Монтичеллитовый польцеинит-монтичеллит-флогопит-нефелин-оливиновый мелилитит, не содержащий авгита
- Везувит (Vesuvite) (Lacroix, 1917; Везувий, Италия). Базанитовый лейцитит
- Венанцит (Venanzite) (Sabatini, 1898; Умбрия, Италия). Оливин-лейцит-кальсилитовый мелилитит или мелилит-оливиновый мелалейцитит
- Верит (Verite) (Osann, 1889; Кабо-де-Гата, Испания). Субщелочной гиалотрахит с вкрапленниками биотита, авгита и оливина в стекловатой основной массе
- Весбит (Vesbite) (Washington, 1920; Везувий, Италия). Мелилитовый фергусит или мелилитовый италит (кальсилитсодержащий нефелин-лейцитовый фонидит)
- Весселит (Wesselite) (Scheumann, 1922; Чехословакия). Гаюин-нефелин-биотитовый анкартрит или гаюин-биотитовый меланефелинит
- Ветраллит (Vetrallite) (Johannsen, 1938; Вико, Италия). Тефритовый фонолит, содержащий лабрадор
- Вибетоит (Vibetoite) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Кальцитсодержащий биотит-амфиболовый пироксенит
- Викоит (Vicoite) (Washington, 1906; Вико, Италия). Лейцитовый лейкотрахибазальт, сильно обогащенный лейцитом, = трахибазальтовый лейцитит или фонолитовый лейцитовый тефрит
- Виндзорит (Windsorite) (Daly, 1903; Виндзор, Вермонт, США). Субщелочной щелочно-полевошпат-кварцевый микросиенит и кварцевый микромонзонит
- Витербит (Viterbite) (Washington, 1906; Витербо, Италия). Богатый лейцитом лейкократовый тефритовый фонолит, содержащий лабрадор
- Вогезит (Vogesite) (Rosenbusch, 1887; Вогезы, горы, Франция). Монзонитовый лампрофир, обогащенный роговой обманкой
- Волжидит (Wolgidite) (Wade and Prider, 1940; Кимберли, Западная Австралия). Флогопит-диопсид-магнофорит-лейцитовый лампроит
- Вульзинит (Vulsinite) (Washington, 1896; Больсена, Италия). Лабрадорный трахит фельдшпатоидсодержащий
- Габбро-протеробаз (Gabbroproterobase) (Brøgger, 1894). = Эссексит
- Габбросиенит (Gabbrosyenite) (Тарасенко, 1896). = Монцогаббро
- Гавайит (Hawaiiite) (Daly, 1911; Iddings, 1913; Гавайские острова). Андезиновый базальт, член серии щелочной базальт — щелочной трахит; = оливиновый андезит. Характерна базальтовая структура
- Гаусбергит (Gaussbergite) (Lacroix, 1926; Гаусберг, Арктика). Трахилейцитит с вкрапленниками лейцита и стекловатой основной массой санидинового состава

- Гаутеит (Gauteite) (Hibsch, 1898; Гаут, Чехословакия). Сиенитовый порфир или трахиандезит; иногда содержит анальцим
- Гаюинофир (Haunophyre) (Abich, 1839). Обогащенный гаюином и нозеаном аналог лейцитифира
- Гвардиант (Guardiaite) (Bieber, 1924; Гвардиа, Италия). Нефелиновый лейкобазанит со щелочным полевым шпатом (=нефелиновый трахибазальт и трахиандезит)
- Гедрумит (Hedrumite) (Brøgger, 1890; провинция Осло, Норвегия). Нефелинсодержащий щелочно-полевошпатовый микросиенит. Основная масса характеризуется трахитоидной (фойяитовой) структурой. Обогащен биотитом и содержит немного натрового амфибола
- Гельсинкит (Helsinkite) (Laitakari, 1918; Хельсинки, Финляндия). Субщелочной альбит-эпидотовый сиенит
- Гепторит (Heptorite) (Busz, 1904; Зибенгебирге, ФРГ). Обогащенный гаюином мезократовый лампрофир или гаюиновый базанит с вкрапленниками баркевикита, титанавгита и гаюина в стекловатой или состоящей из анальцима основной массе, содержащей также лабрадор, оливин и т. д. (=гаюиновый мончикит)
- Геронит (Heronite) (Coleman, 1899; Херон-Бей, озеро Верхнее, Канада). Анальцимовый плагиосиенит, содержащий лабрадорит, калиевый полевой шпат, эгирин и т. д.
- Геумит (Heumite) (Brøgger, 1898; Осло, провинция, Норвегия). Мезократовый нефелиновый лампрофир, содержащий баркевикит, биотит, щелочной полевой шпат, содалит и т. д.
- Гибелит (Gibelite) (Washington, 1913; Пантеллерия, Италия). Кварцсодержащий щелочной трахит с эгирин-авгитом, диопсидом, оливином и коссиритом, но без биотита
- Гизит (Ghizite) (Washington, 1914; Сардиния). Мезократовый анальцимовый андезит с вкрапленниками анальцима и стекловатой основной массой андезинового состава
- Гиумаррит (Giumarrite) (Viola, 1901; Гиумарра, Сицилия). = Амфиболовый мончикит
- Гленмуирит (Glenmuirite) (Johannsen, 1938; Лугар, Шотландия). Оливиновый тешенит, содержащий щелочной полевой шпат (=оливин-анальцимовое монцогаббро)
- Глииситы (Gleesites) (Kalb, 1934; Лаахер-Зее, ФРГ). Собирательное обозначение субвулканических гаюиновых пород
- Глиммерит (Glimmerite) (Larsen and Pardee, 1929). Биотитовая порода = биотитит
- Гоодерит (Gooderite) (Johannsen, 1938; Халибертон—Банкрофт, Онтарио, Канада). Альбитовый сиенит с некоторым количеством калиевого полевого шпата и нефелина
- Гразинит (Grazinite) (de Almeida, 1961; Тринидад). Мезократовый фолонитовый нефелинит, содержащий анальцим и лишенный оливина (=безоливиновый мурит)
- Граносиенит (Granosyenite) = кварцевый сиенит
- Греннаит (Grennaite) (Adamson, 1944; Норра-Кёпп, Швеция). Агпаитовый катаплеит-эвдиалит-нефелиновый сиенит порфировой структуры с тонкозернистой основной массой (=лейкократовый микролуаврит)
- Грорудит (Grorudite) (Brøgger, 1890; Осло, провинция, Норвегия). Меланократовый щелочной микрогранит, характеризующийся тингуанитовой структурой
- Дагамит (Dahamite) (Pelikan, 1902; остров Сокотра, Красное море). Богатый альбитом щелочной микрогранит
- Дамкьернит (Damkjernite) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Богатый нефелином меланократовый лампрофир. Вкрапленники представлены титанавгитом и биотитом; основная масса — нефелином, щелочным полевым шпатом, кальцитом, перовскитом и т. д.
- Данкалит (Dancalite) (De Angelis, 1925; Ассакома, Эфиопия). Анальцимовый лейкотефрит со щелочным полевым шпатом (=анальцимовый трахиандезит). Содержит авгит с каемками эгирина и баркевикит
- Дельдорадит (Deldoradoite) (Johannsen, 1938; Дельдорадо-Бей, Колорадо, США). Лейкократовый канкринитовый сиенит, содержащий биотит, эгирин и т. д.
- Дитроит (Ditroite) (Zirkel, 1866; Дитро, Румыния). Содалитсодержащий нефелиновый сиенит с некоторым количеством канкринита. Содалит имеет вторичное происхождение, поэтому этот термин не является синонимом содалит-нефелинового сиенита. Брэггер предложил обозначить этим термином сиениты с зернистой структурой (в отличие от фойяитов). Однако это предложение не получило поддержки
- Домит (Domite) (von Buch, 1809; Пюи-де-Дом, Овернь, Франция). Субщелочной биотитовый трахит и трахиандезит. В основной массе присутствуют тридимит и кристобалит
- Дорейт (Doreite) (Lacroix, 1923; Мон-Дор, Овернь, Франция). Субщелочной оливинсодержащий трахиандезит
- Драконит (Drakontite) (Rheinisch, 1912; Драхенфельз, ФРГ). = Биотитовый сиенит, содержащий плагиоклаз состава олигоклаз — лабрадор, а иногда небольшое количество содалита, эгирин-авгита и т. д.
- Драхенфельзский трахит (Drachenfels trachyte) = субщелочной (известково-щелочной) трахит

- Думалит (Dumalite) (Левинсон-Лессинг, 1905; Кавказ). Натровый трахиандезит
 Дунганнит (Dungannonite) (Adams and Barlow, 1908; Дунганнон, Онтарио, Канада).
 Нефелинсодержащий корундовый диорит со скаполитом
 Дурбахит (Durbachite) (Sauer, 1891; Шварцвальд, ФРГ). Субщелочной микромеласиенит с роговой обманкой и биотитом
 Ийолит (Ijolite) (Ramsay and Berghell, 1891; Ийола, Финляндия). Мезократовая нефелин-пироксеновая порода, не содержащая полевого шпата
 Исенит (Isenite) (Bertels, 1874; Нассау, ФРГ). Нозеановый трахиандезит, амфибол- и биотитсодержащий. По Трёггеру (1935), излишний термин, так как апатит первоначально был ошибочно принят за гаюин
 Италит (Italite) (Washington, 1920; Альбано, горы, Италия). Лейкократовая богатая лейцитом порода, обедненная мафическими минералами и лишенная полевого шпата (=лейкофергусит или субвулканический лейколейцитит)
 Итсиндрит (Itsindrite) (Lacroix, Итсиндра, Мадагаскар). Нефелиновый микросиенит с эгирином, биотитом, меланитом и т. д., обогащенный калием
 Июссит (Ijussite) (Рачковский, 1911; Сибирь, СССР). Мелатешенит с титанавгитом, баркевикитом, анальцимом, битовнитом и щелочным полевым шпатом
 Каджирит (Khagiarite) (Washington, 1913). =Гиалопантеллерит
 Казенит (Kasenite) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Нефелинсодержащий и обогащенный пироксеном карбонатит
 Кайбекит (Kaiwekite) (Marshall, 1906; Кайвеке, Новая Зеландия). Оливиновый трахиандезит или трахит (вулканический эквивалент лаурвикита) с вкрапленниками анортноклаза, титанавгита с эгириновыми каемками, баркевикита и т. д.
 Кайянит (Kajanite) (Lacroix, 1926; Кайян, остров, Калимантан). Богатый биотитом мелалейцитит
 Какторкит (Kakortokite) (Ussing, 1912; Илимауссак, Гренландия). Агпаитовый эдвалит-арфведсонит-нефелиновый сиенит от лейко- до мезократового. Характеризуется магматической ориентировкой минералов и гравитационной расслоенностью с чередованием красных, черных и белых слоев
 Какторпит (Kaxtorpите) (Adamson, 1944; Норра-Кёпп, Швеция). Пектолит-эккерманит-эгирин-нефелиновый сиенит
 Калмафит (Kalmafite) (Hatch, Wells and Wells, 1961). Вулканическая порода, состоящая из кальсилита и мафических минералов (=мафурит, катунгит)
 Калтонит (Caltonite) (Johannsen, 1938; Калтон-Хилл, Англия). Богатый анальцимом мезократовый базанит
 Камафугит (Kamafugite) (Sahama). Собирательное название, состоящее из первых букв терминов Катунгит—МАФурит—УГандит
 Кампанит (Campanite) (Lacroix, 1917; Везувий, Италия). Лейцитовый лейкотрахибазальт или тефритовый лейколейцитит, содержащий эгирин-авгит, санидин, гаюин, нефелин
 Камптонит (Camptonite) (Rosenbusch, 1887; Камптон, Нью-Гэмпшир, США). Мезократовый габброидный лампрофир с баркевикитом, титанавгитом, биотитом и иногда оливином
 Канадит (Canadite) (Quensel, 1913; Онтарио, Канада). Обогащенный биотитом калишпат-альбит-нефелиновый сиенит с нормативным анортитом
 Канкалиты (Cancalites) (Fuster et. al., Канкарик и Каласпарра, Испания). Лампропиты с потенциальным (нормативным) оливином, лишенные лейцита
 Канкариксит (Cancarixite) (Parga-Pondal, 1935; Сьерра-де-лас-Кабрас, Испания). Щелочной кварцевый меласиенит с эгирин-авгитом, лампрофировый
 Карит (Karite) (Карпинский, 1903; долина Кары, Забайкалье, СССР). Обогащенный кварцем и эгирином щелочной микрогранит (по сравнению с грорудитом содержит больше кварца)
 Карлштейнит (Karlsteinite) (Waldmann, 1935; Карлштейн, Австрия). Обогащенный калием щелочной гранит (микроклиновый)
 Каскадит (Cascadite) (Pirsson, 1905; Хайвуд-Маунтинс, Монтана, США). Лампрофир с вкрапленниками биотита, оливина и авгита и основной массой, состоящей из щелочного полевого шпата, лейцита и т. д.
 Кассаит (Kassaite) (Lacroix, 1918; Гвинея). Гаюиновый монзонит и тералит, содержащий плагиоклаз (An₅₅₋₂₀), санидин, мафические минералы
 Катунгит (Katungite) (Holmes, 1937; Катунга, Уганда). Мезократовый оливиновый мелилитит, содержащий кальсилит и лишенный пироксена (= калмафит)
 Катценбукелит (Katzenbuckelite) (Osann, 1903; Катценбукель, ФРГ). Лейкократовый гаюин-нефелиновый тингуантовый микросиенит, содержащий биотит, эгирин-авгит и т. д.
 Кауаит (Kauaiite) (Iddings, 1913; Гавайские острова). Мезократовый монцодиорит (сиенодиорит); состоит из титанавгита, олигоклаза, санидина, оливина и т. д.
 Квеллит (Kvellite) (Brøgger, 1898; Осло, провинция, Норвегия). Ультраосновная порода порфировой структуры с вкрапленниками оливина, баркевикита и биотита и основной массой, состоящей из щелочного полевого шпата и нефелина

- Кенит (кениит) (Kenite/kenyite) (Gregory, 1900; Кения, гора, Кения). Лейкократовый оливинсодержащий фонолит с эгирин-авгитом, коссиритом и ромбоэдрическими зернами анортклаза
- Кератофир (Keratophyre) (Gümbel, 1874). Субщелочной альбитовый трахит (=альбитизированная фельзитическая экструзивная порода)
- Кивит (Kivite) (Lacroix, 1923; Киву, озеро, Заир). Мезократовый лейцитовый базанит с небольшим количеством оливина (или оливинсодержащий лейцитовый тефрит)
- Килит (Kylite) (Tyrrell, 1912; Кили, Шотландия). Меланократовое нефелинсодержащее габбро, богатое оливином (обогащенный оливином мелатералит)
- Кирунаварит (Kirunavaarite) (Rinne, 1921; Кирунаваара, Швеция). =Магнетитит
- Ковит (Covite) (Washington, 1901; Магнет-Коув, Арканзас, США). Нефелиновый меласнит (=малинит)
- Козенит (Kosenite) =казенит
- Кокит (Cocite) (Lacroix, 1933; Вьетнам). Богатый лейцитом лампрофир с вкраплениями авгита, оливина и биотита и основной массой, состоящей из щелочного полевого шпата, лейцита и темноцветных минералов
- Колумбретит (Columbretite) (Johannsen, 1938; Колумбретес, острова, Испания). Тефритовый лейцитовый фонолит
- Комендит (Comendite) (Bertolio, 1895; Коменде, остров Сардиния). Щелочной лейкорит, см. также пантеллерит
- Конгрессит (Congressite) (Adams and Barlow, 1913; Конгресс-Блафф, Онтарио, Канада). Полевощпат-биотитовый уртит
- Коппаелит (Coppaelite) (Sabatini, 1903; Коппаели-ди-Сотто, Италия). Не содержащий оливина биотитовый мелилитит
- Крейгмонтит (Craigmontite) (Adams and Barlow, 1913; Крейгмонт, Онтарио, Канада). Корунсодержащий нефелиновый лейкодиорит
- Кринанит (Crinanite) (Flett, 1909; Кринан, Шотландия). Оливин-анальцимовый долерит (=бедный анальцимом офитовый оливиновый тешенит)
- Кромальтит (Cromaltite) (Shand, 1906; Кромальт-Хилс, Ассинт, Шотландия). Меланитовый щелочной пироксенит
- Куйамит (Cuyamite) (Johannsen, 1938; Куйама-Валли, Калифорния, США). Тешенит (микробогзит)
- Кулаит (Kulaite) (Washington, 1894; Кула, Малая Азия). Мезократовый санидинсодержащий нефелиновый базанит, обогащенный роговой обманкой (=нефелиновый трахибазальт)
- Кьельсцит (Kjelsåsite) (Brøgger, 1933; Осло, провинция, Норвегия). Лейкократовый монцодиорит или монцонит с коричневой роговой обманкой, эгирин-авгитом, биотитом и т. д. (=основной лаурвикит)
- Лабрадорит (Labradorite) (Senft, 1857). Лейкогаббро
- Лакарпит (Lakarpite) (Törnebohm, 1906; Норра-Кёпп, Швеция). Субсольвусный нефелиновый сиенит, богатый арфведсонитом, содержащий микроклин и альбит. По Адамсону (1944), арфведсонит-альбит-нефелиновый сиенит
- Лампроит (Lamproite) (Niggli, 1923). Групповое название для обогащенных К и Mg экструзивных пород=лампрофирные экструзивные породы, обогащенные биотитом (флогопитом)
- Лаурвикит (ларвикит) (Laurvikite/larvikite) (Brøgger, 1890; Осло, провинция, Норвегия). Лейкократовый авгитовый монцонит или гиперсольвусный сиенит с ромбоэдрическими зернами иризирующих тройных полевых шпатов. Могут присутствовать нефелин или кварц, а иногда отмечается оливин (=авгитовый сиенит или монцонит)
- Лаурдалит (лардалит) (Laurdalite/lardalite) (Brøgger, 1890; Осло, провинция, Норвегия). Лейкократовый гиперсольвусный нефелиновый сиенит с ромбоэдрическими зернами щелочного полевого шпата или тройного полевого шпата (богатый нефелином лаурвикит)
- Ледморит (Ledmorite) (Shand, 1910; Ледмор, река, Шотландия). Меланитовый малинит с эгирин-авгитом и биотитом
- Лейкотефрит.- лейцитит,- сиенит и т. д. (Leucotephrite,- leucitite,- syenite, etc.) Более лейкократовые разновидности по сравнению с обычными представителями этих групп
- Леймафит (Leumafite) (Hatch, Wells and Wells, 1961). Вулканическая порода, состоящая из лейцита и мафических минералов (=лейцитит)
- Лейцитит (Leucitite) (Rosenbusch, 1877; Орвието, Италия). Обычно мезократовая вулканическая порода с лейцитом и авгитом в качестве преобладающих компонентов. Полевой шпат отсутствует. Если присутствует оливин, порода называется оливинным лейцититом или иногда лейцитовым базальтом (=леймафит)
- Лейцитовый базальт (Leucite basalt) (Zirkel, 1870). =Оливиновый лейцитит
- Лейцитовый базанит (Leucite basanite)=оливиновый базальт, содержащий лейцит
- Лейцитовый кенталленит (Leucite kentallenite) (Lacroix, 1917; Везувий, Италия). Оливин-диопсид-лейцитовый меламоноссиенит (=темный соммаит)
- Лейцитовый лампроит (Leucite lamproite). Лампрофирная порода, содержащая лейцит

- Лейцитовый мончикит (*Leucite monchiquite*). Ультраосновная порода с вкрапленниками оливина и авгита в основной массе, состоящей из лейцита
- Лейцитовый тефрит (*Leucite tephrite*). Тефрит с лейцитом в качестве преобладающего фельдшпатоида. Если присутствует нефелин, породу называют нефелин-лейцитовым тефритом
- Лейцитовый фонолит и лейцитовый трахит (*Leucite phonolite and leucite trachyte*). Термин «лейцитовый фонолит» рекомендуется использовать для обозначения фельдшпатоидных экструзивных пород, обогащенных полевым шпатом и содержащих лейцит в качестве преобладающего фельдшпатоида. Термин «лейцитовый трахит» в этом случае оказывается излишним
- Лейцитонефелинит (*Leucitonephelinite*) (Jung and Brousse, 1959). Лейцитосодержащий нефелинит
- Лейцитифир (*Leucitophyre*) (von Humboldt, 1837; Эйфель, ФРГ). Разновидность лейцитового фонолита или лейцитонефелинита, лейкократовая вулканическая порода, содержащая лейцит, нефелин, минералы группы содалита, некоторое количество щелочного полевого шпата и мафических минералов, например эгирин-авгита, меланита, слюды. По Хэтчу, Уэллсу и Уэллсу, нефелин в лейцитифирах имеет подчиненное значение, и, таким образом, они представляют собою щелочно-полевошпательцитовые породы
- Лестиварит (*Lestwarite*) (Rosenbusch, 1896; Хибиньы, Кольский полуостров, СССР). Щелочной микросиенит с эвдиалитом, лишенный кварца или содержащий его в небольших количествах. Структура аплитовая
- Леувфонтейнит (*Leeuwfonteinite*) (Brouwer, 1903; Леувфонтейн, ЮАР). Щелочной сиенит, обогащенный анортноклазом; содержит андезин, баркевикит, диопсид, биотит и т. д. (= хэзерлит)
- Лимбургит (*Limburgite*) (Rosenbusch, 1872; Кайзерштуль, ФРГ). Вкрапленники — оливин и авгит; основная масса — обогащенное щелочами стекло (по химическому составу соответствует ассоциации нефелин+санидин+плагноклаз) = витрофировый пикрит
- Линдөит (*Lindöite*) (Brögger, 1894; Осло, провинция, Норвегия). Лейкосельвсбергит = лейкократовый щелочной микрогранит бостонитовой структуры
- Линдинозит (*Lindinosite*) (Lacroix, 1922; Линдиноза, Корсика). Щелочной мелагранит (= рибекитовый гранит)
- Линозит (*Linosait*) (Johannsen, 1938; Линоса, остров, Италия). Нефелинсодержащий базальт
- Личфильдит (*Litchfieldite*) (Bailey, 1892; Литчфилд, Мэн, США). Лейкократовый субсольвусный нефелиновый сиенит миаскитового ряда, состоящий из альбита, калиевого полевого шпата, канкринита, биотита и т. д.
- Лугарит (*Lugarite*) (Tuytill, 1912; Лугар, Шотландия). Мезократовый лабрадор-анальцимовый ийолит (= богатый анальцимом микротешенит). Темноцветные минералы — титанавгит и баркевикит; щелочной полевой шпат отсутствует
- Лугит (*Luhite*) (Scheumann, 1922; Луг, Чехословакия). Меланократовый гаюин-нефелин-кальцитовый микромелилитолит = мелилитовый дамквернит = гаюин-нефелиновый альнөит. Вкрапленники — титанавгит и оливин; основная масса — мелилит, титанавгит, кальцит, нефелин, гаюин, биотит, перовскит и т. д.
- Лузитанит (*Lusitanite*) (Lacroix, 1916; Алтер-Педросо, Португалия). Щелочной мела-сиенит
- Лундит (*Lundyite*) (Hall, 1914; Лунди, Англия). Катофорит-кварцевый ортофир = кварцевый нордмаркит
- Лускладит (*Luscladite*) (Lacroix, 1916; Алтер-Педросо, Португалия). Мезократовый бедный нефелином тералит с лабрадором, окруженным каемками щелочного полевого шпата. Образует постепенные переходы с фельдшпатоидным монцогаббро (мелазсекситом). Роговая обманка отсутствует. Темноцветные минералы представлены оливином и биотитом. Килит — меланократовая разновидность
- Луталит (*Lutalite*) (Holmes, 1937; Буфумбира, Уганда). Оливиновый лейцитит с более высоким отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, чем в обычных оливиновых лейцититах
- Луяврит (*Lujavrite*) (Brögger, 1890; Ловозеро, Кольский полуостров, СССР). Мезократовый нефелиновый сиенит агапитового ряда от мелко- до крупнозернистого с эгирином и/или арфведсонитом; структура трахитоидная. Содержит редкие минералы, такие, как эвдиалит. В гиперсольвусных разностях присутствует микропертит, а в субсольвусных — микроклин и альбит в виде обособленных выделений
- Луявритит (*Lujavritite*) (Антонов, 1934; Хибиньы, Кольский полуостров, СССР). Бедный полевым шпатом луюврит или содержащий полевой шпат ийолит
- Мадейрит (*Maderite*) (Gagel, 1913; Мадейра). Меланократовое микрогаббро
- Мадупит (*Madupite*) (Cross, 1897; Лейцит-Хилс, Вайоминг, США). Меланократовый гналолейцитонефелинит; вкрапленники представлены диопсидом и флогопитом; основная масса стекловатая, по составу соответствующая ассоциации лейцита и нефелина
- Масафуерит (*Masafuerite*) (Johannsen, 1937). Пикрит-базальт

- Малиньит (Malignite) (Lawson, 1896; Малиньи, река, Онтарио, Канада). Нефелиновый сиенит, меланократовый
- Мамилит (Mamilite) (Wade and Prider, 1940; Мамилу-Хилл, Западная Австралия). Магнофорит-лейцитовый лампроит
- Манджурит (Mandchurite) (Lacroix, 1923; Китай). Мезократовый гиалобазанит и нефелиновый гиалотрахибазальт
- Мареугит (Mareugite) (Lacroix, 1917; Мон-Дор, Овернь, Франция). Гаюинсодержащее щелочное габбро с битовнитом
- Мариенбергит (Marienbergite) [Johannsen, 1938; Мариенберг (Марианске-гора), Чехословакия]. Натролитовый фонолит
- Мариуполит (Mariupolite) (Морозевич, 1902; Мариуполь, СССР). Альбит-нефелиновый сиенит, лейкократовый, с эгирином, биотитом и т. д. и с подчиненным количеством калиевого полевого шпата
- Марозит (Marosite) (Iddings, 1913; Мароз, Сулавеси). Нефелиновое меламонцогаббро (меламондонит) с высоким содержанием биотита и битовнитом (=биотит-нефелиновое меламонцогаббро)
- Мартинит (Martinite) (Johannsen, 1936; Вико, Италия). Фонолитовый лейцитовый тефрит (базанит)
- Маседонит (Macedonite) (Skeats, 1909; Маседон, Австралия). Субщелочной оливин-биотитовый трахит и трахандезит. (Ранее необоснованно указывалось на присутствие мелилита и нозеана)
- Мафраит (Mafraite) (Lacroix, 1920; Мафра, Португалия). Роговообманковое (баркевикитовое) монцогаббро. Отличается от берондрита отсутствием нефелина
- Мафурит (Mafurite) (Holmes, 1945; Мафура, Уганда). Оливиновый кальсилитит, меланократовый (=калмафит)
- Меймечит (Meimechite/Meumechite) (Котульский, Меймеча, река, СССР). Ультраосновная вулканическая порода, состоящая из обильных (50—60%) вкрапленников оливина и стекловатой основной массы с микролитами титанавгита
- Мелилитит (Melilitite) (Lacroix, 1896). Вулканическая порода, в основном состоящая из мелилита и авгита. Оливин и полевой шпат отсутствуют. Разновидности — нефелиновый мелилитит, лейцитовый мелилитит (= мелмафит)
- Мелилитовый базальт (Melilite basalt) (Rath v., 1886; Stelzner, 1882). =Оливиновый мелилитит
- Мелилитолит (Melilitolite) (Lacroix, 1933). Интрузивный эквивалент мелилитита
- Мелмафит (Melmafite) (Hatch, Wells and Wells, 1961). Вулканическая порода, состоящая из мелилита и мафических минералов (=мелилитит)
- Мельтейгит (Melteigite) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Меланократовая порода, главным образом состоящая из щелочного пироксена и нефелина (=мелаййолит)
- Менаит (Maenaite) (Brøgger, 1898; Осло, провинция, Норвегия). =Плагноклазсодержащий бостонит=микросиенит с альбитом и ортоклазом в виде самостоятельных фаз
- Местигмерит (Mestigmerite) (Duparc, 1926; Местигмер, Марокко). Мезократовый амфибол-авгитовый ийолит или пироксеновый малиньит (возможно, измененный малиньит)
- Миаскит (Miaskite) (Rose, 1839; Миасс, река, Урал, СССР). Лейкократовый биотит-нефелиновый монцосиенит миаскитового ряда с плагноклазом состава альбит—олигоклаз и калиевым полевым шпатом (=нефелиновый плагсиенит)
- Микенит (Mikenite) (Lacroix, 1933; Бирунга, Уганда). Лейцитит, характеризующийся более высоким отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ по сравнению с обычными лейцититами
- Миссурит (Missourite) (Weed and Pirsson, 1896; Шонкин-Крик, Монтана, США). Мелафергусит, фанерокристаллический меланократовый эквивалент лейцитита и оливинового лейцитита (=лейцитовый мельтейгит)
- Модлибовит (Modlibovite) (Scheumann, 1922; Модлибов, Чехословакия). Мезократовый фельдшпатоидный оливин-биотитовый мелилитолит (=мелилит-нефелиновый лампрофир=биотитовый польценит)
- Модумит (Modumite) (Brøgger, 1933; Осло, провинция, Норвегия). Анортозит, состоящий из битовнита с некоторым количеством пироксена и баркевикита
- Мондхальдеит (Mondhaldeite) (Gruss, 1900; Кайзерштуль, ФРГ). Микромонзонит с обогащенным щелочами стеклом
- Монмутит (Monmouthite) (Adams, 1904; Халибертон — Банкрофт, Онтарио, Канада). Гастингситовый уртит с незначительным количеством альбита
- Монтреолит (Montrealite) (Adams, 1913; Монреаль, Канада). Нефелиносодержащее оливин-титанавгитовое мелагаббро; содержит также керсутит
- Мончикит (Monchiquite) (Hunter and Rosenbusch, 1890; Серра-ди-Моншики, Португалия). Анальцимовый лампрофир с оливином, титанавгитом и часто биотитом; основная масса сложена анальцимом. Может содержать нефелин или лейцит
- Муджирит (Mugearite) (Harker, 1904; Скай, Шотландия). Оливиновый лейкотрахиандезит; член серии щелочной базальт — щелочной трахит
- Мунионджит (Muniongit) (David, 1901; Новый Южный Уэльс, Австралия). Богатый нефелином тингуанит, лейкократовый

- Мурамбит (Murambite) (Holmes, 1936; Буфумбира, Уганда). = Богатый оливином кивит = лейцитовый базанит
- Мурит (Murite) (Lacroix, 1927; Кука, острова, Тихий океан). Оливиновый мелафонолит, богатый нефелином
- Натроншонкинит (Natronshonkinite) (Nieland, 1931). Нефелиновый меласениит
- Науяит (Naujaite) (Ussing, 1912; Иллимауссак, Гренландия). Лейкократовый пойкилитовый содалит-нефелиновый сиенит и содалитовый сиенит апаитового ряда. Кристаллы содалита пойкилитически включены в другие породообразующие минералы. Содержание содалита до 70%. Порода богата эвдиалитом
- Нгуруманит (Ngurumanite) (Saggerson and Williams, 1964; Магади, озеро, Кения). Гипабиссальный анкаратрит (или мельтейгит): нефелин-пироксеновая порода с обогащенным железом (серпентин-хлоритовым) мезостазисом и пустотами, выполненными кальцитом и анальцитом
- Неаптит (Nearpите) (Влодавец, 1930; Хибинь, Кольский полуостров, СССР). Богатый апатитом ийолит-уртит
- Немафит (Nemafite) (Hatch, Wells and Wells, 1961). Вулканическая порода, состоящая из нефелина и мафических минералов (=нефелинит)
- Немит (Nemite) (Lacroix, 1933; Неми, озеро, Италия). Мелалайцитит
- Нефелинит (Nephelinite) (Naumann, 1849). Вулканическая порода, в основном сложенная нефелином и авгитом; полевой шпат и оливин отсутствуют (=немафит)
- Нефелиновые сиениты (Nepheline syenites) (Rosenbusch, 1878). Групповое название фельдшпатоидных сиенитов с нефелином в качестве преобладающего фельдшпатонда. Подразделяются на апаитовый и миаскитовый типы, связанные между собой переходными разновидностями
- Нефелиновый андезит, базанит, диорит, монзонит и т. д. (Nepheline andesite, basanite, diorite, monzonite, etc.). Андезит, базанит и т. д. с содержанием нефелина более 10% объема фельдических минералов
- Нефелиновый базальт (Nepheline basalt) (Naumann, 1850). = Оливиновый нефелинит
- Нефелинолит (Nephelinolite) (Левинсон-Лессинг, 1901). Гололейкократовый уртит
- Нилигонгит (Niligongite) (Lacroix, 1933; озеро Киву, Заир). Фанерокристаллический эквивалент лейцитового нефелинита и нефелинового лейцитита = мелилитсодержащий лейцитовый ийолит. Нефелин и лейцит присутствуют в равных количествах
- Нозеанит (Noseanite) (Boricky, 1873). Нозеансодержащий эквивалент нефелинита
- Нозикомбит (Nosykombite) (Niggli, 1923; Носси-Комба, острова, Мадагаскар). Баркевикит-нефелиновый монцосиенит или плагиосиенит (=нефелиновый ковит)
- Нордмаркит (Nordmarkite) (Brøgger, 1890; Осло, провинция, Норвегия). Щелочной или субщелочной кварцсодержащий гиперсольусный щелочно-полевошпатовый сиенит
- Нордсьоит (Nordsjöite) (Johannsen, 1938; Фен, Норвегия). Обогащенный кальцитом меланитсодержащий нефелиновый сиенит, в составе которого нефелин преобладает над ортоклазом
- Окаваит (Okawaite) (Nemoto, 1934; Окава, река, Хоккайдо, Япония). Эгирин-авгитовый пичстон
- Окаит (Okaite) (Stansfield, 1923; Ока, Квебек, Канада). Гаюиновый мелилитолит (гаюиновый турьяит)
- Океанит (Oceanite) (Lacroix, 1923; Реюньон, остров, Индийский океан). Оливиновый мелабазальт; пикрит-базальт, содержащий более 50% модального оливина
- Оливинит (Olivinite) (Eichstädt, 1884). Этот термин первоначально применялся для группового обозначения роговообманковых дунитов и перидотитов. Сейчас в СССР оливинитами называют породы щелочных ультраосновных массивов, состоящие главным образом из оливина (Fa₁₂₋₁₅) и различных количеств флогопита, перовскита и титаномагнетита (содержание TiO₂ достигает 20%). Могут присутствовать авгит, роговая обманка, мелилит и монтчеллит. Породы обеднены Cr и Ni по сравнению с обычными дунитами
- Онкилонит (Onkilonite) (Backlund, 1915; остров Вилькицкого, СССР). Оливин-лейцитовый меланефелинит
- Орвиетит (Orvietite) (Niggli, 1923; Орвието, Италия). Лейцитовый лейкотрахибазальт, оливинсодержащий
- Орданшит (Ordanchite) (Lacroix, 1917; Мон-Дор, Овернь, Франция). Лейкократовый гаюиновый трахиандезит — вулканический эквивалент эссекита и гленмуирита
- Ордозит (Ordosite) (Lacroix, 1925; Ордос, Китай). Щелочной меласениит
- Орендит (Orendite) (Cross, 1897; Лейцит-Хилс, Вайоминг, США). Флогопитсодержащий лейцитовый фонолит (=фонолитовый лейколейцитит = лейцитовый лампроит)
- Оротвит (Orotvite) (Streckeisen, 1938; Дитро, Румыния). Нефелинсодержащий роговообманковый диорит и нефелиновый диорит массива Дитро
- Ортозит (Orthosite) (Turner, 1900). Гололейкократовый ортоклазовый сиенит
- Ортосиениты (собственно сиениты) (Orthosyenite) (Hatch, Wells and Wells, 1972). = Насыщенные кремнеземом сиениты. Также используется для обозначения известково-щелочных или субщелочных сиенитов

- Ортотрахиты (собственно трахиты) (Orthotrachyte) (Hatch, Wells and Wells, 1961).
Насыщенные кремнеземом трахиты
- Ортофир (Orthophyre) (Coquand, 1857). Палеовулканический ортоклазовый порфир
- Оттажит (Ottajonite) (Lacroix, 1917; Везувий, Италия). Лейцитовый лейкобазанит (или лейкотрахибазальт), содержит больше плагиоклаза и меньше лейцита, чем везувит
- Пантеллерит (Pantellerite) (Förstner, 1881; Пантеллерия, остров, Италия). Щелочной риолит, лейкократовый, содержит больше мафических минералов, чем комендит. Макдоналд и Бейли (устное сообщение) полагают, что между комендитами и пантеллеритами существуют различия в химизме: последние имеют более высокое содержание железа (в пересчете на FeO), а на прямоугольной диаграмме FeO — Al₂O₃ линия раздела соответствует уравнению Al₂O₃ = 1,33FeO + 4,40
- Паргеттит (Parchettite) (Johannsen, 1938; Сан-Мартин, Италия). Мезократовый лейцитовый трахиандезит
- Педрозит (Pedrosite) (Osann, 1923; Педрозо, Португалия). Горнблендит, состоящий из озаннита
- Перидотит (Peridotite). Перидотиты щелочных ультраосновных массивов преимущественно состоят из титанавгита, оливина (более 40%), титаномагнетита, перовскита и апатита. Может присутствовать нефелин
- Пертозит (Perthosite) (Phemister, 1926; Креаг-на-Ферна, Шотландия). Гололейкократовый щелочной сиенит с небольшим количеством эгирин-авгита
- Пиенаарит (Pienaarite) (Brouwer, 1910; Леувфонтейн, ЮАР). Титанит-нефелиновый меласиенит (титанитовый шонкинит или малиньит)
- Пикрит (Picrite) (Tschermak, 1866; Чехословакия). Оливиновое мелагаббро или мелатешенит (щелочной перидотит и лабрадоровый перидотит). Характерен титанавгит
- Пикрит-базальт (Picrite basalt) (Quensel, 1912; Хуан-Фернандес, острова). Оливиновый мелабазальт (ср. лимбургит). Если вкрапления представлены главным образом оливином — океанит; если же во вкраплениях вместе с оливином встречается авгит — анкарарит
- Пиландит (Pilandite) (Henderson, 1898; Пилансберг, ЮАР). Щелочной микросиенит, содержащий анортотлаз, эгирин-авгит и т. д. (хэзерлит-порфир)
- Плауенит (Plauenite) (Brögger, 1895; Дрезден, ГДР). Роговообманково-кварцевый сиенит и кварцевый моцонит, субщелочной (сиенит по Вернеру)
- Полленит (Pollenite) (Lacroix, 1907; Везувий, Италия). Оливинсодержащий гиалофонолит с лабрадором, состав стекла соответствует ассоциации санидин + нефелин + + ортоклаз (= тефритовый фонолит)
- Польцениты (Polzenite) (Scheumann, 1922; Польцен, Чехословакия). Мезократовые мелилитовые лампрофиры с нефелином и оливином, но без авгита. К этой группе относятся модлибовит, везецит, дугит и весселит
- Понцит (Ponzite) (Washington, 1913; Понца, остров, Италия). Содалитовый фонолит, содержащий эгирин-авгит, лавенит и т. д. (=содалитсодержащий щелочной трахит, трахит типа Понца)
- Пуглианит (Puglianite) (Lacroix, 1917; Везувий, Италия). Лейцитовый мелатералит или меламоцогоббро; содержит анортит
- Пуласкит (Pulaskite) (Williams, 1891; Пуласки, Арканзас, США). Нефелинсодержащий гиперсолвусный щелочной сиенит
- Пэзанит (Paisanite) (Osann, 1893; Пэзано, Техас, США). Рибекитсодержащий щелочной микрогранит
- Раабсит (Raabsite) (Waldmann, 1935; Раабс, Австрия). Минетта, содержащая щелочной амфибол
- Рагланит (Raglanite) (Adams and Barlow, 1908; Халибертон — Банкрофт, Онтарио, Канада). Корунд-нефелиновый лейкодиорит
- Раухаугит (Rauhaugite) (Brögger, 1921; Фен, Норвегия). Доломитовый карбонатит, содержащий щелочной полевой шпат (=бефорсит)
- Рафазлит (Rafaelite) (Johannsen, 1938; Сан-Рафаэль-Суилл, Юта, США). Анальцимсодержащий амфиболовый микросиенит с лабрадором (=анальцимовый плагиосиенит)
- Риденит (Riedenite) (Brauns, 1922; Лаахер-Зее, ФРГ). Меланократовый нозеановый мельтейгит, обогащенный биотитом (=нозеан-биотитовый авгит)
- Рингит (Ringite) (Brögger, 1921; Фен, Норвегия). Карбонатит, содержащий эгирин, щелочной полевой шпат и т. д., гибридная севит-фениговая порода
- Рисчоррит (Rischorrite) (Куплетский, 1932; Хибины, Кольский полуостров, СССР). Нефелиновый сиенит с кристаллами нефелина, пойкилитически включенными в микроклин-пертит. Присутствуют биотит, эгирин-авгит и т. д.
- Рицонит (Rizzonite) (Doelter, 1903; Рицони, гора, Тироль). Разновидность лимбургита
- Роддерит (Rodderite) (Frechen, 1967; Эйфель, ФРГ). Субвулканический санидин-нозеан-биотитовый авгит (=фойяитовый нозеановый мельтейгит)
- Рокалит (Rockallite) (Judd, 1897; Рокал, остров, Атлантический океан). Щелочной меланократовый гранит, обогащенный эгирином и альбитом

- Ромбен-порфир (Rhombporphyry) (von Buch, 1810; Осло, провинция, Норвегия). Порфирный трахит и трахиандезит с ромбоздрическими вкрапленниками тройных полевых шпатов (олигоклаз+анортоклаз). Вулканический эквивалент лаурвикита. Субщелочной или слабощелочной (эгирин-авгит)
- Ронгстокит (Rongstockite) (Tröger, 1935; Чехословакия). Содержащее фельдшпатоид монцогаббро (монцодиорит) = бедный нефелином эссекит, обогащенный натрием относительно кальция. Содержит титанавгит, биотит, бурые амфиболы
- Рувиллит (Rouvillite) (O'Neill, 1914; Квебек, Канада). Лейкотералит, богатый нефелином и битовнитом
- Ружмонтит (Rougemontite) (O'Neill, 1914; Ружемон, Квебек, Канада). Анортит-оливиновое габбро, богатое титанавгитом
- Руттерит (Rutterite) (Quirke, 1936; Садбери, Онтарио, Канада). Субсольвусный щелочно-полевошпатовый нефелинсодержащий сиенит с микроклином и альбитом
- Салитрит (Salitrite) (Tröger, 1928; Салитри, горы, Бразилия). Щелочной пироксенит с эгирин-авгитом, богатый титанитом (=богатый титанитом якупирангит)
- Санидинит (Sanidinite) (Nose, in Nöggerath, 1808). Санидиновый сиенит
- Саннаит (Sannaite) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Лампрофир, содержащий вкрапленники авгита, окруженные эгириновыми каемками, баркевикита с каемками биотита и биотита. Основная масса состоит из щелочных полевых шпатов (ортоклаз и альбит), авгита, эгирина, нефелина и т. д.
- Сансит (Sancyite) (Lacroix, 1923; Мон-Дор, Овернь, Франция). Субщелочной лейко-трахиандезит, содержащий тридимит
- Святоносит (Svatonossite) (Eskola, 1920; Святой Нос, мыс, Забайкалье, СССР). Анд-радитовый щелочной сиенит, содержащий ортоклаз-пертит и альбит
- Седрисит (Cedricite) (Wade and Prider, 1940; Кимбери, Австралия). Лейцит-диопсидовый лампроит=мелалейцитит, содержащий флогопит, магнофорит и т. д.
- Сельбергит (Selbergite) (Brauns, 1922; Лаахер-Зее, ФРГ). Лейкократовый нозеан-лейцитовый щелочной микросиенит, содержащий эгирин-авгит
- Семейтавит (Semejtavite) (Горностаев, 1933). Кварцево-щелочно-полевошпатовый сиенит с анортоклазом, ильменитом, авгитом и рибекитом
- Сесилит (Cecilite) (Cordier, 1868; Капо-ди-Бове, Италия). Нефелин- и анортитсодержащий мелилитовый лейколейцитит
- Сёвита (Sövitte) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Биотит-кальцитовый карбонатит (=альвикит)
- Сёльвсбергит (Sölvsbergite) (Brøgger, 1894; Осло, провинция, Норвегия). Щелочной микросиенит. По сравнению с бостонитом содержит больше мафических минералов
- Сёркедалит (Sörkedalite) (Brøgger, 1933; Осло, провинция, Норвегия). Оливиновый монцодиорит или троктолитовый монзонит, частично лейкократовый (апотроктолит); обогащен апатитом и Fe—Ti-окислами. Плагноклаз представлен антипертитовым андезином
- Сиенит (Syenite) [Pliny (Сиена), Werner, 1788; Дрезден, ГДР]. Лейкократовая щелочно-полевошпатовая порода, часто с небольшим количеством олигоклаза. Иногда кварц- или нефелинсодержащая. Темноцветные минералы — биотит, роговая обманка и авгит. Если присутствуют натровые пироксены и амфиболы (или фельдшпатоиды), порода называется щелочным сиенитом
- Сиенитит (Syenitite) (Левинсон-Лессинг, 1900). Биотитовый сиенит
- Сиеногаббро (Syenogabbro) (Johannsen, 1917). Богатая полевыми шпатами порода, содержащая щелочной полевой шпат и плагноклаз ($An_{>50}$) = монцогаббро + монзонит
- Сиенодиорит (Syenodiorite) (Evans, 1916). Богатая полевыми шпатами порода содержит как щелочной полевой шпат, так и плагноклаз ($An_{<50}$) = монзонит + монцодиорит
- Сиеноид (Syenoide) (Shand, 1910). Сокращенное название фельдшпатоидных сиенитов
- Сканокит (Scanoite) (Lacroix, 1924; Сардиния). Мезократовый анальцимовый гиало-базанит
- Содалитит (Sodalitite) (Ussing, 1912; Илимауссак, Гренландия). Обогащенный содалитовый содалитовый сиенит (=содалитовый уртит)
- Соммаит (Sommaite) (Lacroix, 1902; Везувий, Италия). Лейцитовый монцосиенит и монзонит, содержащий лабрадор
- Сумакоит (Sumacoite) (Johannsen, 1938; Сумако, Эквадор). Лейкократовый нефелиновый трахиандезит (=андезитовый тефрит)
- Суссексит (Sussexite) (Kemp, 1892; Суссекс, Нью-Джерси, США). Нефелиновый микросиенит тингуанитовой структуры; содержит эгирин-авгит, катофорит, биотит. Обогащен нефелином и обеднен полевым шпатоидом (=полевошпатоидсодержащий уртит)
- Сфенетит (Sphenelite) (Allen, 1914). Нефелинсодержащий титанитовый пироксенит
- Сыннырит (Synnyrite) (Жидков, 1962; Сынныр, Байкал, СССР). Псевдолейцит-нефелиновый лейкосиенит микропегматитовой структуры содержит калиевый полевой шпат, кальсилит и небольшие количества биотита и рудных минералов

- Сэрнаит (Särnaite) (Brøgger, 1890; Сэрна, Швеция). Лейкократовый нефелин-канкринитовый сиенит, содержащий эгирин-авгит, ортоклаз, окаймленный альбитом, и т. д.
- Тавит (Tawite) (Ramsay, 1894; Ловозеро, Кольский полуостров, СССР). Агпаитовый содалитовый лейкоидолит
- Таволатит (Tavolaitite) (Washington, 1906; Таволато, Италия). Обогащенный фельдшпатоидами фонолит, содержащий лейцит, нефелин, гаюин, эгирин-авгит, биотит, меланит и т. д. Вкрапленники представлены лабрадором (=тефритовый фонолит и фонолитовый лейцитит)
- Таитит (Tahitiite) (Lacroix, 1917; Таити). Гаюиновый лейкотрахиандезит, часто содержит стекло (=гаюиофир или гаюионовый бенморент)
- Таймырит (Taimyrite) (Хрущов, 1894; Таймыр, полуостров, СССР). Нозеановый фонолит
- Тальзастит (Talzastite) (Termier and Jouravsky, 1948; Марокко). Титанавгитовый ийолит
- Тамараит (Tamaraitite) (Lacroix, 1918; Гвинея). Меланократовый нефелиновый лампрофир с вкрапленниками титанавгита, биотита, оливина и основной массой, сложенной полевым шпатом, биотитом, канкринитом и т. д. (=обогащенный нефелином камптонит)
- Таннбушит (Tannbuschite) (Johannsen, 1938; Чехословакия). Авгитовый анкаратрит или оливиновый меланефелинит
- Тасманит (Tasmanite) (Johannsen, 1938; Тасмания). Мелилит-оливиновый ийолит, обогащенный цеолитами
- Таурит (Taurite) (Lagorio, 1897; Крым, СССР). Щелочной риолит со сферолитовой основной массой
- Таутирит (Tautirite) (Iddings, 1918; Таити). Лейкократовый нефелиновый трахиандезит
- Твейтозит (Tveitåsite) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Щелочной меласиенит =лузитанит, богатый эгирин-авгитом, может содержать нефелин (=мелафенит)
- Тералит (Theralite) (Rosenbusch, 1887; Дупов, Чехословакия). Нефелиновое габбро
- Тефрит (Tephrite) (Pliny, Cordier, 1816; Rosenbusch, 1877). Щелочно-базальтовая вулканическая порода, состоящая в основном из плагиоклаза, авгита и фельдшпатоидов
- Тефритоид (Tephritoid) (Bücking). Стекловатая порода, по химическому составу соответствующая тефриту
- Тешенит (Tescheneite) (Hohenegger, 1861; Тешен, Чехословакия). Анальцимовый тералит или анальцимовое габбро (ср. кринанит)
- Тёнсбергит (Tönsbergite) (Brøgger, 1898; Осло, провинция, Норвегия). Щелочной сиенит с ромбоздрическими зернами щелочного полевого шпата (=измененная разновидность лаурвикита красного цвета)
- Тингуаит (Tinguaitite) (Rosenbusch, 1887; Серра-ди-Тингуа, Бразилия). Нефелиновый микросиенит, характеризующийся тингуаитовой структурой; иголки эгирина выполняют интерстиции в мозаичном агрегате щелочного полевого шпата и фельдшпатоидов, главным образом нефелина
- Титанолит (Titanolite) (Kretschmer, 1917). Щелочной пироксенит, обогащенный титанитом и магнетитом
- Топсаилит (Topsailite) (Lacroix, 1911; Гвинея). Нефелиновый микроэссексит, содержащий авгит и биотит, лампрофировый
- Торигиллит (Toryhillite) (Johannsen, 1920; Халибертон—Банкрофт, Онтарио, Канада). Обогащенный нефелином альбит-нефелиновый сиенит, содержащий эгирин-авгит, лишенный калиевого полевого шпата (=обогащенный альбитом уртит)
- Трасс (Trass) Итальянское название туфов, широко распространенных в центральной Италии и в Эйфеле, ФРГ
- Трахиандезит (Trachyandesite) (Michel-Levy, 1894). =Латит с плагиоклазом, содержащим менее 50% Ап (также бенморент, тристанит, тосканит) — калиевый эквивалент муджнерита
- Трахибазальт (Trachybasalt) (Boricky, 1874). = Латит-базальт с плагиоклазом, содержащим более 50% Ап
- Трахилабрадорит (Trachylabradorite) (Jung and Brousse, 1959). Лейкотрахибазальт с плагиоклазом, содержащим более 50% Ап
- Трахит (Trachyte) (Haüy in Brongniart, 1813). Вулканическая порода, богатая щелочным полевым шпатом, часто с подчиненным количеством олигоклаза; иногда содержит кварц или нефелин. Экструзивный эквивалент сиенита. Если присутствуют натровый пироксен и амфибол, порода называется щелочным трахитом. Структура часто трахитовая
- Тристанит (Tristanite) (Tilley and Muir, 1964; Тристан-да-Кунья, острова). Санидин и ортоклазсодержащий трахиандезит. $K_2O > Na_2O$
- Турезит (Thuresite) (Waldmann, 1935; Австрия). Щелочной сиенит с натровым амфиболом

- Турьит (Turjite) (Белянкин, 1924; Турий мыс, Кольский полуостров, СССР). Меланократовый лампрофир, богатый анальцимом, биотитом, кальцитом и меланитом (=анальцим-кальцитовый альенит)
- Турьяит (Turjaite) (Ramsay, 1921; Турий мыс, Кольский полуостров, СССР). Биотит-нефелиновый мелилитоид, содержащий меланит, перовскит и т. д.
- Тускулит (Tusculite) (Cordier, 1868). Мелилитовый лейколейцитит
- Тутветит (Tutvetite) (Johannsen, 1938; Осло, провинция, Норвегия). Микроклин-альбитовый микросенит с трахитоидной структурой
- Тъозит (Tjosite) (Brøgger, 1906; Осло, провинция, Норвегия). Микромельтейгит аноклазсодержащий, шонкинитовый; микроякупирангит лампрофировый
- Уачитит (Ouachitite) (Kemp, 1891; Уошито, река, Арканзас, США). Не содержащий оливина биотитовый мончикит, меланократовый; основная масса состоит из стекла или анальцима
- Угандит (Ugandite) (Holmes, 1945; Буфумбира, Уганда). Оливиновый мелалейцитит — стекловатая основная масса, по химическому составу соответствует ассоциации плагиоклаза и нефелина (= калмафит)
- Ульрихит (Ulrichite) (Marshall, 1906; Данидин, Новая Зеландия). Нефелиновый микросенит, богатый эгирин-авгитом и баркевикитом (=тингуаит-порфир)
- Умптекит (Umptekite) (Ramsay, 1894; Умптек, гора, Хибинь, Кольский полуостров, СССР). Гиперсолвусный щелочной сиенит, обогащенный арфведсонитом, содержит эгирин, биотит, микропертит. Нефелин отсутствует или отмечается в малых количествах
- Ункомпагрит (Uncompahgrite) (Larsen and Hunter, 1914; Колорадо, США). Пироксеновый мелилитоид
- Уртит (Urtite) (Ramsay, 1896; Луявр-Урт, Кольский полуостров, СССР). Нефелинолит, содержащий более 70% нефелина; полевой шпат отсутствует. От ийолита отличается меньшим количеством мафических минералов
- Фазибитикит (Fasibitikite) (Lacroix, 1915; Ампасибитика, Мадагаскар). Обогащенный эгирином щелочной меланократовый микрогранит; содержит циркон и эвколит
- Фазинит (Fasinite) (Lacroix, 1916; Ампасиндава, Мадагаскар). Мельтейгит, содержащий титанавгит, химический эквивалент берондрита
- Фарризит (Farrisite) (Brøgger, 1898; Осло, провинция, Норвегия). Бесполовошпатовый меланократовый мелилитовый лампрофир, содержащий авгит, баркевикит, биотит, оливин
- Фенит (Fenite) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Щелочной сиенит, сформировавшийся в результате контактово-метасоматических процессов вокруг щелочных интрузий
- Фергусит (Fergusite) (Pirsson, 1905; Хайвуд-Маунтинс, Монтана, США). Лейкократовый или мезократовый псевдолейцитолит
- Фиасконит (Fiasconite) (Johannsen, 1938; гора Вульзини, Италия). Лейцитовый мелабазанит, содержащий плагиоклаз, богатый аортитовым компонентом
- Финандранит (Finandranite) (Lacroix, 1922; Мадагаскар). Микроклиновый сиенит
- Фицройт (Fitzroydite) (Wade and Prider, 1940; бассейн реки Фицрой, Австралия). Лейцитовый лампроит с вкрапленниками лейцита и флогопитита
- Фойдиты или фойдолиты (Foidites and foidolites). Породы, состоящие из фельдшпатоидов и мафических минералов; полевой шпат отсутствует или содержится в небольшом количестве. Фойдитами рекомендуется называть вулканические породы, а фойдолитами — плутонические
- Фойяит (Foyaite) (Blum, 1861; Серра-ди-Моншики, горы, Португалия). Нефелиновый сиенит агапитового типа или переходного типа между агапитовым и миаскитовым типами. Фойяитовая (интергранулярная) структура обусловлена взаимным расположением пластинок и табличек микропертита. Часто используется как групповое название для нефелиновых сиенитов. Рекомендуется фойяитами называть лишь гиперсолвусные породы, имеющие фойяитовую структуру
- Фонолит (Phonolite) (Haiy, in Cordier, 1816; Klaroth, 1801). Вулканический эквивалент фельдшпатоидных сиенитов, как агапитовых, так и миаскитовых, лейкократовый. Собственно фонолит=нефелиновый фонолит; в лейцитовом фонолите единственный фельдшпатоид — лейцит; лейцит-нефелиновый фонолит содержит меньше лейцита, чем нефелина
- Фортунит (Fortunite) (De Yarza, 1893; Фортуна, Испания). Бронзит- или флогопитсодержащий субщелочной трахит с пересыщенной кремнеземом стекловатой основной массой
- Фурчит или фуршит (Fourchite) (Williams, 1891; Фурш, горы, Арканзас, США). Меланократовый анальцимовый лампрофир, не содержащий оливина и полевого шпата (=авгитовый мончикит)
- Хайвудит (Highwoodite) (Johannsen, 1938; Хайвуд, горы, Монтана, США). Мезократовый нефелинсодержащий монзонит с лабрадором. Мафические минералы представлены биотитом и диопсидом
- Хакутоит (Hakutoite) (Yamagi, 1925; Хакуто-Сан, Китай). Бедный кварцем щелочной рюлит, аналогичен тауриту

- Хибинит (Chibinite, Khibinite) (Ramsay, 1898; Кольский полуостров). Эвдиалитсодержащий нефелиновый сиенит, лейкократовый, агпаитовый или переходный между агпаитовыми и миаскитовыми нефелиновыми сиенитами. Структура зернистая или трахитоидная
- Хилэрит (Hilairite) (Johannsen, 1938; Квебек, Канада). Агпаитовый содалит-нефелиновый сиенит
- Холиокеит (Holyokeite) (Emerson, 1902; Холиоук, Массачусетс, США). Субщелочной альбитовый сиенит, богатый кальцитом
- Холлаит (Hollaite) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Сёвитовый ийолит-мельтейгит
- Холмит (Holmite) (Johannsen, 1938; Оркнейские острова, Великобритания). Обедненный биотитом и обогащенный пироксеном альеит
- Христианит (Kristianite) (Brøgger, 1893). Местное название биотитового гранита (гранит Драммен) провинции Осло (Христиания — старое название Осло)
- Хувландит (Hovlandite) (Barth, 1945; Осло, провинция, Норвегия). Биотит-гиперстен-оливиновое мондогаббро
- Хумилит (Jumillite) (Osann, 1906; Хумилья, Испания). Мезократовый лейцитовый фолит, состоящий из вкрапленников оливина, авгита, санидина, флогопита и основной массы, представленной лейцитом, санидином, эгирин-авгитом, катофоритом и т. д. (=фонолитовый оливиновый лейцитит)
- Хурумит (Hurumite) (Brøgger, 1931; Осло, провинция, Норвегия). Субщелочной кварцевый микромонзонит
- Хусебьюит (Husebyite) (Brøgger, 1933; Осло, провинция, Норвегия). Нефелиновый сиенит, содержащий эгирин-авгит и баркевикит
- Хэзерлит (Hartherlite) (Henderson, 1898; Леувфонтейн, ЮАР). Пертитовый или анорткласовый сиенит (=леувфонтейнит)
- Чиминит (Ciminite) (Washington, 1896; Чимино, Италия). Лейкотрахизабазальт или санидиновый абсарокит, содержащий лабрадор и оливин
- Шаканит (Shackanite) (Daly, 1912; Шакан, Британская Колумбия, Канада). Анальцимовый гиалофонолит
- Шонкинит (Shonkinite) (Weed and Pirsson, 1895; Хайвуд-Маунтинс, Монтана, США). Меланократовая порода, состоящая из щелочного полевого шпата, фельдшпатоидов и более чем 60% мафических минералов (пироксена, оливина, биотита)
- Шоренбергит (Schorenbegite) (Brauns, 1922; Лаахер-Зее, ФРГ). Нозеан-нефелиновый лейколейцитит, содержащий эгирин-авгит, тингуанитовой структуры (=нозеановый микронилигонгит или нозеан-нефелиновый фергусит и лейкократовый нозеановый лейцитифир)
- Шошонит (Shoshonite) (Iddings, 1895; Йеллоустонский национальный парк, США). Субщелочной оливиновый лейкотрахиандезит
- Щелочное габбро (Alkali gabbro). Габбро, содержащее фельдшпатоид и/или щелочной полевой шпат. Содержание фельдшпатоида менее 10% породы, а щелочного полевого шпата — менее 10% суммы полевых шпатов
- Щелочной базальт (Alkali basalt) (Tilley, 1950). Базальт, содержащий нормативный нефелин и часто модалный нефелин, анальцит или щелочной полевой шпат. Кроме того, так называют базальты, лишенные фельдшпатоидов и содержащие щелочной полевой шпат и менее 52% SiO₂ (СССР)
- Щелочной гранит и риолит (Alkali granite and -rhyolite). Граниты и риолиты с натровыми пироксенами и/или амфиболами
- Щелочной пироксенит (Alkali pyroxenite). Пироксенит, содержащий натровые пироксены или небольшое количество фельдшпатоидов
- Щелочной сиенит, монзонит, диорит и т. д. (Alkali syenite, monzonite, diorite, etc.). Породы, содержащие натровые пироксены, амфиболы и фельдшпатоиды (менее 10% общего объема фельдических минералов)
- Щелочные базальтоиды (Alkali basaltoids). Базальтовые породы, содержащие фельдшпатоиды, с плагиоклазом или без него (СССР)
- Эвергринит (Evergreenite) (Ritter, 1908; Эвергрин, Орегон, США). Щелочной гранит или нордмаркит с волластонитом
- Эвизит (Evisite) (Niggli, 1923; Эвиза, Корсика). Щелочные граниты и сиениты района Эвиза
- Эвктолит (Euktolite) (Rosenbusch, 1899; Сан-Венанцо, Умбрия, Италия). То же, что венанцит
- Эвстратит (Eustratite) (Ktenas, 1928; Греция). =Нефелиновый мончикит
- Эгиапит (Aegiapite) (Белянкин и Влодавец, 1932; Турий мыс, Кольский полуостров, СССР). Кальцит-апатит-эгирин-авгитовая порода
- Эгиринолит (Aegirinolith) (Kretschmer, 1917). Эгирин-авгит-титанит-магнетитовый пироксенит
- Экерит (Ekerite) (Brøgger, 1906; Осло, провинция, Норвегия). Гиперсольвусный щелочной гранит
- Элеолитовый сиенит (Elaolite syenite) (Blum, 1861). =Старое название нефелинового сиенита

- Элкхорнит (Elkhornite) (Johannsen, 1937; Элхори, Монтана, США). Щелочно-полево-шпатовый сиенит с некоторым количеством лабрадора
- Эспичеллит (Espichellite) (Souza-Brandao, 1907; Кейп-Эспичел, Португалия). Мезократовый анальцимовый лампрофир
- Эссексит (Essexite) (Sears, 1891; Эссекс, Массачусетс, США). Термин используется как синоним для обозначения фельдшпатоидных монцодиоритов и габбро, содержащих нефелин в качестве главного фельдшпатоидного минерала. Соответствующие породы с анальцимом называют гленмуиритами
- Эссексит-базальт (Essexibasalt) (Lehmann, 1924; Африка). Нефелиновый базанит, содержащий битовнит
- Эссекситовое габбро (Essexite gabbro). Этим термином иногда называют эссекситы, в которых состав плагиоклаза более основной, чем Al_{50}
- Этиндит (Etindite) (Lacroix, 1923; Этинд, Камерун). Мезократовый лейцитовый нефелинит
- Эунит (Aionite) (Duparc, 1925; Марокко). Мельтейгит, содержащий титанавгит
- Ювит (Juvite) (Brøgger, 1921; Фен, Норвегия). Нефелиновый сиенит с единственным полевым шпатом, представленным ортоклазом
- Якупирангит (Jacupirangite) (Derby, 1891; Якупиранга, Бразилия). Щелочной пироксенит. Породообразующие минералы — титанавгит, титаномagnetит, нефелин, апатит, перовскит, меланит и т. д.
- Ямаскит (Yamaskite) (Young, 1904; Ямаска, гора, Квебек, Канада). Пироксенит, состоящий преимущественно из титанавгита, роговой обманки и небольшого количества битовнита (= амфиболсодержащий якупирангит)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ, ИСПОЛЬЗОВАННОЙ
ПРИ СОСТАВЛЕНИИ СЛОВАРЯ

1. Adamson O. J., The petrology of the Norra Kärr district, An occurrence of alkaline rocks in southern Sweden, Geol. För. Stockh. Förh., 66, 113—255, 1944.
2. Barth T. F. W., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, II. Systematic petrography of the plutonic rocks, Skr. norske Vidensk-Akad. Mat.-naturv. Kl., № 9, 1—104, 1945.
3. Bose M. K., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, XXI. Petrology of the sørkedalite — a primitive rock from the alkali igneous province of Oslo, Skr. norske Vidensk.-Akad. Mat.-naturv. Kl. Ny Serie, № 27, 1—28, 1969.
4. Commission on Systematics in Petrology, Classification and nomenclature of plutonic rocks — recommendations (Subcommission on Systematics of Igneous Rocks), Geological Newsletter, № 2, 110—127, 1973.
5. Frechen J., In Taylor H. P., Frechen J., Degens E. T., Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden, Geoch. Cosmochim. Acta, 31, 407—430, 1967.
6. Fuster J. M., Gastesi P., Sagredo J., Feroso M. L., Las rocas lamproiticas del S. E. de España, Estud. Geol., 23, 35—69, 1967.
7. Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K., Petrology of the Igneous Rocks, 12th ed. Thomas Murby and Co., London, 1—515, 1961.
8. Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K., Petrology of the Igneous Rocks, 13th ed., Thomas Murby and Co., London, 1—551, 1972.
9. Holmes A., The Nomenclature of Petrology, 2nd. ed. Thomas Murby and Co., London, 1—284, 1928.
10. Holmes A., The petrology of katungite, Geol. Mag., 74, 200—219, 1937.
11. Holmes A., Leucitized granite xenoliths from the potash-rich lavas of Bunyaruguru, South-Uganda, Am. J. Sci., 243-A, Daly Volume, 313—332, 1945.
12. Holmes A., Petrogenesis of katungite and its associates, Am. Miner., 35, 772—792, 1950.
13. Irvine T. N., Baragar W. R. A., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. J. Earth Sci., 8, 523—548, 1971.
14. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Classification and nomenclature of plutonic rocks, recommendations, Neues Jb. Miner. Mh., 4, 149—164, 1973.
15. Johannsen A., A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, I—IV, Chicago University Press, 1932, 1937, 1938, 1939.
16. Joplin G. A., A Petrography of Australian Igneous Rocks, Angus and Robertson, Sydney, 1—210, 1964.
17. Jung J., Brousse R., Classification Modale des Roches Eruptives, Masson & Cie, Paris, 1—122, 1959.
18. Котульский В. К., Бюллетень технической информации Норильского горно-обогатительного комбината. 1943.
19. Lacroix A., Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine, Bull. Serv. géol. Indochine, 20, 3, 1—208, 1933.

20. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А., Петрографический словарь, Гостеолтехиздат, М., 1943.
21. Muir I. D., A Mineralogical Classification of Igneous Rocks and Glossary of Rock Names, Department of Mineralogy and Petrology, Cambridge, 1—21, 1973.
22. Ronner F., Systematische Klassifikation der Massengesteine, Springer-Verlag, Wien, 1—380, 1963.
23. Saggerson E. P., Williams A. A. J., Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the Northern Tanganyika alkaline district, J. Petrology, 5, 40—81, 1964.
24. Streckeisen A., Classification and nomenclature of igneous rocks, Neues Jb. Miner. Abh., 107, 144—240, 1967.
25. Tilley C. E., Some aspects of magmatic evolution, Q. J. geol. Soc. Lond., 106, 37—61, 1950.
26. Tilley C. E., Muir I. D., Intermediate members of the oceanic basalt — trachyte association, Geol. För. Stockh. Förh., 85, 434—443, 1964.
27. Tröger W. E., Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, Ein Nomenklatur-Kompendium, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1—360, 1935.
28. Tröger W. E., Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, Eruptivgesteinsnamen, I. Nachtrag. Fortsch. Miner., Kristall., und Petrogr., 23, 41—90, 1938.
29. Wade A., Prider R. T., The leucite-bearing rocks of the West Kimberley area, Western Australia, Q. J. geol. Soc. Lond., 96, 39—98, 1940.
30. Жидков А. Я., Сложная Сыннырская интрузия снитов Северо-Байкальской щелочной провинции, Геология и геофизика, № 9, 1962.

УКАЗАТЕЛЬ НАЗВАНИЙ ПОРОД

- Абсарокит** 22
 — лейцитсодержащий 102
Акерит 22, 23, 226, 229, 231
Альбитит 22, 24
Альнёт 68, 205, 213, 219—222, 228, 229, 233, 266
Аляскит 13
Амфиболит 43, 304
Анальцимит 83
Андезит 10, 22
 — кварцевый 19
 — нефелиновый 22
 — толеитовый 10
 — фельдшпатоидный 24
 — щелочной 19
Андезитобазальт 19
Анкарамит 22, 81, 84
Анкаратрит 23, 62, 65, 66
 — калиевый 117, 118, 120, 125
 — лейцитовый 117
Анортозит 22, 56, 103, 187, 189, 205, 210—212, 316, 372
Атлантит 22
- Базальт** 22, 45, 47, 94, 130, 173, 180, 187, 189, 202, 209, 211, 213, 214, 265, 266, 295, 316, 320, 360, 361
 — гиперстеновый 79, 97
 — калиевый 292
 — меллилитовый 184, 237, 238, 240, 248
 — нефелиновый 61, 88
 — оливиновый 78, 79, 94, 173, 187, 213, 238
 — пикритовый 86, 95, 97
 — — анкарамитовый 95
 — — щелочной 84
 — полевошпат-оливиновый 202
 — субщелочной 78—81
 — толеитовый 10, 165, 239
 — щелочной 19, 24, 72, 78—105, 131, 173—178, 204, 237—240, 247, 266, 292, 301, 311, 312, 325, 366
 — — натровый 84
 — — оливиновый 10, 86, 94, 194
Базанит 14, 19, 22, 67, 89, 97, 100, 173, 180, 194, 238, 240, 248, 312, 324
 — анальцимовый 82, 96
 — лейцитовый 22, 101
 — нефелиновый 82, 84, 94, 95, 102, 103
 — санидинный 95, 312
 — фонолитовый 23, 24
 — щелочной 24, 73, 78, 79
Базанитоид 84, 86
Бекинкинит 11, 23
Белозейлит 218
Бенморент 103—105, 204, 312
 — нефелиновый 103, 105, 312
Блерморит 187, 270
Бороланит 23
Бостонит 22, 221
- Вайомингит** 23, 114, 115
Везувит 22
Венанцит 118
Верит 114
Верлит 102, 192
Виконт 23, 102
Витербит 23
Вогезит 22
Волжидит 113—116
Вульзинит 22
- Габбро** 10, 22, 42, 44, 47, 151, 188, 191, 201, 202, 205, 208, 210, 222, 224, 225, 228—230, 372
 — известково-щелочное 80
 — кварцевое 372
 — нефелиновое 67, 373
 — оливиновое 188, 192, 219
 — расслоенное 231
 — роговообманковое 219
 — фельдшпатоидное 24, 372, 373
 — щелочное 20, 82, 97, 99
 — эссекситовое 24
Габбродиорит 19
Габброиды 100, 103, 202
 — щелочные 12, 41
Габбро-эссексит 82
Гавайит 10, 22, 83, 89, 103—105, 202, 204, 311, 312
 — нефелиновый 103—105, 312
Гленмуирит 23, 82, 99
Гнейс нефелиновый 34, 52, 53
 — ультращелочной 158, 160
 — щелочной 144—162
Горнблендит 19, 222, 266
Гранит 10, 12, 13, 19, 44, 46, 56, 155, 188, 189, 191, 198, 201, 211, 212, 218, 224, 231, 252, 258, 260, 337, 360, 363, 372
 — арфведсонитовый 11, 209
 — натровый 24
 — ультращелочной 128, 130, 131, 132, 138—140, 147, 149, 156, 205, 209
 — щелочной 10, 11, 13, 19, 22, 24, 47, 149, 190, 192, 237, 264, 289, 366
 — щелочно-полевошпатовый 372
Гранит-аплит щелочной 192
Гранито-гнейс 46, 146—150
 — известково-щелочной 157
Гранитоиды 372
Гранодиорит 19, 360, 372
Граносиенит 54
Гранулит 151, 304, 305
Греннаит 148
Грорудит 22
- Дацит** 10, 19
Диорит 10, 22, 360, 372
 — кварцевый 19, 225, 372
 — нефелиновый 22, 34, 35, 229, 230
 — фельдшпатоидный 24, 372, 373
 — щелочной 11
Диорито-гнейс 149
Дитронит 14, 23, 34
Долерит 43, 89, 100, 189—191, 199, 201, 205, 213
 — анальцимсодержащий 82
 — оливиновый 202
 — толеитовый 101
 — щелочной 82, 88, 90, 97, 99, 101
 — — анальцимсодержащий 99
Домит 36, 37
Дорент 22, 103
Дунганнонит 35
Дунит 67, 102
Дурбахит 22
- Ийолит** 10—12, 20, 23—25, 61—76, 166, 187, 191, 221, 224, 225, 228, 229, 255, 289, 331
 — полевошпатовый 20, 25
Италит 23, 25
- Какортоkit** 51, 209, 314, 323, 374
Камптонит 22, 219—221, 226, 232
Канадит 23, 25, 34, 42, 148
Канкалит 114, 115

- Карбонатит 44, 62, 68, 69, 71, 75, 76, 117, 159, 160, 166, 173—177, 184—187, 201, 205, 208, 213, 218, 221, 224, 225, 229, 336, 337
— монтичеллитовый 228
— пирохлоровый 228
Катунгит 112, 117, 118, 120, 125
Кауанит 22
Кенит 23, 93, 187, 316
Кенталленит 22
Кивит 22
Килит 86
Кимберлит 67, 68, 125, 184, 191, 193, 213, 226, 233, 292, 337
Ковит 22, 23
Комендит 22, 81, 128, 129, 130—135, 137—142, 174, 212, 213, 259, 260, 311, 317, 319—321
Конгрессит 23
Коппаелит 118, 120, 121
Крейгмонтит 22, 35
Кринанит 82, 99
Кбельсосит 22
- Лампронт 23, 112—116
Лампрофиты 45, 205, 218, 220, 228, 234
Латит 19, 22, 36
— кварцевый 19, 131
— нефелиновый 23, 104
— фельдшпатовидный 25
Латит-андезит 19, 22
Латит-базальт 19, 22, 83
Лаурвикит 22, 24, 29, 31, 38, 47, 54, 199, 202, 210, 321, 326, 374
Лаурдалит 23, 25, 29, 31, 52
Ледморит 23
Лейкогаббро фельдшпатовидное 24
Лейколейцитит 25
Лейкомоногаббро фельдшпатовидное 24
Лейконефелинит 25
— тейфритовый 25
Лейкофетрит 24
Лейкофондит габбровый 25
— диоритовый 25
Лейкоэссексит 24
Лейцитит 19, 23, 25, 102, 257
— оливиновый 23
— тейфритовый 23, 25
— фонолитовый 23
Лейцитифир 14, 23, 25, 257
Лерцолит 102, 295
— гранатовый 292, 295
— шпинелевый 73, 292
Лимбургит 84, 95, 187
Линдинозит 22
Липарит 12
Личфильдит 23, 25, 26, 34, 40, 52
Лузитанит 22, 24
Луярит 23, 25, 32, 33, 51, 52, 189, 191, 208, 209, 323
— эгириновый 38
- Мадейрит 22
Мадунит 23, 112, 114—116, 119—121
Малиньит 12, 20, 23, 25, 31, 67, 71, 188, 189
— меланократовый 20
Мамилит 113, 114
Мангерит щелочной 82
Мариуполит 23, 25, 26, 34, 43, 53, 56
Мариуполито-гнейс 150
Мафурит 112, 117, 118, 120, 121, 125
Мезомиаскит 25
Мелалейцитит 117, 120
Меланефелинит 66, 311
— оливиновый 66, 361
Меласиенит 24, 371
— щелочной 24
Мелатрахит 24
Мелилитит 19, 63, 67, 118, 174, 257
— оливиновый 65, 67, 213, 245, 247, 257
Мельтейгит 12, 20, 23, 61—65, 67, 68, 71, 72, 75, 76
— полевошпатовый 20, 23
Мельтейгит-порфир меланитовый 64
Метагаббро 147
Метариолит 151
Метафондит сиенитовый 25
Мнасцит 14, 23, 25, 34, 39, 45
Микрогранит 188, 317
— рибекитовый 318, 319
— эгириновый 318, 319
Микросиенит 41, 326
— гастингситовый 318, 319
— рибекитовый 318, 319
Микрофойяит 191
- Миссурит 10, 11, 23
Монмутит 23
Монтреолит 22, 218
Мондзаббро 19, 22, 82, 372
— фельдшпатовидное 24, 372, 373
Мондодюрит 19, 22, 372
— кварцевый 372
— нефелиновый 231
— фельдшпатовидный 372, 373
Мондонит 19, 22, 56, 90, 190, 372
— кварцевый 372
— нефелиновый 23, 34, 35, 219
— фельдшпатовидный 25, 372
Моносиенит 13
— фельдшпатовидный 372, 373
Мончикит 22, 204, 205, 219—221, 232
Муджирит 10, 92, 103—105, 202, 204, 205, 212, 311, 312
— нефелиновый 103—105, 312
Мурит 23
- Науяит 23, 33, 39, 51, 53, 209, 374
Нгуруманит 23
Нефелинит 14, 19, 24, 25, 61—76, 83, 173—180, 187, 238, 256, 257, 266, 289, 292, 311, 324
— волластонитовый 257
— лейцитовый 23
— меллитовый 65, 245, 247, 248, 257
— оливин-меллитовый 65—67, 74, 245, 247, 257
— оливиновый 23, 62, 63, 67, 69, 70, 73, 74, 76, 92, 238, 240, 257, 361
— полевошпатовый 62
— тейфритовый 23, 25
— фонолитовый 23, 25, 63, 67
Ниллигонит 23
Нозикомбит 23
Нордмаркит 12, 13, 22, 24, 29—31, 44, 45, 47, 198, 202, 209, 219, 221, 224, 228, 229, 231, 232
Норит 189
— кварцевый 226
- Обсидиан 134
— командитовый 133, 134, 137, 140
— порфирный 133, 135
— пантеллеритовый 134, 136, 137, 319, 320
— порфирный 135
Окаит 218, 222, 225, 228, 229, 333, 334
Океанит 22, 84
Орветит 23
Орланшит 23, 105
Орленит 23, 114, 115
Ордозит 22
Ортофир 12
Оттаянит 22
- Пантеллерит 10, 12, 13, 22, 81, 128, 130, 131, 133—135, 137, 140—142, 258—260, 314, 315, 317, 321
Перидотит 10, 19, 67, 72, 73, 118, 222, 223, 226, 229, 230
— полевошпатовый 228, 230
— слюдяной 205, 337
Перкинит 336
Перлит 134
Пикрит 19, 81, 85, 295
— щелочной 99, 101
Пикротешенит 99
Пироксенит 19, 67, 72, 102, 103, 118, 187, 229—231
— биотитовый 118, 205, 213
— натровый 22—25
— щелочной 10, 11
Плаггиомиаскит 25
Плаггиосиенит фельдшпатовидный 372, 373
Плаггиофойяит 19, 34
Плауенит 22
Плюмазит 22
Порфирит нефелин-полевошпатовый 190, 191
Пуласкит 22, 24, 29, 31, 42, 45, 48, 49, 188, 219, 224, 229—231
Пэзанит 22
- Рагланит 35
Риодацит 19
Риолит 10, 19, 130, 141, 174, 175, 204, 209, 210, 212, 257, 260
— командитовый 204
— натровый 124
— ультращелочной 147, 173, 320
— щелочной 10, 19, 22, 24, 140, 248, 321
— эгириновый 318

- Риолито-гнейс 146
 Рисчоррит 30, 34
 Рокаллит 22
 Ромбен-порфир 14, 22, 30, 36
 Рувиллит 218
- Седрисит 113, 114**
 Сёвит 208
 — пироксеновый 62
 Сёркедалит 22
 Сненит 13, 14, 21, 22, 24, 29, 37, 38, 40, 44, 46, 49, 50, 56, 90, 155, 157, 159, 185, 190, 191, 201, 211, 218, 225, 228, 230, 231, 252, 260, 314, 317, 321, 366, 371, 372
 — авитовый 26, 29, 31, 48, 49, 209, 210, 321—323
 — акмитовый 256
 — альбитовый 24
 — кварцевый 155, 188, 190, 191, 201, 209, 210, 225, 234, 317, 372
 — — щелочной 22, 24
 — — щелочно-полевошпатовый 372
 — лейцитовый 11
 — натровый 11, 90
 — нефелиновый 10—12, 20, 23, 32, 34, 37—40, 44—50, 54, 67, 71, 189, 193, 201, 202, 221, 224, 225, 228—231, 234, 237, 249, 252, 308, 322, 323, 372
 — — агпантовый 13, 25, 28, 50, 51, 289
 — — канадитовый 42
 — — лейкократовый 20
 — — миаскитовый 25, 28, 45, 51, 55
 — — «хибинитовый» 25
 — — эвдиалитовый 26
 — нефелиносодержащий лейкократовый 20
 — — мезократовый 20
 — — меланократовый 20
 — пироксеновый 158
 — рибекитовый 156
 — содалит-нефелиновый 25, 33
 — содалитовый 25, 33, 34, 46, 51, 53, 219, 221, 224, 230, 231
 — ультращелочной 151
 — фельдшпатоидный 11, 24—59, 372
 — щелочной 10, 19, 24, 26—59, 187, 190, 192
 — щелочно-полевошпатовый 372
 — — фельдшпатоидсодержащий 372
 — — эвдиалит-катаплект-нефелиновый 42
 — — эвдиалит-эгрин-нефелиновый 372
 — — эгрин-авитовый 373
 — — эгрин-нефелиновый 372
 — — эгриновый 373
 Сненито-гнейс 146, 148, 150, 156, 159
 Сненит-пегматит 43
 Сненит-порфир 229, 231
 Сненогаббро 22, 82, 208, 210, 321
 Сненодиорит 11, 22
 — щелочной 11
 Слюдит 118
 Соммант 23
- Тавит 25**
 Таннушит 62, 66
 Таутирит 23
 Твейтозит 22
 Тералит 10, 11, 19, 22, 24, 67, 82, 93, 97, 101, 372, 373
 — анальцим-оливиновый 87, 99
 Тефрит 12, 14, 19, 22, 24, 67, 238, 248
 — анальцим-оливиновый 82
 — лейцитовый 22, 95, 101, 102
 — лейцит-оливиновый 101
 — нефелиновый 257
 — нефелин-оливиновый 82
 — феолитовый 19, 23, 24
 — щелочной 24
 Тешенит 22, 82, 96, 97, 99—101
 — щелочной 101
 Тингуаит 12, 23, 25, 26, 32, 33, 41, 44, 52, 190, 191, 221
 — анальцим-натролитовый 52
 — анальцимовый 52
 — натролитовый 33, 52
 Толит 10, 73, 78—81, 96, 102, 175, 266, 292
 — оливиновый 79, 81, 361
 Тоналит 372
 Трахиандезит 22, 36, 87, 103—105, 131, 312
 — нефелиновый 23, 104, 105, 312
 — оксикерсутитовый 81
- Трахибазальт 22, 82—84, 94, 95, 100, 103, 131, 139, 210, 270, 312
 — анальцимовый 89
 — анальцимсодержащий 86, 93
 — керсутитовый 86
 — лейцитсодержащий 95, 102
 — нефелиновый 82, 97
 — оливиновый 94
 — тефритовый 87
 — фельдшпатоидный 84
 Трахидолерит 82
 Трахит 10, 12, 13, 19, 22, 24, 29, 35, 37, 40, 55, 101, 103, 130, 131, 141, 166, 173, 175, 176, 178, 179, 187, 199, 202, 204, 205, 209, 210, 212, 213, 257, 260, 311, 312, 320, 326, 327, 366
 — гортонолитовый 91
 — комендитовый 321
 — лейцитовый 257
 — натровый 141
 — пантеллеритовый 319
 — ультращелочной 129
 — щелочной 19, 22, 24, 36, 39, 97, 103, 321
 — — кварцевый 24
 Тристанит 23, 103, 104, 312
 — нефелиновый 312
 — фельдшпатоидный 104, 105
 Троктолит 192
 Турьяит 62
- Учитит 22
 Угандит 23, 112, 117, 118, 120, 125
 Умптекит 22, 42, 149, 185
 Ункомпагрит 62
 Уртит 12, 20, 23, 25, 61, 64, 65, 67, 238
 — полевошпатовый 20, 23
- Фазинит 23, 238**
 Фенит 43, 46, 62, 69, 192
 Фергусит 11, 23, 25, 42
 Фицронит 113, 114
 Фойдит сненитовый 25
 — тералитовый 19, 23
 — фойзитовый 19
 — феолитовый 19
 Фойдиты 19, 24, 83
 Фойдолиты 372, 373
 Фойяит 13, 14, 19, 21, 23, 25, 26, 29—31, 33, 43—45, 47, 48, 52, 187, 188, 190—192, 198, 210, 211, 219, 336
 — миаскитовый 50
 — содалитовый 33, 323, 324
 Фоволит 10, 12, 14, 19, 21, 23, 25, 35, 37—40, 52, 55, 67, 71, 97, 101, 103, 131, 166, 173, 175, 176, 178, 179, 187, 204, 209, 210, 212, 221, 248, 255—257, 270, 311, 312, 321, 324, 325
 — агпантовый 25, 36, 39
 — волластонитовый 256, 257
 — лейцитовый 23, 257
 — миаскитовый 25, 36, 39
 — содалит-нефелиновый 35
 — содалитовый 35, 39, 40
 — тефритовый 19, 23, 25
 — фельдшпатоидный 11
 Фортунит 114, 115
 Фурцит 219, 220
- Хибинит 23, 30, 31
 Хумилит 23, 114, 115
- Шонкинит 10, 11, 22—25, 31, 33, 42**
 Шошонит 22
- Экерит 22, 132
 Эклогит 304, 337, 372, 373
 Эссексит 10, 11, 19, 23, 24, 34, 35, 42, 49, 82, 83, 99, 101, 219, 222—224, 227—231
- Ювит 12, 20, 23, 25, 26
 — псевдолейцитовый 188
- Якупирангит 11, 20, 23, 25, 222, 225, 228, 229
 Ямаскит 218, 219

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авасиб-Хилс, щелочной комплекс 185**
 Агпайтовые породы 13, 26, 27, 30—32, 35—37, 40, 42, 51, 54, 205, 209, 263, 267, 315, 322, 323
 Адирондакс, массив 212
 Аккумулятивные породы 202, 321
 Аккумуляция кристаллов 206, 323
 Алданская провинция 15
 Альбитизация 30, 43, 132
 Альмунге, комплекс 42, 148
 Амигдалоиды 234
 Анатексис 55, 56, 178, 284, 286, 288, 289, 291—301, 306—309, 366
 Аравийско-Эфиопское сводовое поднятие 172
 Ассимиляция 56, 122, 123, 176, 211, 234, 286, 352
 — известняков 286, 330—345, 367
 Ассорит, дайка 206, 209
- Базальтовый тетраэдр 69, 78, 205
 Байкальская провинция 15
 Бангс-Хавн, массив 200, 201, 206
 Беверли, массив 47
 Бетский орогенический пояс 114
 Бисмалит 42
 Биттерфронтейн, массив 185
 Блу-Маунтин, щелочной комплекс 153, 289
 Блэк-Джэк, силл 85, 90, 91, 96, 97, 99
 Брандберг, массив 186, 189
 Бром, массив 217, 219, 222, 224, 225, 229, 231, 341
 Бруно, массив 217, 225
 Бушвелдский комплекс 187, 189—191
- Великая дайка Родезии 194**
 Великих рвов система 171
 Вишневогорский массив 39, 44, 46, 54
 Восточно-Африканская рифтовая система 69, 75, 141, 166, 169, 170, 172—176, 178—181, 213, 214, 257, 320
 Вредефорт, интрузии 185
 Вредефортский купол 189, 190, 194
- Газовый перенос 123—125, 296, 345, 367
 Гарб-Эйлин, силл 85, 90, 97, 101
 Гардарская провинция 38, 41, 48, 50, 56, 130, 166, 171, 198—214, 316, 321, 325
 Геобарометрия 92
 Геотермический градиент 291—294, 304—306
 Геотермометр 268, 269
 Геотермометрия 92
 Гиперсольвусные ассоциации 29, 30, 52
 Главный Эфиопский рифт 130
 Глен-Дессари, комплекс 158, 159
 Гленовер, карбонатитовый комплекс 185, 187
 Гранитберг, массив 192
 Грэннедаль — Ика, массив 50, 200, 201, 207, 209, 210
 Гросс, массив 189
 Гудини, карбонатитовый комплекс 184, 185, 187
- Дайки 41—43, 47, 101, 114, 187, 189, 205—207, 213, 217, 218, 220, 228, 234**
 — большие полевошпатовые 205, 209, 212
 — серни 198, 199, 202, 205, 211, 212
 — сложные 209, 321
 Данакиль, депрессия 130
 Данидин, силл 15
 Даркайлд, комплекс 150
 Девирификация 133, 134
 Декарбонатизация 341, 342, 344
 Десилификация 55, 122, 192, 255, 331—341, 344, 345, 364, 367, 368
 Диатрема 202, 205
- Дитро, массив 15, 34, 48, 377, 382
 Дифференциация магматическая (см. также Фракционная кристаллизация) 40, 42, 44, 55, 61, 165, 167, 283—286, 331, 333, 345
 — — течения 205
 — — фильтрационная 123, 124
 — — химическая 121, 123—125
 Дорова, карбонатитовый комплекс 185, 194
 Дорос, комплекс 185, 196
- Зонное плавление 73, 123, 284—286, 296, 298—311
- Ибервиль, массив 217, 222, 230, 235
 Ивиггут, массив 198—200, 209
 Игалико, массив 15, 206
 Игдлерфигссалик, массив 198, 200, 201, 206—208
 Ийолитизация 228
 Илмауссак, массив 26, 32, 33, 38, 39, 44, 48, 49, 51—54, 198, 200, 201, 205, 207—209, 323—325
 Иль-Бизард, массив 217, 221, 222, 226, 233
 Иль-Кадье, массив 271, 219, 220, 226
 Ильменогорский массив 44, 46
 Индекс агпайтности, см. Коэффициент агпайтно-сти
 — дифференциации 98, 103—105, 203, 204, 210, 212
 Индикаторное отношение 81
 Интрузии центрального типа 42, 198, 199, 208, 211
 Исорткок, массив 199, 200, 206
- Калиево-натровое отношение 105
 Калкфелд, карбонатитовый комплекс 44, 185, 186
 Кальдера 141, 174, 313
 Кальдерное проседание 44, 207
 Камафугитовые породы 112, 113, 116—123, 125
 Кангердлугсуак, интрузия 43—45, 54, 166
 Канталь, массив 36, 37, 39
 Капускасинг, гравитационная аномалия 171
 Карру, вулканический цикл 187
 Кейв, граниты 56
 Кейп-Кросс, массив 185, 186, 189
 Кенийская рифтовая долина 170, 174, 177, 319
 Китсигеут, массив 200, 206
 Кишангарх, щелочной комплекс 161
 Клайн-Шпицкоп, массив 189
 Классификация щелочных пород 2—14, 19—25, 82—84, 370—373
 Клоккен, массив 200, 207, 209
 Кольская провинция 48
 Кольцевые интрузии 129, 140, 188—190, 206—208, 217, 228, 231
 — разломы 42, 44
 Конвекционная ячейка 181, 230, 233
 Конические слои 44, 190, 208, 228
 Контаминация 122, 176, 221, 291
 Корок, массив 206, 207
 Коэффициент агпайтности 26—28, 128, 135, 267
 — распределения 297, 298
 Кубус — Бремен, интрузии 193
 Кунгат-Фьелд, массив 49, 132, 200, 201, 205, 207—209, 211, 212, 322
 Кузнецкого Алатау, провинция 15
 Кумулаты 48, 207, 211, 212, 222, 230
 — флотационные 33
 Кумулятивные образования, минералы 204, 208, 314, 322, 323, 326, 327
 Кунене, щелочной комплекс 186
- Лакколит 40, 189
 Лангесундфьорд, массив 53, 54
 Леуфонтейн, щелочной комплекс 15, 192
 Ловозерский расслоенный комплекс 44, 50, 53, 69
 Луангава, рифт 176
 Лукапа, грабен 193

- Магма агпайтовая 209
 — альпийская 232
 — анатектическая 123, 125
 — андезитовая 362, 364
 — базальтовая 61, 72, 140, 141, 166—168, 205, 208, 212, 235, 264—266, 281—286, 300, 309, 312, 314, 331—333, 363
 — базанитовая 311
 — габброидная 56
 — гранитная 56, 363
 — диоритовая 364
 — ийолитовая 256
 — камафугитовая 122
 — камптонитовая 232
 — карбонатитовая 122, 125, 178, 213, 286, 336, 337, 345
 — кимберлитовая 72, 73
 — комендитовая 309
 — лампроитовая 113, 121, 122
 — миаскитовая 45
 — монзонитовая 364
 — мончикитовая 232
 — нефелинитовая 72, 73, 75, 166, 194, 286, 311
 — нефелин-сиенитовая 55, 153, 159, 332
 — оливин-базальтовая 361
 — оливин-лейцитовая 257
 — оливин-нефелинитовая 75, 257
 — оливин-толеитовая 295
 — основная 71, 311, 321
 — пантеллеритовая 141, 255, 309, 314
 — перидотитовая 72, 122
 — пикритовая 296
 — риолитовая 258, 306, 314, 319
 — сиенитовая 255, 261
 — субщелочная 330—334, 345
 — толеитовая 266, 291, 295
 — трахитовая 37, 141, 171, 258, 259, 261, 264, 306, 309, 313, 314, 316—318, 321, 322, 326, 327
 — ультраосновная 205, 214
 — ультращелочная 208, 212
 — фельдшпатоидная 55, 345
 — фойяитовая 324, 366
 — фанолитовая 37, 177, 207, 208, 306, 309, 314, 325
 — щелочная 167, 168, 187, 194, 265, 270, 332, 333, 362, 364
 — щелочно-базальтовая 42, 55, 85, 176, 211, 266, 291, 295, 296, 311, 361
 — щелочно-перидотитовая 72
 — щелочно-пироксенитовая 72
 — щелочно-сиенитовая 47
 Магматическая кристаллизация 41, 44, 48, 50, 51
 Магнет-Хейтс, карбонатитовый комплекс 185, 187
 Маленефельд, массив 200
 Марагудзи, массив 185, 187—189, 194
 Маунт-Аскатини, массив 15
 Маунт-Джонсон, массив 49, 217, 219, 222—224, 227—230
 Маунт-Дромедари, серия 90
 Маунт-Мегантик, кольцевой комплекс 217, 221, 222, 224, 231
 Меймеча-Котуйская провинция 15
 Мессум, массив 185, 186, 189
 Миаролитовые пустоты 30
 Миаскитовые последовательности кристаллизации 48, 316
 Миаскитовые породы 13, 26, 27, 31, 35—37, 51, 54, 267
 Мишикамо, массив 212
 Монреальская провинция 14
 Монтериджиан, провинция 35, 42, 49, 166, 217—235
 Монтериджиан-Хилс, массив 15, 48, 280
 Монт-Руаяль, массив 217—219, 222, 225, 228, 229
 Мороту, интрузии 90, 97, 361
 Мотцфельдт, массив 200, 206, 207
 Нарсак — Дирнасс, массив 200, 201, 206, 207, 209, 210
 Некк 42, 46, 114, 176, 192, 312
 Несмесимость расплавов 368
 Нефелинизация 34, 55, 265, 368
 Нигерия и южного Нигера провинция 130, 316
 Нодули 221, 226, 233, 321
 Нунарсуит, массив 49, 50, 199, 200, 206, 207, 209
 Нунтгедахт, карбонатитовый комплекс 185, 187
 Озонгомбо, карбонатитовый комплекс 184—186
 Ока, карбонатитовый комплекс 217, 224, 225, 228, 229
 Окояжеже, комплекс 90, 97, 99, 185—187, 189, 193
 Окорузу, карбонатитовый комплекс 185, 186, 193
 Октябрьский (Мариупольский) массив 42, 43, 56
 Ондракоруме, карбонатитовый комплекс 185, 186
 Орендитовые породы 112—116, 120—123, 125
 Ортоклазовый эффект 259, 260, 319
 Осло, грабен 171, 176
 Осло, провинция 14, 15, 316, 325, 366, 367
 Остаточный расплав 311, 314, 316, 325, 327, 362, 367
 Оттава, грабен 218, 228
 Оцели 220, 234
 Палабора, карбонатитовый комплекс 185, 187, 194
 Парезис, массив 185, 186, 189
 Пейли, дайка 74
 Пилансберг, массив 15, 69, 171, 185, 189—191
 Плавление пород 303—309
 Плагноклазовый эффект 212, 242, 248, 259—261, 264, 316
 Пластовые тела 97, 101, 114, 317
 Плоскость критического насыщения 204, 359, 360
 — критической недосыщенности 204, 205, 238—240, 311, 325, 359, 360
 Плюмазитовые породы 13, 27
 Полевошпатовое отношение 21, 22, 24, 83
 Полное плавление 292, 294, 307
 Прогрессивное выплавление 140, 142
 Происхождение щелочных магм 291—369
 — — — порода 285, 366—369
 Проседание пород 42, 44
 Проспект, интрузия 99, 100
 Пузак, массив 14, 35
 Пуклен, массив 200, 207, 209
 «Разрыв Дели» 212, 312, 313
 Расслоенность магматическая 189, 202, 208, 212, 222, 223, 227, 230, 233
 — — ритмическая 44, 49—51, 230, 263, 317
 — — скрытая 317, 321
 — — фазовая 321
 Расслоенные интрузии 298, 323, 327, 367
 «Расширенный базальтовый тетраэдр» 70
 Резорция амфибола 367
 — биотита 264, 367
 — роговой обманки 266
 — силикатов 56, 347—364
 — слюд 285, 286
 Рейнский грабен 170, 171, 176
 Реоформизм 48, 211
 Реоформическая брекчия 225, 226, 228, 234
 Римская вулканическая провинция 15, 40, 102, 118, 123, 257
 Рио-Гранде, рифтовая зона 172
 Ритфонтейн, комплекс 192
 Рифт 37, 68, 69, 166, 167, 170, 171, 193, 293, 308
 Рифтообразование 129, 130, 169—182, 213
 Рувензори, горст 175, 182
 Ружемон, массив 217, 222, 223, 225, 229, 230
 Руффона, карбонатитовый комплекс 180, 308
 Свартбунсдриф, карбонатитовый комплекс 185, 186, 194
 Сварткоп, некк 185, 192
 Свободное образование 173, 180—182
 Сдвоенный треугольник *QAPF* 19, 20, 371—374
 Северо-Мадагаскарская провинция 14
 Семарул-Хилс, щелочной комплекс 185, 192, 194
 Сент-Илер, массив 217, 219, 222, 224—226, 229, 230
 Серийный индекс 12
 Серро-Негро, шток 115
 Силл 40, 97, 101, 187, 217, 220, 234
 Синтексис см. Ассимиляция
 Система акерманит — геленит 271
 — акерманит — диопсид — нефелин 69, 70, 239, 243, 244
 — акерманит — диопсид — нефелин — $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ 239, 245
 — акмит — альбит — вода — нефелин 71
 — акмит — альбит — диопсид — нефелин 261, 263
 — акмит — альбит — нефелин 262
 — акмит — диопсид 264
 — акмит — геденберит — диопсид 90
 — альбит — анортит — волластонит — геленит — нефелин 248
 — альбит — анортит — диопсид — форстерит 243, 244, 265
 — альбит — анортит — калиевый полевошпат 84
 — альбит — вода 132, 138
 — альбит — вода — диопсид — нефелин 261
 — альбит — вода — калиевый полевошпат — кремнезем 259, 363
 — альбит — вода — нефелин 265, 269, 270

— альбит — вода — уголексилота 338, 339
 — альбит — волластонит — нефелин 247
 — альбит — диопсид 239
 — альбит — диопсид — калиевый полевой шпат 256
 — альбит — диопсид — лейцит 256
 — альбит — диопсид — нефелин 239, 241, 253
 — альбит — диопсид — нефелин — форстерит 238, 239, 241, 244
 — альбит — диопсид — форстерит 240, 241
 — альбит — калиевый полевой шпат 249, 251, 335
 — альбит — калиевый полевой шпат — кальсилит — нефелин 261, 322
 — альбит — калиевый полевой шпат — кремнезем 258—260
 — альбит — калиевый полевой шпат — нефелин 271
 — альбит — нефелин — форстерит 241
 — анортит — волластонит — геленит 247
 — анортит — волластонит — нефелин 239
 — анортит — кальсилит — кремнезем — нефелин 335
 — анортит — нефелин 268
 — базальтовая 238
 — вода — кальсилит — кремнезем 271
 — вода — уголексилота — флогопит 75
 — волластонит — геленит — нефелин 239, 247
 — диопсид — кальсилит — кремнезем — нефелин 256, 257
 — диопсид — кремнезем — нефелин — форстерит 69, 78, 79, 238, 239, 256, 257, 295
 — диопсид — нефелин 70, 238, 240
 — диопсид — нефелин — кремнезем 70, 240, 241, 257
 — диопсид — нефелин — форстерит 70, 240, 241
 — кальсилит — кремнезем — нефелин 179, 249, 252, 262, 268, 271, 311, 314, 315, 322, 325, 326, 334
 — кальсилит — нефелин 249, 250, 267, 269
 — кремнезем — ларинт — нефелин — форстерит 70, 244
 — кремнезем — лейцит 249, 251
 — кремнезем — нефелин 249, 250, 268
 — кремнезем — нефелин — форстерит 241, 242
 — с остаточными расплавами 249, 253
 — фаялит — форстерит 85
 — $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 337
 — $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 70
 — $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 332
 — $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{NaAlSiO}_4$ 244
 — $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ 340, 342
 — $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 343
 — $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ 340, 341
 — $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 340, 343, 344
 — $\text{CaCO}_3-\text{Ca}(\text{OH})_2-\text{H}_2\text{O}$ 344
 — $\text{CaCO}_3-\text{Ca}(\text{OH})_2-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 342, 343
 — $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 341
 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{SiO}_3$ 352
 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{Ca}_2\text{MgSiO}_7$ 349
 — $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ 92
 — $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{NaAlSiO}_4$ 264
 — $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{KAlSiO}_4$ 355, 356
 — $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 137
 — $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCO}_3-\text{Ca}(\text{OH})_2-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 343
 — $\text{H}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 341
 — $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 318, 352, 353
 — $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 315, 318, 319, 321, 322, 363
 — $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 259, 319
 — $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 249
 — $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 69
 — $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 246, 247
 — $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 318
 — $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 71, 253, 254, 255, 315, 317, 322, 326
 — $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Fe}-\text{O}-\text{H}$ 261
 — $\text{NaAlSiO}_4-\text{CaCO}_3-\text{Ca}(\text{OH})_2-\text{H}_2\text{O}$ 345
 — $\text{SiO}_2-\text{NaAlSiO}_4-\text{KAlSiO}_4$ 294
 Скергаардский массив 201, 202
 Скуэр-Бьютт, лакколит 33
 Скуэр-Топ, интрузия 85, 87, 90, 91, 93, 96, 97, 99
 Структура витрокладическая 40
 — гипидноморфнозернистая 29, 30, 131
 — гранобластовая 145, 156
 — гранофировая 133
 — интергранулярная 29, 102
 — интерстиционная 102
 — ксеноморфнозернистая 29
 — кристаллобластическая 42
 — микрофельзитовая 133
 — ортофировая 35
 — порфировая 133
 — трахитовая 35, 133, 221
 — сферолитовая 133

— эвтакситовая 133
 Суббетский орогенный пояс 114
 Субольвусные ассоциации 52
 Стерней, массив 34, 39, 289
 Такакусяяма, серия 97
 Твиривьер-Булоок, карбонатитовый комплекс 185, 187
 Текстура гнейсовидная 42, 43
 — синнейсическая 48, 49, 100
 Температурный барьер 239, 241, 249, 254, 260, 264, 273, 295, 314, 325, 331, 335, 336, 343—345, 359
 Тепловой поток 194, 208, 291, 293, 294, 304—307
 Термальный барьер, см. Температурный барьер
 Терсти-Каньон, туфы 135, 138
 Торор-Хилс, массив 33
 Точка протыкания 244, 253, 254, 262
 Трубка брекчиевая 218, 226
 — кимберлитовая 226
 — туфовая 37
 Тувинская провинция 15
 Тутгукток, массив 200, 201, 206—212, 318, 319, 321, 322
 Туркестано-Алайская провинция 15

Уайт-Маунтин, массивы 44, 166, 218, 231
 Упрощенный базальтовый тетраэдр 239—242, 359—362
 Уэйола, силл 97

Фенитизация 42, 48, 185, 189, 228, 308, 368
 Фракционирование пироксена 367
 — полевых шпатов 136, 139, 141, 202, 204, 325
 Фракционная кристаллизация 72—74, 76, 85, 122—125, 140, 176, 178, 194, 207, 211—214, 232—234, 237, 239, 241, 248, 249, 252, 256, 258, 260, 265, 266, 289, 296, 312, 313, 317, 319, 326, 352, 353, 367
 Фракционное плавление 261
 Франспурт, массивы 15, 185, 189

Халибертон — Банкрофт, провинция 34, 35
 Хвидал, дайка 211, 321, 322
 Хохейфель, серия 97

Цветовой индекс 20, 22, 24, 31, 61, 62, 155, 156, 371, 372, 373

Частичное плавление 55, 72, 73, 75, 76, 125, 141, 167, 178—181, 194, 233, 234, 256, 284, 294—301, 303, 305—309, 321, 327, 361
 Чивара, щелочной комплекс 193
 Чива, провинция 176, 177
 Чишания карбонатитовый комплекс 185

Шава, карбонатитовый комплекс 185, 194
 Шаки, щелочной комплекс 159
 Шеффорд, массив 217, 222, 224, 229, 231
 Шнел-Элим, карбонатитовый комплекс 185, 187
 Шонкин-Саг, лакколит 38, 40, 41, 90
 Шпицкоп, карбонатитовый комплекс 15, 185, 187
 Шток 42, 174, 187, 192, 206, 217

Щелочная провинция юго-западной Гренландии, см. Гардарская провинция
 Щелочное отношение 12
 Щелочно-известковый индекс 9, 12
 Щелочно-базальтовые породы 78—105
 Щелочные породы калиевого ряда 112—125
 — — определение 9

Экеритовые породы 13
 «Эклогитовое фракционирование» 73
 Эпейродиастрезис 167
 Эпембе, карбонатитовый комплекс 185, 186, 194
 Эриксьфорд, формация 198, 200—202, 208
 Эронго, массив 186, 189
 Этаненкоп, массив 185, 186, 192
 Эфиопская рифтовая система 130

Ямаска, массив 217, 219, 222, 226, 229, 230

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Абердин, графство 146
 Абсарока, хребет 374, 375
 Абсарока-Филд 280
 Авас, горы 185, 192, 194
 Адамс-Шоулдер 99
 Аден, вулкан 313
 Аден, полуостров 321
 Аденский залив 169, 181
 Азорские острова 131, 324, 325
 Аир, плато 173
 Айрон-Хилл 54
 Айс-Ривер 68
 Аккра 148
 Алтер-Педросо 146, 155, 156, 158, 380
 Алту-Алентежу, провинция 146, 154, 155
 Альбано, горы 378
 Альбасете, провинция 114
 Альберта, провинция 376
 Альвик 374
 Альмерия 114
 Альнё, остров 64, 337, 375
 Аляска, полуостров 375
 Амдрупс-фьорд 43
 Ампасибитика 386
 Ампасимена 375
 Ампасиндава 386
 Анды, горы 9
 Анкарами 375
 Анкаратра 375
 Апаче, горы 375
 Аппалачи, горы 217
 Аравийский полуостров 139, 142
 Аргайлл, графство 99
 Аризона, штат 87
 Арис 192
 Арканзас, штат 14, 64, 375, 379, 383, 386
 Армидейл 86
 Ароншиш 155, 146,
 Ассакома 377
 Ассинт 375, 379
 Атакор 173
 Афар 130
 Африканда 375
 Аффара-Дара 130
 Ахаггар, нагорье 148
- Байкал, озеро 172, 384
 Бак-Кан 150
 Банкрофт 15, 34, 35, 152, 159, 336, 377, 381
 Баршов 375
 Бассейнов и Хребтов, провинция 169, 171, 172
 Бейра 185
 Бейт-Бридж 188
 Бекинкина, горы 375
 Белозиль 375
 Бенбеох 86, 99
 Бенуэ 173
 Беринга, остров 378
 Бермудские острова 68, 376
 Берондра 376
 Бетрока 148
 Бирунга 175, 381
 Блэрмор 376
 Богенфелс 192
 Богушевид 376
 Больсена 376
 Большой Бассейн 131
 Боурал 376
 Браччано, остров 376
 Бриннс-Пойнт 104
 Британская Колумбия, провинция 68, 387
 Буве, остров 325
- Буниаругуру 118, 121
 Буфумбира 102, 380, 382, 386
 Бухония 376
 Бэр-По, горы 166, 280, 281
- Вааль, река 192
 Вайамонте 146, 155
 Вайоминг, штат 112, 114, 280, 376, 380, 382
 Везея 376
 Везувий, вулкан 95, 124, 376, 378, 379, 383, 384
 Велвис, хребет 193
 Вермонт, штат 376
 Верхнее озеро 213, 377
 Виго 145, 146, 154—158
 Вико 376, 391
 Виктория, штат 95
 Вилл-Боим 155
 Вилькицкого, остров 382
 Виндзор 376
 Виндхук 186, 192—194
 Випья, плато 148
 Виситасьон, остров 217
 Витербо 376
 Вишневые горы 34, 39
 Возезы, горы 376
 Вознесения, остров 15, 81, 97, 131, 325
 Вонсан 150
 Восточно-Тихоокеанское поднятие 130, 131, 171
 Вульзини, гора 386
 Высокий Атлас, хребет 68
- Гавайи, остров 86, 94
 Гавайские острова 66, 70, 84, 95, 102, 103, 312, 376, 378
 Галапагосские острова 81, 97
 Гароуа 148
 Гаусберг 376
 Гаут 377
 Гвардиа 377
 Гебридские острова 84, 97, 103, 105
 Гелкхамер 133, 135
 Гибеон 184
 Гнумарра 377
 Глен-Дессари 146, 158
 Глен-Луи 146
 Глонниц 146, 154, 157, 158
 Голулу 66, 67
 Гоф, остров 85, 94, 95, 97, 103, 104, 325, 326
 Гран-Канария, остров 40
 Гренландия, остров 5, 30, 32, 41, 43, 44, 49, 50, 101, 132, 166, 171, 198, 211, 213, 214, 312, 317, 321—323, 381, 384
- Дамараленд, нагорье 173
 Данидин 386
 Дани-Хилл 104
 Даркайнл 159
 Дельдорато-Бей 377
 Джебел-ум-Бирка 142
 Джебел-Хариз, вулкан 139, 142, 313
 Джура 99
 Дого, остров 86, 97
 Додома 150
 Драхенфельз 37, 377
 Дрезден 383, 384
 Друм-на-Криш 104
 Дунганнон 378
 Дупов 385
 Дуповские горы 166
 Дурбан 185
 Дурушауз 192
 Дюфо 148

Жиравде 148

Замбези, река 173, 184, 187
 Западная Австралия, штат 113, 376, 381
 Зеленого Мыса, острова 311
 Земля Виктории 316
 Зибенгебирге 377
 Зоисс 150
 Зоутпансберг 187

Ианакафу 148

Ииваара 64
 Ийола 378
 Ики, остров 87, 89, 97, 104
 Ильменские горы 15
 Инверелл 94
 Инвер-Коттедж 99
 Инвернесс 146
 Ин-Хихау 148
 Искья 280, 375
 Исландия, остров 94, 131, 133, 135
 Итсиндра 378

Йеллоустонский национальный парк 387

Йоганнесбург 185
 Йорк, река 160

Кабо-де-Гата 376
 Кавирондо, залив 174
 Кавказ, горы 378
 Кагсснарсух 213
 Кайеке 378
 Кайзерштуль, вулкан 55, 375, 380, 381
 Кайян, остров 378
 Какануи 232
 Какарасима, остров 91
 Каласпарра 378
 Кала-Трамонтана 142
 Калимантан, остров 378
 Калифорния, штат 54, 374, 379
 Калтон-Хилл 378
 Камптон 378
 Кампу-Майор 155
 Канарские острова 68, 311
 Канкарис 115, 378
 Кап-Верде, остров 374
 Капо-ди-Бове 384
 Кара, река 378
 Карлсберга, хребет 169
 Карлштейн 378
 Карн-Чуниннег 146
 Карру 194
 Каскадные горы 362
 Катве 118
 Катунга, вулкан 118, 124, 378
 Катценбуккель 378
 Кванефельд 198
 Квебек, провинция 166, 217, 333, 375, 382, 384, 387, 388
 Кейп-Анн 47
 Кейп-Эспичел 388
 Кения, гора 179, 180, 379
 Киву, озеро 175, 378
 Кинхтелсваара 146
 Кикоронго 118
 Кили 379
 Килиманджаро, вулкан 180
 Килонва 150, 154, 156
 Кимберли 113, 282, 376, 384
 Кинлох-Отель 104
 Кирунавара 379
 Кишангарх 150, 159
 Кларьон, остров 94
 Клингхардт, горы 185, 192
 Колорадо, штат 54, 68, 377, 386
 Колумбретес, острова 379
 Кольский полуостров 5, 42, 44, 56, 153, 166, 167, 172, 375, 380, 382, 383, 385—387
 Комендо, остров 128, 379
 Конгресс-Блафф 379
 Коппаели-ди-Сотто 379
 Корсика, остров 115, 116, 132, 380, 387
 Кпонг 148
 Красное море 130, 172, 377
 Креаг-на-Феарна 383
 Крейгдонки 99
 Крейгмонт 379
 Кринан 379
 Крипл-Крик 166

Кромальт-Хилс 379

Кромарти 146
 Крумхук 192
 Крым, полуостров 385
 Куяма-Валли 379
 Куыллинс 101
 Кузнецкий Алатау, горы 15
 Кука, острова 68, 382
 Кула 379
 Кунене, река 184
 Кюсю, остров 97

Лаахер-Зее 15, 280, 377, 383, 384, 387
 Лабрадор, полуостров 198, 211
 Ла-Корунья, провинция 146, 148, 155, 157
 Лансфилд, округ 95
 Лацио, область 123
 Ледмор 379
 Лейцит-Хилс, массив 14, 15, 112, 114—116, 120, 280, 376, 380, 382
 Лилонгве 148
 Лимполо, река 173, 188
 Линдиноза 380
 Лиосоа 380
 Литл-Белт, горы 374
 Литчфилд 34, 40, 266, 380
 Ловозеро 380, 385
 Ловозерские Тундры 14, 15, 33, 44, 50, 53
 Лос, острова 14
 Лох-Боролан, массив 15, 376
 Луанда 193
 Луг 380
 Лугар 377, 380
 Лунголо 150
 Лунди
 Луната, ущелье 185, 187
 Луявр-Урт 386
 Людерниц 185, 192, 194

Маврикий, остров 97

Магади, озеро 382
 Магнет-Коув 15, 64, 375, 379
 Мадагаскар, остров 35, 116, 375, 376, 378, 382, 386
 Мадейра, остров 311, 380
 Макарангобский массив 148
 Малая Азия, полуостров 379
 Малиньи, река 381
 Малл, остров 78, 104, 375
 Мальлика 148
 Малый Аден, вулкан 313
 Мамилу-Хилл 381
 Мариенберг (Марнанске-гора) 381
 Мариуполь 15, 381
 Маркизские острова 89, 131
 Мароз 381
 Мартин-Вас, острова 68
 Маседон 381
 Маскаренский хребет 181
 Массачусетс, штат 47, 387, 388
 Матади 148
 Мауи 95
 Маунт-Болло 148
 Маунтин-Пасс 54
 Маунт-Мба-Нше 130
 Маунт-Мегантик 217
 Мафра 381
 Мафура 381
 Мбези 150
 Мбей 176
 Меймеча, река 381
 Мейор, остров 131, 133, 136—140, 319
 Меру, вулкан 175
 Местигмер 381
 Мельндаль 148
 Маммба 148
 Миасс, река 381
 Мидхима 133, 135
 Модлибов 381
 Мон-Дор, массив 14, 15, 377, 382, 384
 Монмут 160
 Монреаль 222, 371, 381
 Монреаль, остров 217
 Монтана, штат 31, 33, 38, 40, 90, 123, 166, 280, 375, 381, 386—388
 Монфорти 146, 155
 Монцони 374
 Моншики 47, 374
 Морафенобе 148
 Морото, вулкан 66, 72, 86
 Муижерна 132
 Мурсия, провинция 114

- Мчинджи 148
Мэн, штат 34, 40, 266, 380
- Найваша, озеро 133—135
Нандевар, вулкан 321
Наנדл 87, 90, 93, 97, 99
Напак 66, 69, 174
Нарсарсук 198
Нассау 378
Нгара-Хилл 148
Невада, штат 131, 135, 138
Нейн 211
Неми, озеро 382
Новая Англия 218
Новая Гвинея, остров 131, 137
Новая Зеландия, острова 104, 131, 133, 138, 140, 167, 232, 319, 378, 386
Новый Южный Уэльс, штат 86, 87, 90, 93, 94, 96, 99, 101, 311, 381
Нокуи 148, 154
Норра-Кёрр, массив 42, 44, 148, 377, 378
Норт-Конуэй 132
Носси-Комба 382
Ноя 148
Нсандже 148
Нчеу 148
Нырагонго, вулкан 75, 76, 122, 123, 175, 269
Нью-Гэмпшир, штат 44, 132, 166, 218, 231, 378
Нью-Джерси, штат 384
Нью-Йорк, штат 226
Нью-Мексико, штат 54
Ньямалагира, вулкан 75, 175
Ньяса, озеро 176
- Оаху, остров 66, 74
Овернь, провинция 36, 37, 377, 381, 382, 384
Ока 217, 382
Окабе 87
Окава, река 382
Оконжеже 99, 186
Окорузу 186
Ол-Донньо-Ленган, вулкан 75, 124, 175
Омаруру 186, 193
Омаруру, река 186
Омни 95
Ондуракоруме 185, 186
Онтарио, провинция 34, 152, 153, 160, 167, 376—379, 381, 383—385
Орвието 379, 382
Ордос 382
Орегон, штат 387
Оркнейские острова 387
Осло 29, 326
Отаго, провинция 95, 97, 103, 104, 166
Отаньяки 146
Оттава, река 217
Охаканджа 186
Очиваронго 186
- Пантеллерия, остров 97, 124, 128, 129, 131, 133, 135—138, 141, 142, 320, 377, 383
Парезис 186, 189
Пасхи, остров 81, 97, 130, 131
Педрозо 383
Пенсильвания 337
Петерборг 150
Пиан-ди-Селле 118
Пилансберг, массив 383
Пиренейский полуостров 154
Питон-де-ля-Фурнез 94
Пия-Ма, массив 150
Плумас 374
Покчинсан 150
Польцен 383
Понапе, остров 68
Понца, остров 383
Порто-ди-Ника 142
Премьер 184
Претория 187, 192, 194
Принсипи, острова 311, 324
Пуласки 383
Пэзано 383
Пюи-де-Дом, массив 14, 15, 377
- Раабс 383
Раджастхан, штат 132, 150
Радиофани, вулкан 124
Рехобот 192
- Реюньон, остров 81, 94, 97, 382
Риццони, гора 383
Родригес, остров 94
Роккаль, остров 383
Роколл, скалы 132
Росс 146
Руvenzори 213, 336
Рудольфа, озеро 173
Ружемон, холмы 217, 222, 384
Рунгве 173, 375
- Сабн, река 187
Сабиньо, вулкан 285
Садбери 384
Сайбириа-Хилл 95
Салитри, горы 375, 384
Сан-Венанцо, вулкан 118, 121, 387
Сан-Карлос 87
Сан-Мартин 383
Сан-Пьетро, остров 128, 133, 135, 137, 138
Сан-Рафаэль-Суилл 383
Сант-Джозеф-дю-Лас 333
Сан-Томе, остров 311, 324
Сардиния, остров 128, 133, 135—137, 377, 384
Сахалин, остров 90, 97
Свакоп, река 186
Свакопмунд 186
Святого Лаврентия, река 167, 217, 218, 226
Святой Елены, остров 15, 217, 226, 312, 324, 325
Святой Нос, мыс 384
Севадес 145, 146, 154, 155
Сен-Поль, остров 131
Серра-ди-Моншики, горы 14, 15, 381, 386
Серра-ди-Тингуа 385
Сёррей 146, 159, 160
Сидней 97, 99
Сицилия, остров 128, 377
Скай, остров 101, 104, 381
Скальные горы 68, 166
Смоланд 148
Сокорро, остров 130, 131, 132
Сокотра, остров 150, 377
Солсбери 185
Сомания 148
Средиземное море 128
Срединная долина Шотландии 97, 101, 171, 172
Срединно-Атлантический хребет 86, 94, 131, 140, 311, 325
Срединно-Тихоокеанский хребет 131
Стаффа 94
Стафффордшир, графство 97
Сулавеси, остров 375, 381
Сумако 384
Суртсей, остров 94
Сува, гора 37, 39, 325
Суссекс 384
Сынньор 384
Сьерра-де-Галиньеро 146
Сьерра-де-Корзон 146
Сьерра-де-лас-Кабрас 378
Сэрна 385
- Таволато 385
Танги, остров 68, 385
Таймыр, полуостров 385
Такакусаяма 87, 97
Тамбани 148
Танганьика, озеро 181
Тасмания, остров 97, 279, 283, 385
Техас, штат 374, 383
Тешен 385
Тибести, нагорье 173
Тироль, земля 374, 383
Тоскана, область 124
Траз-Уж-Монтиш 154
Тринидад, остров 66, 68, 311, 324, 325, 377
Тринстан-да-Кунья, острова 95, 97, 100, 102, 103, 312, 325, 385
Трук, острова 68
Тундум 150
Турий мыс 386, 387
- Уагадугу 150
Убекендт-Айленд 101
Угав, река 186
Умбрия, область 118, 121—123, 376, 387
Умптек, гора 386
Ушнито, река 386
Упсала 148

Урал, горы 44, 54, 55, 167, 381
Усака 64
Усакос 186
Уэльс 376

Фалкато 155
Фанталь, вулкан 141, 142
Фарвель, мыс 199
Фен 376—378, 381—388
Фернанду-ди-Норонья, остров 68, 311
Фингалс-Кейв 94
Фицрой, река 112, 113, 115—117, 120—122, 386
Фойя 47
Фортуна 115, 386
Франсфонтейн 186
Фредериксхааб 199
Френч-Ривер 376
Фуруш, горы 386

Хакуто-Сан 386
Халсакала 95
Халибертон 15, 152, 159, 377, 381, 383, 385
Хан, река 186
Хандени 150
Харгейса 150
Хельсинки 377
Херон-Бей 377
Хибины, горы 15, 30, 38, 48, 380, 382, 383, 386
Хоккайдо, остров 131, 382
Холик 387
Хопи-Баттс 280
Хохейфель 97
Хуалалаи 86, 94
Хуан-Фернандес, острова 383
Хумилья 115, 280, 286, 387

Центрально-Индийский хребет 131
Центральный массив 171
Циклоп, острова 375

Чабби, вулкан 321
Чамейс 192
Чешское Среднегорье 9, 166
Чиквава 148
Чимино 387

Шайант, острова 90, 97, 101
Шакан 387
Шаки 150
Шварцвальд, горы 378
Шонкин-Крик 381
Шотландия 15, 146, 158, 374, 380, 381

Эвергрин 387
Эвиза 387
Эйлса-Крейг 374
Эйфель, массив 65, 376, 380, 383, 385
Элваш 146, 155
Элгон, горы 66, 174
Элкхорн 388
Эрта-Але, хребет 130
Эссекс, графство 388
Этинд 388
Этна, вулкан 87, 97

Южно-Китайское море 94
Юта, штат 383

Ябо 150
Якупиранга 388
Ямаска, гора 388

СОДЕРЖАНИЕ

От редакции	5
Предисловие. Перевод Г. Н. Мухитдинова	7
I. ВВЕДЕНИЕ. Х. Сёренсен. Перевод Г. Н. Мухитдинова	9
II. ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ	19
II.1. Введение. Х. Сёренсен. Перевод Г. Н. Мухитдинова	19
II.2. Щелочные и фельдшпатоидные сиениты и их эффузивные аналоги. Х. Сёренсен. Перевод Г. Н. Мухитдинова	26
II.3. Нефелиниты и ийолиты. Д. К. Бейли. Перевод А. В. Лапина	61
II.4. Минералогия и петрография щелочно-базальтовых пород. Д. Уилкинсон. Перевод Г. Н. Мухитдинова	78
II.5. Калиевые щелочные породы. Т. Сахама. Перевод Г. Н. Мухитдинова	112
II.6. Пересыщенные кремнеземом щелочные породы: граниты, пантеллериты и комендиты. П. Боуден. Перевод Г. Н. Мухитдинова	128
II.7. Щелочные гнейсы. П. Флор. Перевод В. П. Волкова	144
III. ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНАЛЬНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД	165
III.1. Введение. Х. Сёренсен. Перевод Г. Н. Мухитдинова	165
III.2. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм. Д. К. Бейли. Перевод Г. Н. Мухитдинова	169
III.3. Щелочные породы Южной Африки. М. Матиас. Перевод В. П. Волкова	184
IV. ЩЕЛОЧНЫЕ ПРОВИНЦИИ	
IV.1. Щелочная провинция юго-западной Гренландии. Б. Антон. Перевод В. П. Волкова	198
IV.2. Провинция Монтериджиан. А. Р. Филпотс. Перевод А. В. Лапина	217
V. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ	
V.1. Экспериментальные исследования. А. Д. Эдгар. Перевод В. П. Волкова	237
V.2. Изотопный состав стронция в щелочных породах. Дж. Пауэлл, К. Белл. Перевод В. П. Волкова	278
V.3. Заключение. Х. Сёренсен. Перевод В. П. Волкова	288
VI. ПЕТРОГЕНЕЗИС	
VI.1. Происхождение щелочных магм в результате анатексиса. Перевод В. П. Волкова	291
VI.1а. Анатексис и другие процессы в мантии. П. Харрис	291
VI.1б. Плавление в глубинных зонах коры. Д. Бейли	303
VI.2. Роль фракционной кристаллизации при формировании щелочных пород. Р. Макдоналд. Перевод В. П. Волкова	311
VI.3. Ассимиляция известняков. П. Уилли. Перевод А. В. Лапина	330
VI.4. Резорбция силикатных минералов. У. К. Луг. Перевод В. П. Волкова	347
VI.5. Происхождение щелочных пород — краткий обзор и выводы. Х. Сёренсен (с использованием информации В. П. Волкова). Перевод В. П. Волкова	366
ПРИЛОЖЕНИЕ. Составил Х. Сёренсен. Перевод Г. Н. Мухитдинова	
1. Классификация и номенклатура плутонических пород	371
2. Словарь щелочных и связанных с ними пород	373
Указатель названий пород	390
Предметный указатель	393
Указатель географических названий	396

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

т. 65

Щелочные породы

Редактор В. И. Чернышева

Художественный редактор В. К. Бисенгалиев

Технический редактор Н. А. Иовлева

Сдано в набор 20/XI 1975 г. Подписано к печати 16/III 1976 г. Бумага кн.-журн. 70×108¹/₁₆==
==12,5 бум. л. 35 печ. л. Уч.-изд. л. 39,99. Изд. № 5/8126. Цена 4 р. 32 к. Зак. 2667

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 113105, Москва, Нагатинская ул., д. 1.

1768